

ISSN 0016-7800

JAHRBUCH DER GEOLOGISCHEN BUNDESANSTALT

1987
BAND 130/1

Alle Rechte für In- und Ausland vorbehalten.
Medieninhaber, Herausgeber und Verleger: Geologische Bundesanstalt, A-1031 Wien, Rasumofskygasse 23.
Für die Redaktion verantwortlich: Dr. Albert Daurer.
Verlagsort: Wien.
Herstellungsort: Horn, N.Ö.
Ziel des „Jahrbuchs der Geologischen Bundesanstalt“ ist die Verbreitung wissenschaftlicher Ergebnisse
durch die Geologische Bundesanstalt.
Satz: Geologische Bundesanstalt.
Druck: Ferdinand Berger & Söhne Ges. m. b. H., 3580 Horn

Inhalt

BLAU, J.: Neue Foraminiferen aus dem Lias der Lienzer Dolomiten. Teil II (Schluß): Foraminiferen (Involutinina, Spirillina) aus der Lavanter Breccie (Lienzer Dolomiten) und den Nördlichen Kalkalpen. Mit 1 Abbildung und 5 Tafeln	5
ČTYROKÝ, P.: Das Miozän des südöstlichen Teiles der Karpatenvortiefe bei Mikulov (Mähren, Tschechoslowakei). Mit 1 Abbildung	25
GOSEN, W. v., PISTOTNIK, J. & SCHRAMM, J.-M.: Schwache Metamorphose in Gesteinsserien des Nockgebietes und im Postvariszikum des Karawankenvorlandes (Ostalpen, Kärnten). Mit 4 Abbildungen	31
GUHL, M. & TROLL, G.: Die Permotrias von Kalkstein im Altkristallin der südlichen Deferegger Alpen (Österreich). Mit 17 Abbildungen, 7 Tabellen und 2 Tafeln (Beilagen)	37
KRAINER, K.: Zusammensetzung und fazielle Entwicklung des Alpinen Buntsandsteins und der Werfener Schichten im westlichen Drauzug (Kärnten/Osttirol). Mit 16 Abbildungen und 3 Tabellen	61
PLÖCHINGER, B.: Zur Klärung der geologischen Situation am Süden der Weyerer Bögen. Mit 15 Abbildungen	93

Schriftleitung: Albert Daurer.

Neue Foraminiferen aus dem Lias der Lienzer Dolomiten Teil II (Schluß): Foraminiferen (Involutinina, Spirillinina) aus der Lavanter Breccie (Lienzer Dolomiten) und den Nördlichen Kalkalpen

Von JOACHIM BLAU*)

Mit 1 Abbildung und 5 Tafeln

Osttirol
Lienzer Dolomiten
Lias
Foraminiferen
Involutinina
Spirillinina
Schlüsselwörter

Österreichische Karte 1 : 25.000
Blätter 179/4, 180/3

Inhalt

Zusammenfassung	5
Abstract	5
1. Einleitung	5
2. Material	5
3. Altersstellung der Fauna	6
4. Faunenassoziationen	6
5. Systematische Beschreibung	6
5.1. Subordo Involutinina HOHENEGGER & PILLER, 1977	6
5.1.1. Familia Involutinidae BÜTSCHLI, 1880	6
5.1.2. Familia Planispirillinidae PILLER, 1978	9
5.1.3. Familia indet.	11
5.2. Subordo Spirillinina HOHENEGGER & PILLER, 1975 emend. 1977	11
6. Schlußbemerkung	12
Dank	12
Literatur	12

Zusammenfassung

Es werden unterliassische Foraminiferen der Gruppen Involutinina und Spirillinina beschrieben. Für *I. liassica*, *Coronipora* sp. 1 cf. *austriaca* und *Semiinvoluta* (?) *bicarinata* n. sp. können anhand gut erhaltener Exemplare Lamellierung und die Entwicklung von Poren gezeigt werden. Folgende Taxa sind neu: *Semiinvoluta violae* n. sp., *Semiinvoluta* (?) *bicarinata* n. sp., *Trocholina gracilis* n. sp. und *Coronipora gusici* n. sp.

Abstract

This paper deals with Lower Liassic foraminifera of the groups Involutinina and Spirillinina. Well preserved specimens of *I. liassica*, *Coronipora* sp. 1 cf. *austriaca* and *Semiinvoluta* (?) *bicarinata* n. sp. show the development of pores and the primary lamellation of the test. The following taxa are new: *Semiinvoluta violae* n. sp., *Semiinvoluta* (?) *bicarinata* n. sp., *Trocholina gracilis* n. sp., and *Coronipora gusici* n. sp.

1. Einleitung

Diese Arbeit stellt den abschließenden Teil der Foraminiferenbeschreibung aus dem (unteren) Lias der

*) Anschrift des Verfassers: Dipl.-Geol. JOACHIM BLAU, Institut für Angewandte Geowissenschaften der Universität Gießen, Senckenbergstraße 3, D-6300 Gießen.

Lienzer Dolomiten dar. Es werden nur die Involutinina HOHENEGGER & PILLER, 1977 und Spirillinina HOHENEGGER & PILLER, 1975, emend. 1977 berücksichtigt. Dies vor allem deshalb, weil deren Vertreter sich im Dünn-schliff (etwa im Vergleich zu Vertretern der Lagenina) sicher bestimmen lassen.

2. Material

Die untersuchten Proben stammen in erster Linie aus den Lienzer Dolomiten. Wie schon im ersten Teil dieser Arbeit wurden aber wieder Vergleichsproben mit untersucht. Es sind im wesentlichen die bereits im ersten Teil genannten Proben, wobei aber noch Schriffe aus Adnet (Eismannbruch) und dem Hohen Brett (?Spaltenfüllung in Dachsteinkalken) hinzugekommen sind. Die Schriffe der beiden letztgenannten Lokalitäten stammen aus der Karbonatsammlung des Geologischen Instituts der Universität Göttingen und haben die Nummern 96 (Adnet) und 112 (Hohes Brett). Insbesondere der Schliff aus Adnet lieferte durch Eisenimprägnation hervorragend erhaltene Formen, bei denen z. T. Poren und die ursprüngliche Lamellierung noch gut zu erkennen sind. Zu den Lokalitäten Adnet und Hohes Brett teilte uns

Prof. Dr. W. FRANKE, Institut für Geologie und Lithosphärenforschung, Gießen, folgendes mit:

Hohes Brett

„Pkt. 1919, Fuß des 'Hohen Brett' b. Berchtesgaden, Dachsteinkalk“;

Adnet

„'Eismannbruch', Kondensierter Adneter Kalk auf Riff-Schwelle.“

Zur Stratigraphie

„Nach ZANKL fehlt Hettangium ganz, Sinemurium fast ganz; Probe also wahrscheinlich post-Sinemur!“.

Alle übrigen Schliffe werden am Institut für Angewandte Geowissenschaften (weitere als IfAG abgekürzt) aufbewahrt. Schliffnummer und Herkunft sind jeweils bei den Tafelerläuterungen angegeben.

3. Altersstellung der Fauna

Die Lavanter Breccie ist eine vielphasige Breccie, von der Genese her etwa der Arzo-Breccie vergleichbar. Die einzelnen Brecciengenerationen lassen sich nicht eindeutig auseinanderhalten. Das Unterlager der Breccie ist „Oberrhät“kalk, wobei aber dessen tatsächliche Beschränkung auf das Rhät orthofaunistisch nicht nachgewiesen werden kann.

Die Hauptaktivität der Breccienbildung war sicher im Pliensbach beendet, dies belegen Ammoniten aus den die Breccie schichtig überlagernden Rotkalken und -mergeln. In den genannten Rotkalken konnten beim Himperlöhner Bach (vgl. Abb. 1 in: BLAU [in Druck]) Ammoniten der Genera *Protogrammoceras* und *Arietoceras* nachgewiesen werden, welche Pliensbach anzeigen. Rote mergelige Kalke lassen sich als letzte Füllungsphase der Breccie feststellen. Daß allerletzte Aktivitäten der Breccienbildung bis mindestens ins Toarc reichten, wurde bereits in Teil 1 der Arbeit beschrieben.

Einen konkreten Hinweis auf tiefliassisches Alter zumindest von Teilen der Breccie lieferte eine *Schlothemia* sp., welche zusammen mit foraminiferenführendem Gestein (Proben- und Schliffnr. 1096) gefunden wurde.

4. Faunenassoziationen

In der Tabelle sollen die in den verschiedenen Proben vorgefundenen Faunenassoziationen dargestellt werden. Die Herkunft der Proben 96 und 112 wurde be-

	P r o b e n n u m m e r				GUSIC
	96	112	1301	1012	
<i>I. liassica</i>	x				
<i>I. ex. gr. liassica</i>			x	x	x
<i>T. turris</i>				x	x
<i>T. umbo</i>	x			x	x
<i>T. gracilis</i> n. sp.			x		
<i>S. violae</i> n. sp.				x	x
<i>S. (?) bicarinata</i> n. sp.	x			x	x
<i>C. etrusca</i>		x	x		
<i>C. gusici</i> n. sp.				x	x
<i>C. sp. 1 cf. austriaca</i>	x				
<i>Planivolva carinata</i>				x	
<i>Ophthalmidium</i> sp.	x		x	x	
<i>Glomospirella</i> sp.			x	x	
Lagenina	x	x	x	x	n.b.
Crinoidenreste	x		x	x	n.b.
Ostracoden		x	x		n.b.

n.b. = nicht bekannt

reits genannt, 1301 und 1012 stammen aus der Lavanter Breccie. Die beiden ausgewählten Proben geben die beiden unterschiedlichsten Assoziationen wieder. Teile der jeweiligen Faunenzusammensetzung finden sich auch in anderen Proben aus der Lavanter Breccie. Die letzte Spalte dient dem Vergleich mit GUSIC (1975).

5. Systematische Beschreibung

Subclassis Foraminifera EICHWALD, 1830

Ordo Tournayellida HOHENEGGER & PILLER, 1975c

5.1. Subordo Involutinina HOHENEGGER & PILLER, 1977 Superfamilia Involutinacea BÜTSCHLI, 1880

5.1.1. Familia Involutinidae BÜTSCHLI, 1880

Genus *Involutina* TERQUEM, 1862

Typusart: *Nummulites liassicus* JONES, 1853.

Synonyme: siehe PILLER, 1978.

Diagnose: Gehäuse frei, zweikammerig mit kugeligem Proloculus und röhrenförmigem Deuteroloculus, planspiral, Nabelbereich durch „sekundäres“ Gehäusematerial verdickt und beknotet.

Stratigraphische Reichweite: Obertrias bis Oberkreide.

Involutina liassica (JONES, 1853)

(Taf. 1, Fig. 1,4,6)

. 1853 *Nummulites ? liassicus*. — JONES, S. 275.

. 1978 *Involutina liassica* (JONES, 1853). — PILLER, S. 65, Taf. 13, Fig. 1–5)

? 1978 *Involutina liassica* (JONES? 1853). — PILLER, S. 65, Taf. 13, Fig. 6–9.

Material: 5 Exemplare in Gesteinsdünnschliffen von Adneter Kalk.

Diagnose: Gehäuse planspiral bis (sehr selten) leicht trochospiral aufgewunden; linsenförmig, Gehäuse mit gepfeilten Deck- und Hüllschichten, mit Deuteroloculusröhre oder -halbröhre, Poren sowohl im Nabelbereich wie in der Deuteroloculuswand; mikro- und megalosphärische Generationen.

Beschreibung: Die Gehäuse dieser Art sind dick oder flach linsenförmig, der Deuteroloculus planspiral oder sehr flach trochospiral aufgewunden, wobei diese Formen aber sehr selten sind. Der Querschnitt des Deuteroloculuslumens ist herzförmig bis halboval. Das Gehäuse ist im Zentrum auf der Ober- und Unterseite von dickem, beknotetem Schalenmaterial, welches sich aus einzelnen Schichten zusammensetzt, bedeckt. Die letzten 1–3 Umgänge sind von

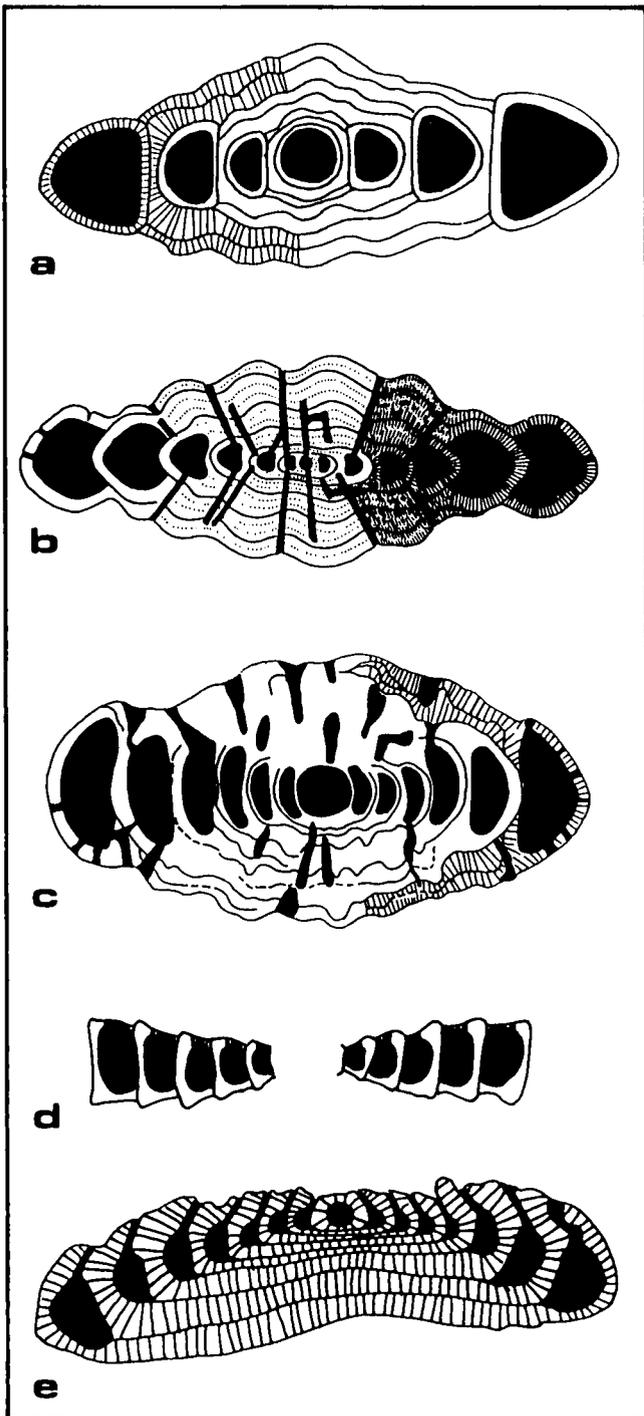


Abb. 1: Schematische Darstellung von Lamellierung und Porenanlage für
a) *Involutina turgida* KRISTAN (nach PILLER, 1978, Abb.7);
b,c) *Involutina liassica* (JONES); b nach KOEHN-ZANINETTI, 1969, Fig. 22b;
c nach Beobachtungen aus Material von Adnet;
d) *Semiinvoluta* (?) *bicarinata* n. sp.;
e) *Coronipora* sp. 1 cf. *austriaca* (KRISTAN).
Nicht maßstäblich.

dieser Bedeckung ausgenommen, zumindest der letzte Umgang tritt immer deutlich hervor.
Der Feinbau des Gehäuses konnte an Exemplaren aus Adnether Kalk beobachtet werden. Es ist zwar nicht mehr die ursprüngliche radiäre Textur vorhanden, doch wurden die Exemplare durch Fe-Mn-Lösungen imprägniert und lassen dadurch deutlich die

Strukturen der einzelnen Lagen des Gehäuses erkennen. Bei *Involutina liassica* werden Deckschichten und Hüllschichten (Terminologie sensu PILLER, 1978) ausgebildet. Die Deckschichten sind nur im Bereich des Nabels vorhanden. Auf die Deckschicht folgt die Anlage einer Hüllschicht. Diese Hüllschicht umschließt das gesamte Gehäuse und bildet auch den Deuterolocus. Entweder wird das Deuterolocuslumen ganz umschlossen (vgl. Abb. 1c) oder der vom neuen Umgang eingeschlossene Teil des nächst älteren Umgangs bleibt frei (vgl. Abb. 1b). Falls das Deuterolocuslumen ganz umschlossen wurde, sind im Bereich, wo zwei Umgänge übereinander liegen, deutlich zwei Schichten zu erkennen. Nach der Anlage der Hüllschicht erfolgt im weiteren Verlauf des Gehäusewachstums die Auflagerung der nächsten Deckschicht, von der allerdings der gerade beendete neue Umgang nicht betroffen ist. Die Deckschichten können sehr dünn sein bis fehlen. Nach den Untersuchungen von PILLER (1978: 67) scheint es auch vorzukommen, daß der letzte Umgang nicht aus einer Hüllschicht hervorgeht, sondern als eigenständige Halbröhre dem vorhergehenden Umgang aufsitzt. Solche Formen konnten in unserem Material nicht festgestellt werden. Es läßt sich aber zeigen, daß die Hüllschichten, die den letzten Umgang bilden, im Nabelbereich sehr dünn werden und erst im Deuterolocusbereich verdicken. Möglicherweise ist hierin eine Tendenz zum Abbau der Hüllschichten zu sehen. Poren finden sich sowohl im verdickten Nabelbereich als auch an der Peripherie der Gehäuse.

Die Durchmesser der Gehäuse der beobachteten Individuen liegen zwischen ca. 550 und 700 Mikron bei Höhen zwischen 150 und 400 Mikron.

Involutina liassica bildet mikrosphärische Generationen mit bis zu 8, und megalosphärische Generationen mit bis zu 7 Deuterolocusumgängen.

Bemerkungen: *Involutina liassica* (JONES, 1853) unterscheidet sich von *Involutina turgida* KRISTAN, 1957 emend. PILLER, 1978 durch die Bildung des Deuterolocus aus Hüllschichten, während *I. turgida* eine Deuterolocusröhre anlegt (PILLER, 1978; vgl. auch Abb. 1a). Nur in diesem Merkmal sind die beiden Arten zu unterscheiden. Wie GUSIC (1975) und PILLER (1978) zeigen konnten, sind alle anderen Gehäuseparameter zur Artabgrenzung nicht geeignet. Aus diesem Grund sind rekristallisierte Gehäuse nicht eindeutig der einen oder der anderen Art zuzuordnen und werden deshalb in dieser Arbeit als *Involutina* gr. *liassica* beschrieben.

Involutina gr. *liassica* (JONES, 1853)

(Taf. 1, Fig. 2,3,5,7,8-9)

- 1978 *Involutina liassica* (JONES, 1853). – PILLER, S. 65, Taf. 13, Fig. 6-9 (mit ausführlicher Synonymieliste ab 1957).
- 1980 *Involutina liassica* (JONES). – SENOWBARI-DARYAN, Taf. 18, Fig. 4.
- 1980 *Involutina* sp. – SENOWBARI-DARYAN, Taf. 18, Fig. 3.
- 1983 *Involutina liassica* (JONES, 1853). – GAZDZICKI, S. 150, Taf. 29, Fig. 1, Taf. 38, Fig. 1-12, 15.

Material: ca. 70 Exemplare in Gesteinsdünnschliffen untersucht.

Bemerkungen: Aus den unter *I. liassica* genannten Gründen lassen sich rekristallisierte Gehäuse nicht eindeutig *I. liassica* oder *I. turgida* zuordnen und werden

deshalb als zur Gruppe der *I. liassica* gehörend zusammengefaßt.

Genus *Trocholina* PAALZOW, 1922
emend. HENSON 1947;
emend. OBERHAUSER 1957;
emend. KRISTAN 1957; emend. PILLER 1978

Typusart: *Involutina conica* SCHLUMBERGER, 1898.

Synonyme: *Involutina* TERQUEM, 1862, pars: SCHLUMBERGER, 1898; *Coscinoconus* LEUPOLD, 1936; *Neotrocholina* REICHEL, 1955; *Trocholina (Trochonella)* KRISTAN, 1957; *Lamelliconus* PILLER, pars: SALAJ, BORZA & SAMUEL, 1983.

Diagnose: Gehäuse frei, konisch bis kegelförmig, zweikammerig mit kugelförmigem Proloculus und röhrenförmigem Deuterolocus; Aufrollungsmodus trochospiral; Nabelregion stets von gepfeilerten Lamellen bedeckt bzw. ausgefüllt, Gehäuseaußenseite kann teilweise oder ganz von Lamellen bedeckt sein, diese mit oder ohne Knoten; Lamellationsmodus: siehe PILLER, 1978.

Stratigraphische Reichweite: Oberladin bis Oberkreide.

***Trocholina turris* FRENTZEN, 1941**

(Taf. 2, Fig. 9–13)

- * 1941 *Trocholina turris* nov. sp. – FRENTZEN, S. 306, Taf. 1, Abb. 13.
- . 1975 *Trocholina turris* FRENTZEN. – GUSIC, S. 25, Taf. 8, Fig. 1–7.
- . 1975 *Trocholina* cf. *acuta* OBERHAUSER. – GUSIC, S. 27, Taf. 8, Fig. 8, Taf. 9, Fig. 1–3.
- . 1978 *Trocholina turris* FRENTZEN, 1941. – PILLER, S. 83, Taf. 20, Fig. 12, 15, 18 (mit ausführlicher Synonymie-liste).
- . 1983 *Trocholina turris* FRENTZEN, 1941. – GAZDZICKI, S. 155, Taf. 39, Fig. 7.
- non 1983 *Lamelliconus turris* (FRENTZEN, 1941). – SALAJ, BORZA & SAMUEL, S. 149, Taf. 128, Fig. 9.
- . 1986 *Trocholina (Trocholina) turris* FRENTZEN, – KRISTAN-TOLLMAN, Abb. 2, Fig. 1–3.
- in Druck *Trocholina turris* FRENTZEN, 1941. – BLAU, Taf. 2, Fig. 5, 6.

Material: ca. 20 Exemplare in Gesteinsdünnstücken von Material aus der Lavanter Breccie (Lienzer Dolomiten), sowie aus Lias-Rotkalken vom Fonsjoch und den Nordkarawanken.

Diagnose: Gehäuse spitzkegelig, ca. 7–10 von außen sichtbare Umgänge, ohne „sekundäre“ Bedeckung der Gehäuseaußenseite; Deuterolocus ab Proloculus sofort trochospiral; knotenbesetzter Nabelpfropf vom letzten Umgang abgesetzt; etwa so hoch wie breit.

Beschreibung: *Trocholina turris* zeichnet sich durch spitzkegelige Gehäuse aus, bei denen die einzelnen Deuterolocusumgänge im Schliffbild auf der Gehäuseaußenseite durch schwach ausgebildete Suturen voneinander abgesetzt sind. Der Deuterolocus bildet vom Proloculus weg sofort eine steile Raumspirale. Es werden ca. 7–10 Umgänge angelegt.

Das Deuterolocuslumen ist oval bis abgerundet dreieckig. Die Achse des Deuterolocuslumens steht im rechten Winkel zur Medianachse des Gehäuses,

kann in Bezug zu dieser aber auch leicht nach unten zur Gehäusebasis hin geneigt sein.

Der knotenbesetzte (gepfeilerte) Nabelpfropf ist deutlich vom letzten Umgang abgesetzt und ragt nicht aus dem Gehäuse heraus. *Trocholina turris* zeigt sich ausgesprochen variabel in den Gehäusemaßen: Individuen, die Kleinhöhlen in der Lavanter Breccie besiedeln sowie solche aus Komponenten der Breccie haben eine Höhe von etwa 200 bis 270 Mikron bei einer Breite von ca. 200 Mikron (Taf. 2, Fig. 10, 11, 13); PILLER (1978: 83) beschreibt ebenfalls Formen mit 200 bis 300 Mikron Höhe und Gehäusebreiten, die auch in diesem Bereich liegen. Vom Fonsjoch liegen uns Formen vor (Taf. 2, Fig. 9, 12), die eine Höhe von ca. 500 Mikron bei etwa gleicher Breite aufweisen. Zwischen diesen Extremwerten liegen die von GUSIC, 1975 beschriebenen *T. turris*. Alle diese Formen sind damit fast so breit wie hoch. Außer in der Größe sind sie sich in den übrigen Parametern (Windungszahl, Form des Deuterolocuslumens, Achsenverhältnisse etc.) gleich, sodaß eine Abtrennung des einen oder anderen Größenstadiums keinesfalls gerechtfertigt ist. Die unterschiedlichen Gehäusegrößen dürften ein der Art mehr oder weniger zusagendes Ökosystem widerspiegeln.

Bemerkungen: GUSIC beschrieb 1975 neben *Trocholina turris* FRENTZEN *Trocholina* cf. *acuta* OBERHAUSER. Bei den unter diesem Namen bestimmten Formen handelt es sich nach unserer Ansicht um noch nicht ausgewachsene Exemplare von *T. turris*, die sich außer in der bei weniger Windungen geringeren Größe in keinem Merkmal von *T. turris* unterscheiden.

SALAJ, BORZA & SAMUEL (1983) beschreiben eine Form aus dem Tisovec-Kalk (Karn) als *Lamelliconus turris* (FRENTZEN, 1941). Abgesehen davon, daß das abgebildete Exemplar vollkommen mikritisert ist und somit die ursprüngliche Struktur der Schale nicht mehr zu erkennen ist, spricht auch die erhalten gebliebene Morphologie nicht für eine Zugehörigkeit zu *Lamelliconus* PILLER: Das Deuterolocuslumen ist zu groß, es liegt zu weit am „Außenrand“ der Schale, und die einzelnen Umgänge zeigen sich durch deutliche Suturen voneinander abgesetzt. Es sind dies Merkmale, die bei der Gehäusestruktur von *Lamelliconus* nicht auftreten dürften (vgl. PILLER, 1978). Zu *Trocholina turris* FRENTZEN ist die von SALAJ et al. abgebildete Form ebenfalls nicht zu rechnen, da sie wesentlich höher als breit ist.

***Trocholina* cf. *umbo* FRENTZEN, 1941**

(Taf. 3, Fig. 4–9)

Material: ca. 70 in Gesteinsdünnstücken.

Diagnose: Gehäuse flach bis abgerundet kegelförmig, Anfangswindungen planspiral, dann trochospiral, Anfangsteil des Gehäuses mit Lamellen bedeckt, 5–10 Deuterolocusumgänge.

Beschreibung: siehe Teil 1 der Arbeit

Bemerkungen: Der Vergleich mit den in Teil 1 der Arbeit beschriebenen *T. umbo* zeigt, daß letztere ein etwas gedrängteres Deuterolocuslumen aufweisen. Da jedoch nicht bekannt ist, inwieweit dieses Merkmal möglicherweise faziesabhängig und/oder populationsbedingt ist und PILLER (1978) anhand des von ihm beobachteten Materials eine große Variations-

breite sieht, soll diese Tatsache hier nur erwähnt werden. Weiterhin fällt im Vergleich mit den Exemplaren aus der Spaltenfüllung auf, daß der Nabelpfropf bei den Breccienexemplaren oft etwas aus dem Gehäuse herausgewölbt ist. Die größte Breite der Marginalzone der Exemplare aus der Breccie liegt bei ca. 400 Mikron, dieser Durchmesser ist innerhalb unserer Population relativ stabil. Die Höhe der Individuen liegt (gemessen von der Deuterolocusbasis – herausragender Nabelpfropf nicht berücksichtigt) zwischen 150 und 250 Mikron.

***Trocholina gracilis* n. sp.**

(Taf. 3, Fig. 1–3)

Derivatio nominis: *gracilis*, e (lat.): schlank, dünn.

Holotypus: Das Exemplar zu Taf. 3, Fig. 1.

Aufbewahrung: IfAG Gießen, Slg. J. Blau.

Schliff-Nr.: 168–5.

Stratum typicum: Lavanter Breccie.

Locus typicus: Kalkofen, W' Lavant.

Material: 7 Exemplare in Gesteinsdünnschliffen.

Diagnose: Gehäuse spitzkegelig; letzter Umgang deutlich vom gefeilten Nabelpfropf abgesetzt; Nabelpfropf nicht aus dem Gehäuse herausragend; ca. 15–17 Umgänge, deutlich höher als breit.

Beschreibung: Die Art besitzt spitzkegelige Gehäuse, deren Umgänge im Schliffbild durch deutliche Suturen voneinander abgesetzt sind. Der gefeilte Nabelpfropf ist deutlich vom letzten Umgang abgesetzt, flach und ragt nicht aus dem Gehäuse heraus.

Der Deuterolocus bildet eine Halbröhre, er bildet von der Gehäusespitze weg sofort eine Raumspirale. Das Deuterolocuslumen ist abgerundet rechteckig bis sichelförmig. Die Achse des Lumens steht zur Gehäuseachse im rechten Winkel oder leicht zur Gehäusebasis hin geneigt. Insgesamt werden 15–17 Deuterolocusumgänge angelegt.

Die Individuen aus den Lienzer Dolomiten zeigen eine Gehäusehöhe von ca. 350–400 Mikron, die größte Breite der Marginalzone liegt zwischen etwa 320 und 370 Mikron, womit die Gehäuse deutlich höher als breit sind.

Vergleiche: Unserer Art sehr nahe stehen *Trocholina acuta* OBERHAUSER, 1964 und *Trocholina eduardi* KRISTAN-TOLLMANN (in TOLLMANN & KRISTAN-TOLLMANN, 1970). *T. acuta* besitzt wie unsere Form eine freien letzten Umgang, der Nabelpfropf ragt bei ersterer jedoch konvex aus der Gehäusebasis heraus (PILLER, 1978: 81), außerdem besitzt *T. acuta* mit 8–12 Umgängen weniger als *T. gracilis* n. sp. Als weiterer Unterschied wäre zu nennen, daß bei *T. acuta* „die Gehäusebasis meist breiter ist als die Gesamthöhe“ (PILLER, 1978: 81).

T. eduardi wurde von PILLER (1978: 80) mit ? in die Synonymie von *T. acuta* gestellt, unterscheidet sich von dieser aber durch den zwar leicht konvex herausgewölbten Nabelpfropf, der aber nicht vom letzten Umgang abgetrennt ist, sowie durch eine höhere Anzahl von Umgängen (16). Unsere Form ist von *T. eduardi* durch den klar vom letzten Umgang abgetrennten Nabelpfropf, der nicht aus dem Gehäuse herausragt, zu unterscheiden. Ein weiterer Unterschied besteht

darin, daß *T. eduardi* fast doppelt so hoch wie breit ist, ein Umstand, der sie auch von *T. acuta* trennt.

5.1.2. Familia Planispirillinidae PILLER, 1978

Genus *Coronipora* KRISTAN, 1958

Typusart: *Coronella austriaca* KRISTAN, 1957.

Synonyme: *Paalzowella* CUSHMAN, 1933, pars: LOEBLICH & TAPPAN, 1964; *Lasiodiscus* REICHEL, 1945, pars: PIRINI, 1966; BOCCALLETTI et al., 1969; PAPP & TURNOWSKY, 1970; HOHENEGGER & LOBITZER, 1971.

Diagnose: Gehäuse frei, zweikammerig mit kugelförmigem Proloculus und röhrenförmigem Deuterolocus; Aufrollungsmodus planspiral bis trochospiral; eine Gehäuseseite von Schalenmaterial überdeckt, Windungen auf dieser Seite nicht sichtbar; die andere Seite mit gratartigen Verlängerungen der Deuterolocusspirale.

Bemerkung: Über die Orientierung der Gehäuse herrscht in der Literatur keine Einigkeit: Von allen Bearbeitern vergleichbarer Formen werden die Gehäuse mit den Graten nach unten orientiert, E. KRISTAN-TOLLMANN orientiert allerdings *Coronipora austriaca* mit der verdickten Gehäuseseite nach unten und schlägt dies auch für *C. etrusca* vor (frdl. briefliche Mitteilung 1986). Diesem Vorschlag wird hier gefolgt.

Stratigraphische Verbreitung: Obertrias bis Lias.

***Coronipora etrusca* (PIRINI, 1966)**

(Taf. 5, Fig. 1–9)

- . 1965 gruppo „Trocholinae-Involutinae“. – PASSERINI & PIRINI, S. 349, Taf. 7, Fig. 14.
- * 1966 *Lasiodiscus* (?) *etrusca* n. sp. – PIRINI, S. 91, Abb. 1d–e, Taf. 1, Fig. 1–3.
- . 1966 *Lasiodiscus* (?) sp. – PIRINI, S. 92, Taf. 1, Fig. 5–8.
- ? 1966 *Lasiodiscus* (?) sp. – PIRINI, S. 91, Abb. 1c, Taf. 1, Fig. 4.
- non 1966 *Lasiodiscus* (?) sp. – PIRINI, S. 92, Taf. 1, Fig. 9 (= schiefer Schnitt durch *Trocholina* sp.)
- pars 1969 *Lasiodiscus* (?) sp. – BOCCALLETTI et al., S. 909, Abb. 46d, (non Abb. 46a–c).
- ? 1975 *Coronipora* sp. 1. – GUSIC, S. 32, Taf. 10, Fig. 12.
- . in Druck *Coronipora etrusca* (PIRINI, 1966). – BLAU, Taf. 4, Fig. 2–6.

Diagnose: Gehäuse planspiral bis flach (? hoch) trochospiral, Gehäuseoberseite von dickem Schalenmaterial bedeckt, auf der Gehäuseunterseite gerade, in schrägem Winkel parallel auf die Gehäuseachse zulaufende gratartige Verlängerungen der Deuterolocusspirale, 6–8 Windungen.

Beschreibung: siehe Teil 1 der Arbeit.

***Coronipora gusici* n. sp.**

(Taf. 3, Fig. 10–13)

- . 1975 *Semiinvolutina* sp. 4. – GUSIC, S. 31, Taf. 10, Fig. 11.

Derivatio nominis: I. GUSIC gewidmet.

Holotypus: Das Exemplar zu Taf. 3, Fig. 11.

Aufbewahrung: IfAG Gießen, Slg. J. Blau.

Schliff-Nr.: 2006–6.

Stratum typicum: Lavanter Breccie.

Locus typicus: Vorkommen der Lavanter Breccie W' des Dorfbaches (= Auerlingbach).

Material: Ca. 25 Exemplare in Gesteinsdünnsschliffen untersucht.

Diagnose: Gehäuse sehr flach trochospiral aufgewunden; Nabelregion von leicht bis mäßig konkav in die Gehäusebasis hineingewölbtem Schalenmaterial bedeckt; Achse des Deuterolocuslumen etwa parallel zur Medianachse.

Beschreibung: Die Art ist im Schliff leicht zu erkennen: Der Deuterolocus ist sehr flach trochospiral aufgewunden, im Schliffbild erscheint der Gehäuseumriß uhrglasförmig. Die Nabelseite ist von mehr oder weniger konkav in die Gehäusebasis hineingewölbtem Schalenmaterial bedeckt. Die Bedeckung endet nach unten hin glatt, ist also nicht gefeilt, wie bei *Trocholina*. Der letzte Umgang bleibt von der Bedeckung ausgenommen, ist aber nicht von dieser abgesetzt. Der Deuterolocus bildet ca. 7–9 Umgänge aus. Das Deuterolocuslumen ist oval bis halbmondförmig. Die Achse des Deuterolocuslumen ist parallel der Medianachse.

Der Durchmesser der Gehäuse beträgt ca. 400 bis 500 Mikron, die Gehäusehöhe von der Basislinie aus gemessen ca. 75 bis 120 Mikron. Diese Werte sind allerdings in Anbetracht der extremen Größenschwankungen, denen Involutinengehäuse in Abhängigkeit ihrer ehemaligen Umgebung unterliegen können, nicht als Richtwerte zu betrachten.

Vergleiche: Die von GUSIC 1975 beschriebene *Semiinvolutina* sp. 4 entspricht unserer Form in allen Gehäuseparametern.

***Coronipora* sp. 1 cf. *austriaca* (KRISTAN, 1957)**

(Taf. 4, Fig. 8–11; Abb. 1e)

. 1978 *Semiinvolutina* ? sp. – PILLER, S. 88, Taf. 21, Fig. 6–8.

Material: 4 Exemplare im Gesteinsdünnsschliff.

Stratum: Adneter Schichten, Eismannbruch Adnet.

Beschreibung: Es handelt sich um flach bis höher trochospirale Gehäuse, bei denen die Achse des Deuterolocuslumen parallel zur Gehäuseachse steht. Das Deuterolocuslumen ist halboval. Es werden ca. 7–8 Umgänge angelegt. Die Gehäusebreite liegt zwischen 250 und 300 Mikron, die Höhe bei etwa 70–90 Mikron. Die Gehäusebasis ist von einer dicken Schicht Schalenmaterial bedeckt, auf der Gehäuseoberseite fehlt diese Bedeckung. Die Bedeckung kann in der Gehäusemitte etwas eingedellt sein. Gehäusebau: Abb. 1e zeigt ein schematisches Bild des Gehäusebaus: Die Verdickung der Gehäuseunterseite besteht aus einzelnen Lamellen. Die Lamellen umschließen durch Ausbiegen an der Gehäuseperipherie das Deuterolocuslumen, dies bedeutet aber, daß das Deuterolocuslumen des jeweils nächsten Umganges zusammen mit der Gehäuselamelle angelegt wird. Ob diese Lamelle sich aus Lamellen niedriger Ordnung zusammensetzt, kann nicht entschieden werden, dem Schliffbild nach zu urteilen scheint das aber nicht der Fall zu sein. Ein wichtiges Merkmal ist das Fehlen von Knoten im Bereich der Lamellen. Auf der Gehäuseoberseite gehen vom Deuterolocuslumen große Porenkanäle schräg in Rich-

tung Gehäuseachse ab (vgl. auch Taf. 4, Fig. 9). Wird das Gehäuse seitlich der Medianachse geschnitten, sieht es so aus, als lägen mehrere Porenreihen pro Umgang vor.

Bemerkungen: Die auf Tafel 4, Fig. 8–11 abgebildeten Exemplare wurden Frau Dr. E. KRISTAN-TOLLMANN zur Begutachtung vorgelegt; sie bestimmte sie als „? *Coronipora austriaca*“. Unsere Exemplare stimmen mit den von PILLER (1978) als *Semiinvolutina* ? sp. abgebildeten sehr gut überein.

Genus *Semiinvolutina* KRISTAN, 1957

Typusart: *Semiinvolutina clari* KRISTAN, 1957.

Diagnose: Gehäuse frei, zweikammerig mit kugeligem Proloculus und röhrenförmigem Deuterolocus, planspiral bis mäßig trochospiral, eine Gehäuseseite stark mit Schalenmaterial verdickt, die andere Seite wenig oder (?) nicht verdickt und mit Knoten besetzt.

***Semiinvoluta violae* n. sp.**

(Taf. 2, Fig. 1–8)

. 1975 *Semiinvoluta* sp. 1. – GUSIC, S. 30, Taf. 10, Fig. 1–10, 8–9, 11–12.

pars 1975 *Semiinvoluta* sp. 4. – GUSIC; S. 31, Taf. 11, Fig. 5, 6, 10.

. 1975 Genus cf. *Coronipora*. – GUSIC, S. 33, Taf. 12, Fig. 1–6.

? 1975 Genus cf. *Coronipora*. – GUSIC, S. 33, Taf. 12, Fig. 7, 8.

. 1975 ? Genus *Coronipora*. – GUSIC, S. 33, Taf. 13, Fig. 1–9, 12.

Derivatio nominis: Viola Theis, IfAG gewidmet.

Holotyp: Das Exemplar zu Taf. 2, Fig. 1.

Aufbewahrung: IfAG Gießen, Slg. J. Blau.

Schliff-Nr.: 1006–3.

Stratum typicum: Lavanter Breccie.

Locus typicus: Vorkommen der Lavanter Breccie ca. 500 m W Dorfbach (= Auerlingbach).

Material: ca. 70 Exemplare in Gesteinsdünnsschliffen.

Diagnose: Planspiral bis selten leicht trochospiral aufgewundene Gehäuse, Gehäuseunterseite von dickem Schalenmaterial bedeckt, Gehäuseoberseite im Bereich der Windungsnähte verdickt.

Beschreibung: Der Deuterolocus dieser Form ist planspiral oder leicht trochospiral (Taf. 2, Fig. 6) aufgewunden und bildet ca. 7–8 Umgänge. Der Querschnitt des Deuterolocuslumen variiert zwischen oval und halbmondförmig, zeigt aber innerhalb dieser Variationsbreite Formkonstanz. Der Proloculus konnte aufgrund der Erhaltung bei keinem unserer Exemplare beobachtet werden, scheint aber aufgrund der allgemeinen Gehäusemorphologie sehr klein zu sein.

Die Gehäuseunterseite ist von einer mehr oder weniger dicken Schicht von Schalenmaterial bedeckt, die im Bereich der Deuterolocusnähte dreieckige Ausbuchtungen aufweist. Auf der Oberseite fehlt eine Verdickung des Gehäuses, doch finden sich auch hier in dem Bereich, wo zwei Windungen aneinanderstoßen mehr oder minder dreieckige Ausbuchtungen. Ob es sich bei diesen Ausbuchtungen um Pfeiler handelt (wie etwa bei *Involutina*) oder ob eine dem Aufrollungsmodus des Deuterolocus folgende Spirale vorliegt,

kann, da nur Schliffexemplare zur Verfügung standen, hier nicht mit letzter Sicherheit entschieden werden. Das regelmäßige Auftreten der Ausbuchtungen spricht jedoch eher für deren Anlage als Spirale und wäre dann ähnlich zu sehen wie die Grate bei *Coronipora*. Die Verdickung der Gehäuseunterseite erfaßt alle Umgänge, ein „freier“ letzter Umgang wie bei *Semiinvoluta clari* KRISTAN, 1957 konnte nicht beobachtet werden.

Der Durchmesser unserer Exemplare schwankt zwischen 400 und 600 Mikron; in der Medianachse geschnittene Formen zeigen eine Höhe von etwa 150 Mikron.

Die Schale unserer Formen ist umkristallisiert, zeigt aber das typische „granuläre“ Bild rekristallisierter Involutinen, was auf eine ursprüngliche Aragonitschale schließen läßt (vgl. auch GUSIC, 1975: 30).

Bemerkungen: GUSIC (1975) bildet neben *Semiinvoluta* sp. 1 eine Reihe von Formen ab (l. c. Taf. 11–13), die er anderen Formgruppen zuordnet. Von den auf Taf. 11, Fig. 4–7, 10 als *Semiinvoluta* sp. 4 bezeichneten Formen gehören Fig. 5, 6 und 10 zu *Semiinvoluta violae* n. sp. Es handelt sich hier um Exemplare, bei denen die Verdickungen der Gehäuseunterseite relativ gering sind, solche finden sich auch in unserem Material. Es existiert jedoch eine lückenlose Formenreihe von Formen mit ausgeprägter Verdickung zu solchen, bei denen dies weniger der Fall ist (vgl. Taf. 2, Fig. 1, 6). Schiefe Schnittlagen von *Semiinvoluta violae* n. sp. sind die von GUSIC (1975) auf Taf. 12, Fig. 1–8 abgebildeten und als Genus cf. *Coronipora* bezeichneten Formen. Auch solche Formen finden sich in unserem Material. Die Schnittebene liegt, bei Formen, die dieses Erscheinungsbild zeigen, in schrägem Winkel zur Gehäuseachse. Es lassen sich diese Schnittlagen lückenlos in solche überführen, die bei in der Achse geschnittenen Individuen auftreten. Bei den von GUSIC (l. c.) mit ? dem Genus *Coronipora* zugeordneten Formen (l. c. Taf. 13, Fig. 1–8) handelt es sich ebenfalls um schiefe Schnitte von *Semiinvoluta violae* n. sp., allerdings geht hier die Schlickebene nicht durch das Gehäusezentrum und liegt außerdem winklig zur Gehäuseachse.

***Semiinvoluta* (?) *bicarinata* n. sp.**

(Taf. 4, Fig. 1–7)

. 1975 *Semiinvoluta* sp. 2. – GUSIC, S. 31, Taf. 11, Fig. 1–3.
pars 1975 *Semiinvoluta* sp. 4. – GUSIC, S. 31, Taf. 11, Fig. 4, 7.

. 1980 *Cornuspira liasina* (TERQUEM). – SENOWBARI-DARYAN, Taf. 18, Fig. 3.

. 1983 *Semiinvoluta* sp. – GAZDICKI, S. 155, Taf. 39, Fig. 1.

Derivatio nominis: bi (lat.) = zwei, carina (lat.) = (Schiffs)kiel.

Holotypus: Das Exemplar zu Taf. 4, Fig. 5.

Aufbewahrung: IfAG Gießen, Slg. J. Blau
Schliff-Nr.: 1012–12.

Stratum typicum: Lavanter Breccie.

Locus typicus: Vorkommen der Lavanter Breccie ca. 500 m W' Dorfbach (= Auerlingbach).

Material: ca. 50 Exemplare in Gesteinsdünnschliffen.

Diagnose: Gehäuse planspiral bis mäßig trochospiral, Gehäuseperipherie gerade und auf Ober- und Unterseite deutlich „gekielt“, Poren vorhanden.

Beschreibung: Die Form ist im Dünnschliff leicht zu erkennen: Es handelt sich um planspirale bis leicht trochospirale Gehäuse, bei denen die Gehäuseperipherie gerade, auf der Ober- und Unterseite durch Schalenmaterial verdickt ist, wodurch im Schliffbild der Eindruck von Kielen entsteht. Formen aus Adnet zeigen auf der Gehäuseoberseite deutlich Poren (vgl. Taf. 4, Fig. 1, 7 und Abb. 1d).

Die Gehäusegröße ist variabel, die beobachteten Gehäusedurchmesser liegen zwischen 370 und 750 Mikron, die Gehäusehöhe liegt entsprechend zwischen 70 und 150 Mikron. Es werden ca. 8 Umgänge angelegt.

Genus *Planispirillina* BERMUDEZ, 1952

? *Planispirillina* sp.

(Taf. 5, Fig. 10)

Beschreibung: Das Exemplar ist diagenetisch verändert, scheint aber, auf der Gehäuseoberseite verdickt zu sein. Allerdings ist dies nicht mit letzter Sicherheit feststellbar, es könnte sich ebenso um ein Gehäuse von *Turrispirillina* (?) handeln.

5.1.3. Fam. indet.

gen. et sp. ind.

(Taf. 4, Fig. 12–14)

Beschreibung: Zweikammerige, planspirale Foraminiferen, die keine einkristalline Schalenstruktur besitzen. Die Formen können deshalb nicht zu *Spirillina* gestellt werden. Der Gehäusedurchmesser beträgt ca. 350 Mikron, die Gehäusehöhe ca. 100 Mikron. Der Deuterolocus bildet eine Halbröhre, die dem jeweils vorhergehenden Umgang aufsitzt, diesen aber nicht übergreift.

5.2. Subordo

***Spirillina* HOHENEGGER & PILLER, 1975 emend. HOHENEGGER & PILLER, 1977**

Diagnose: Das charakteristische Merkmal der Gruppe ist nach der von HOHENEGGER & PILLER 1977 emendierten Diagnose eine monokristalline Schale.

Genus *Spirillina* EHRENBERG

***Spirillina* sp. 1**

(Taf. 5, Fig. 12–15)

Material: ca. 20 Exemplare in Gesteinsdünnschliffen.
Stratum: Lavanter Breccie

Beschreibung: Gehäuse planspiral mit ca. 3 bis 6 Umgängen, nicht diagenetisch verdickte Deuterolocuswände sehr dünn. Die beobachteten Gehäuse sind durchwegs sehr klein, die Durchmesser liegen im Bereich von etwa 100 bis 200 Mikron, die Gehäusehöhe liegt bei etwa 25 bis 50 Mikron.

Genus *Praepatellina* BLAU

Typusart: *Praepatellina pilleri* BLAU.

Diagnose: Gehäuse frei, zweikammerig, trochospiral mit nicht ausgefülltem Nabel, Schale monokristallin.

Stratigraphisches Auftreten: Bis jetzt nur aus dem Lias bekannt.

Praepatellina sp. 1

(Taf. 5, Fig. 11)

Schliff-Nr.: 362-1

Stratum: Lavanter Breccie

Material: 1 Exemplar

Beschreibung: Gehäuse trochospiral, Deuterolocuslumen sichelförmig, Peripherie der Umgänge abgerundet. Das vorhandene Exemplar ist sehr klein, mit einem Durchmesser der Gehäusebasis von ca. 70 Mikron bei einer etwa gleichgroßen Höhe. Es sind etwa 3 Deuterolocuslumen feststellbar.

Bemerkungen: Es handelt sich hier sicherlich um eine neue Art, da aber trotz weiterer Schriffe von der gleichen Probe keine zusätzlichen Exemplare gefunden werden konnten, soll die Form nur beschrieben werden.

6. Schlußbemerkung

Nachdem Frau Dr. E. KRISTAN-TOLLMANN das Manuskript zu Teil 1 der Arbeit gesehen hatte, teilte sie mir freundlicherweise zu den dort unter gen. et sp. ind. 1 und 2 abgebildeten und beschriebenen Formen mit, daß es sich hierbei um Vertreter von *Angulodiscus* handeln könne. Dieser Beurteilung stimme ich zu, wenngleich die systematische Stellung von *Angulodiscus* umstritten ist (PILLER, 1978).

Dank

Herrn Prof. Dr. W. BLIND, Gießen, danke ich für die kritische Durchsicht des Manuskripts. Frau Dr. E. KRISTAN-TOLLMANN möchte ich für die Begutachtung einiger der hier beschriebenen Formen danken. Ohne ein viermonatiges Stipendium des DAAD (Kennziffer 313/012/559/3) wäre die Arbeit nicht möglich gewesen.

Literatur

- BISMUTH, H., BONNEFOUS, J. & DUFAURE, Ph.: Mesozoic Microfacies of Tunisia. — Guidebook Geol. Hist. Tunisia, Petr. Expl. Soc. Libya, Amsterdam 1967.
- BLAU, J.: Neue Foraminiferen aus dem Lias der Lienzer Dolomiten. Teil 1: Die Foraminiferenfauna einer roten Spaltenfüllung in Oberrhätalken. — Jb. Geol. B.-A., Wien in Druck.
- BOCCALETTI, M., FICCARELLI, G., MANETTI, P. & TURI, A.: Analisi stratigrafiche, sedimentologiche e petrografiche delle formazioni mesozoiche della Val di Lima (Prov. di Lucca). — Mem. Soc. Geol. Ital., **8**, 847-922, Pisa 1969.
- FRENTZEN, K.: Die Foraminiferenfauna des Lias, Doggers und unteren Malms der Umgegend von Blumberg (Oberes Wutachgebiet). — Beitr. naturk. Forsch. Oberrheingeb., **6**, 124-402, Karlsruhe 1941.
- GAZDZICKI, A.: Foraminifers and biostratigraphy of Upper Triassic and Lower Jurassic of the Slovakian and Polish Carpathians. — Palaeont. Polonica, **44**, 109-169, Warszawa - Krakow 1983.
- GUSIC, I.: Upper Triassic and Liassic Foraminiferida of Mt. Medvednica, northern Croatia (Families: Involutinidae, Nubeculariidae). — Palaeont. Jugoslavica, **15**, 1-45, Zagreb 1975.
- HENSON, F. R. S.: Foraminifera of the genus Trocholina in the Middle East. — Ann. Mag. Nat. Hist., Ser. 11, **14**, 445-459, London 1947.
- HOHENEGGER, J. & PILLER, W.: Diagenetische Veränderungen bei obertriadischen Involutinidae (Foraminifera). — N. Jb. Geol. Pal. Mh., **1975/1**, 26-39, Stuttgart 1975a.
- HOHENEGGER, J. & PILLER, W.: Ökologie und systematische Stellung der Foraminiferen im gebankten Dachsteinkalk (Obertrias) des nördlichen toten Gebirges (Oberösterreich). — Paleogeogr., Paleoclimat., Paleocol., **18**, 241-267, Amsterdam 1975b.
- HOHENEGGER, J. & PILLER, W.: Wandstrukturen und Großgliederung der Foraminiferen. — Österr. Akad. Wiss. Sitzber., math.-naturw. Kl., Abt. 1, **184**, 67-96, Wien 1975c.
- HOHENEGGER, J. & PILLER, W.: Die Stellung der Involutinidae BÜTSCHLI und Spirillinidae REUSS im System der Foraminiferen. — N. Jb. Geol. Pal. Mh., **1977/7**, 407-418, Stuttgart 1977.
- KOEHN-ZANINETTI, L.: Les Foraminifères du Trias de la région de l'Almtal (Haute-Autriche). — Jb. Geol. B.-A., Sdb. **14**, 155 S., Wien 1969.
- KRISTAN, E.: Ophthalmitidae und Tetraxinae (Foraminifera) aus dem Rhät der Hohen Wand in Nieder-Österreich. — Jb. Geol. B.-A., **100**, 269-298, Wien 1957.
- KRISTAN, E.: Neue Namen für zwei Foraminiferengattungen aus dem Rhät. — Verh. Geol. B.-A., **1958/1**, 114, Wien 1958.
- KRISTAN-TOLLMANN, E.: Beobachtungen zur Trias am Westende der Tethys - Papua/Neuguinea, Australien, Neuseeland. — N. Jb. Geol. Pal. Mh., **1986/4**, 201-222, Stuttgart 1986.
- LEUPOLD, W. & BIGLER, H.: Coscinoconus, eine neue Foraminiferenform aus Tithon-Unterkreide-Gesteinen der helvetischen Zone der Alpen. — Eclogae Geol. Helv., **28/2**, 606-624, Basel 1936.
- LOEBLICH, A. R. & TAPPAN, H.: Protista 2. — In: MOORE (ed.), Treatise on Invertebrate Paleontology, C, 900 S., New York 1964.
- OBERHAUSER, R.: Ein Vorkommen von Trocholina und Paratrocholina in der ostalpinen Trias. — Jb. Geol. B.-A., **100**, 257-267, Wien 1957.
- OBERHAUSER, R.: Zur Kenntnis der Foraminiferengattungen Permodiscus, Trocholina und Triasina in der alpinen Trias und ihre Einordnung zu den Archaedisciden. — Verh. Geol. B.-A., **1964**, 196-210, Wien 1964.
- PAPP, A. & TURNOVSKY, K.: Anleitung zur biostratigraphischen Auswertung von Gesteinsdünnschliffen (Microfacies austriaca). — Jb. Geol. B.-A., Sdb. **16**, Wien 1970.
- PASSERINI, P. & PIRINI, C.: Stratigrafia del Mesozoico e dell'Eocene della „Serie Toscana“ nella zona di Manciano e Montemerano (Grosseto). — Boll. Soc. Geol. Ital., **LXXXIV**, 331-354, Pisa 1965.
- PILLER, W.: Involutinacea (Foraminifera) der Trias und des Lias. — Beitr. Paläont. Österreich, **5**, 1-118, Taf. 1-23, Wien 1978.
- PIRINI, C.: Alcuni foraminiferi dei calcari liassici di Montemerano - Grosseto. — Paleontogr. Ital., **60**, n. ser. 30, (1965), 89-98, Pisa 1966.
- REICHEL, M.: Sur une Trocholone du Valanginien d'Arzier. — Eclogae Geol. Helv., **48**, 396-408, Basel 1955.
- SALAJ, J., BORZA, K. & SAMUEL, O.: Triassic Foraminifers of the West Carpathians. — 213 S., 23 Abb., 157 Taf., Bratislava (Geol. ustrav D. Stura), 1983.

- SCHLUMBERGER, Ch.: Note sur *Involutina conica* n. sp. – *Feuille jeunes Nat.*, **3 (28, 1897/1898)**, 332, Paris 1898.
- SCHRÖDER, M.: Zur Stratigraphie, Tektonik und Fazies der nördlichen Karawanken (Kärnten, Österreich). – Dipl. Arb. (unveröffentlicht), 140 S., Gießen 1986.
- SENOWBARI-DARYAN, B.: Fazielle und paläontologische Untersuchungen in oberrhätischen Riffen (Feichtenstein- und Gruberriff bei Hintersee, Salzburg, Nördliche Kalkalpen). – *Facies*, **3**, 1–237, Erlangen 1980.
- SUETTE, G.: Litho- und biostratigraphische Gliederung des Jura und Neokom der Nordkarawanken. – Inaug. Diss. (unveröffentlicht) 97 S., Graz 1978.
- TOLLMANN, A. & KRISTAN-TOLLMANN, E.: Geologische und mikropaläontologische Untersuchungen im Westabschnitt der Hallstätter Zone in den Ostalpen. – *Geologica et Palaeontologica*, **4**, 87–145, Marburg/Lahn 1970.
- ZANINETTI, L.: Les Foraminifères du Trias. – *Riv. Ital. Paleont.*, **82/1**, 1–258, Milano 1976.

Manuskript bei der Schriftleitung eingelangt am 15. Oktober 1986.

Tafel 1

Soweit bei der Erklärung der einzelnen Figuren nichts anderes angegeben ist, gehören die jeweiligen Schlitze zur Sammlung des Verfassers.

Fig. 1,4,6: *Involutina liassica* (JONES).

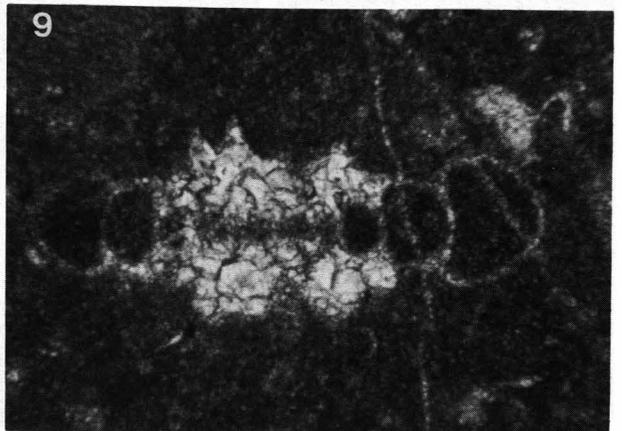
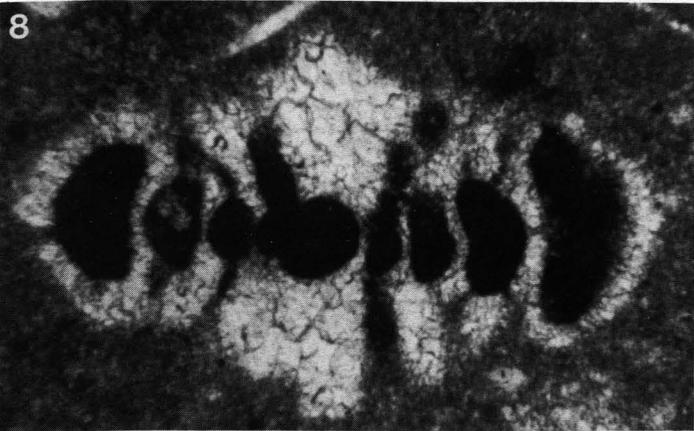
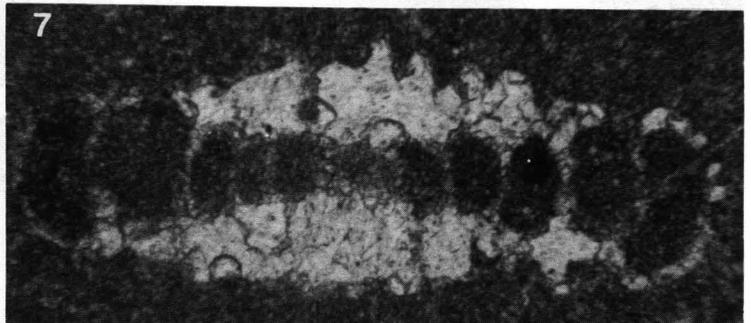
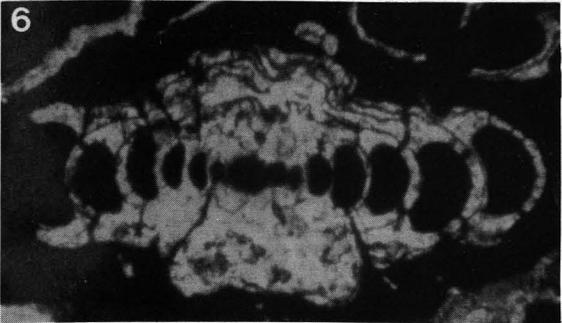
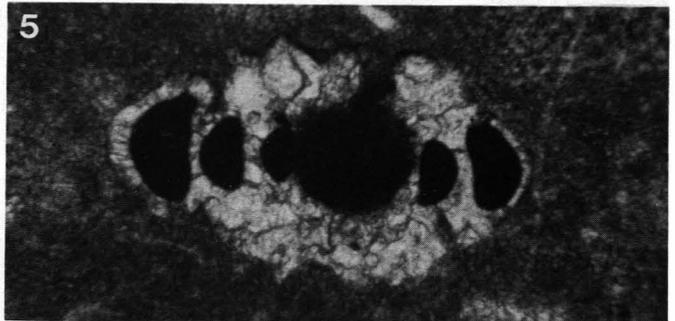
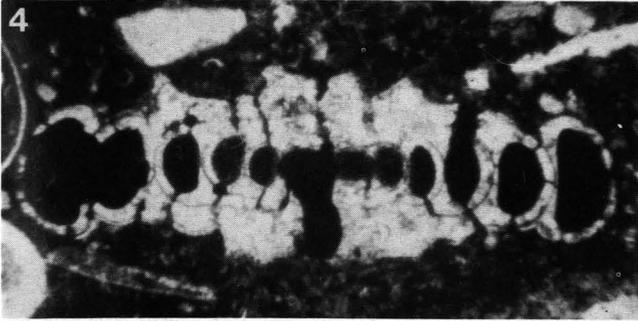
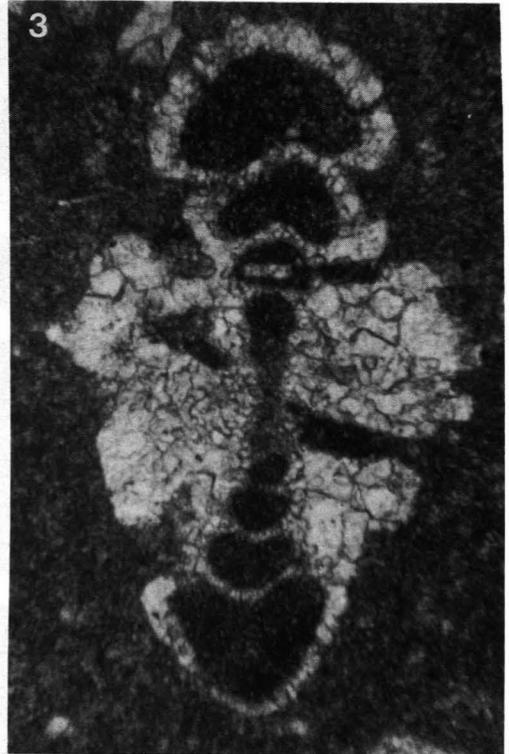
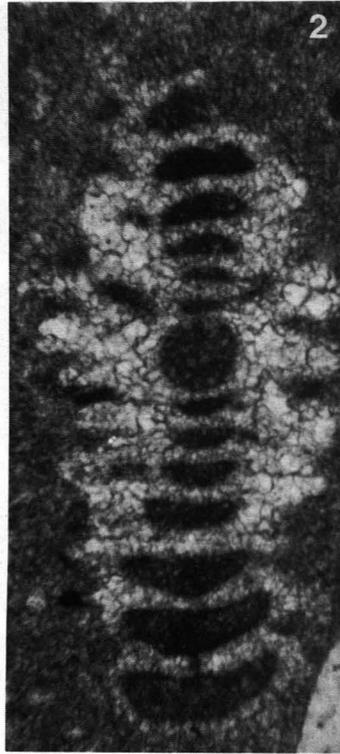
Aus Adneter Kalk; durch „Eisen“imprägnation sind der lamellare Bau und der Verlauf der Lamellen noch gut zu erkennen.
Schliffnr. 96, Adneter Schichten, Eismannbruch Adnet.

Fig. 2,3,5,7-9: *Involutina gr. liassica* (JONES).

Rekristallisierte Exemplare aus der Lavanter Breccie.

Fig. 2,3,7: Schliffnr. 1012-8; Fig. 8: Schliffnr. 1012-5; Fig. 5,9: Schliffnr. 1009-4.

Maßstab für alle Fig.: 1,5 cm = 100 Mikron.



Tafel 2

Fig. 1–8: *Semiinvoluta violae* n. sp.

Exemplare aus der Lavanter Breccie. Fig. 1,3,4,6 und 7 zeigen mediane Schnittlagen, die verbleibenden Fig. unterschiedlich schiefe Schnittlagen (vgl. GUSIC, 1975).

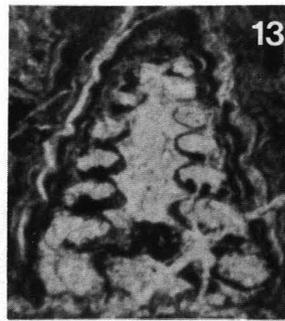
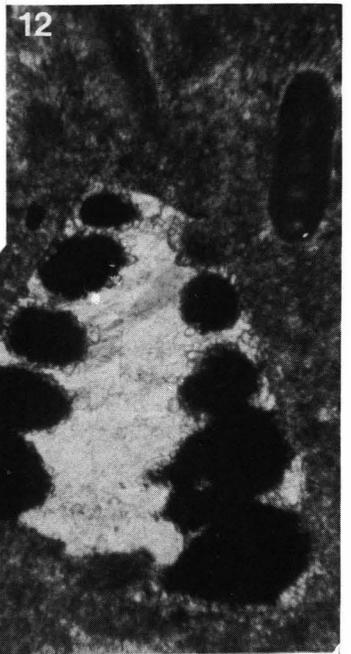
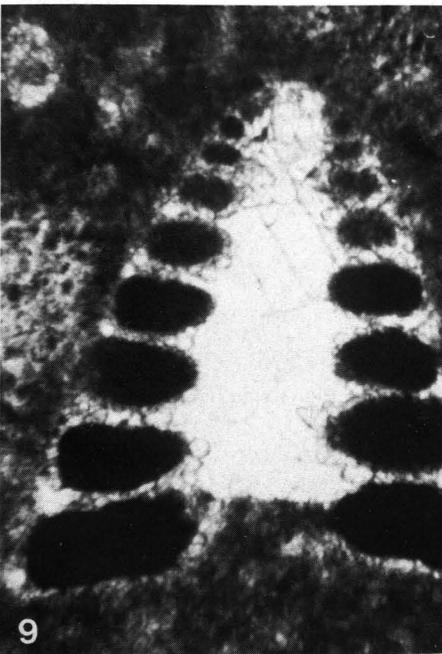
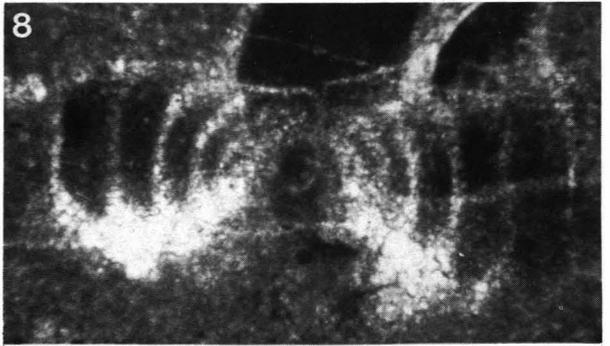
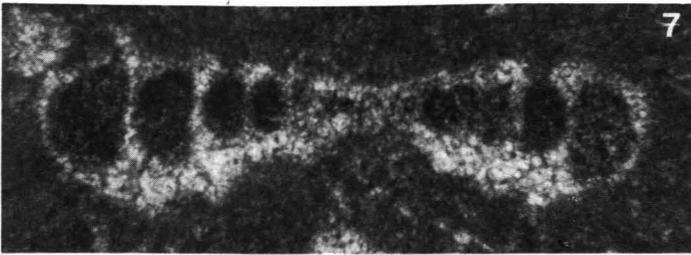
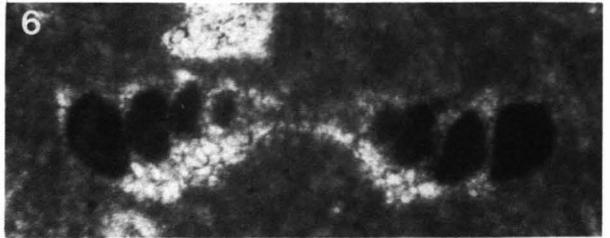
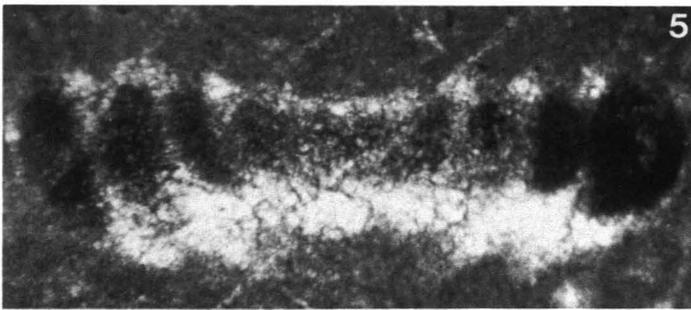
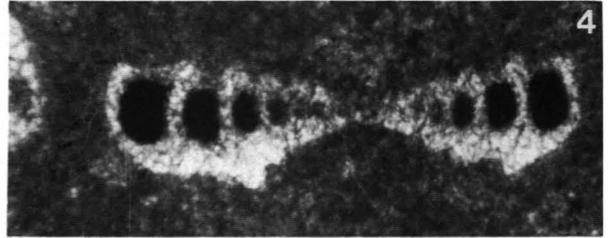
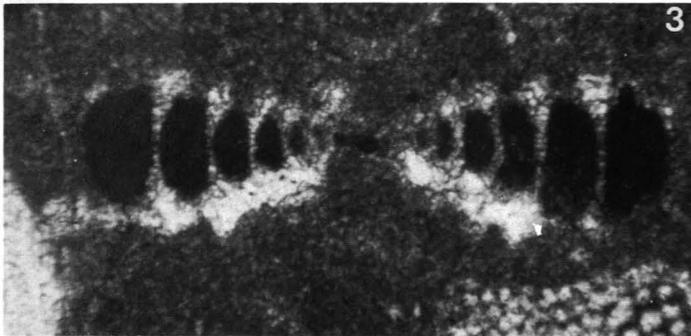
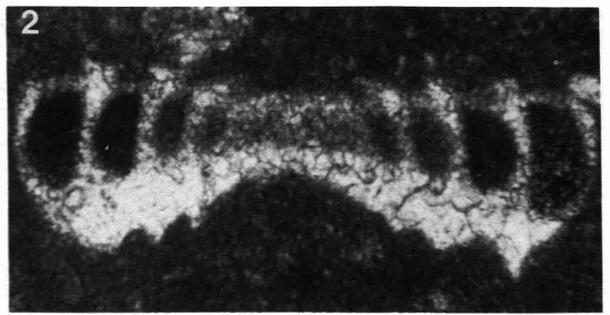
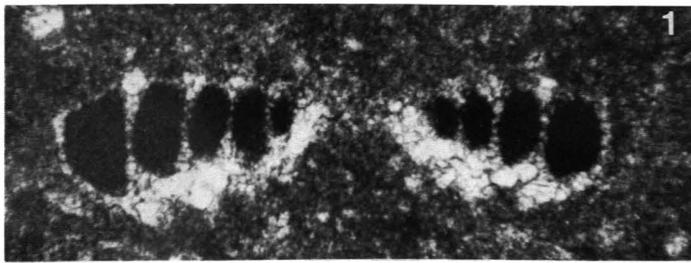
Schliffnummern : Fig. 1: 1006-3; Fig. 2: 1006-2; Fig. 7: 1009-6; Fig. 5,8: 1012; Fig. 4,6: 1012-10; Fig. 3: 1012-12.

Fig. 9–13: *Trocholina turris* (FRENTZEN).

Die Fig. zeigen die Variationsbreite in der Größe der Formen. Fig. 9 und 12 stammen aus rotem Unterlias-Crinoidenkalk vom Fonsjoch, Fig. 10–13 zeigen Exemplare aus der Lavanter Breccie.

Schliffnummern: Fig. 9: Kujawski 137–4; Fig. 12: Kujawski 137-3; Fig. 10,13: 928-1; Fig. 11: 1012-7.

Maßstab für alle Fig.: 1,5 cm = 100 Mikron.



Tafel 3

Fig. 1–3: *Trocholina gracilis* n. sp.

Fig. 1 und 3 zeigen mediane Schnittlagen, Fig. 2 ein randlich geschnittenes Exemplar. Bei Fig. 1 sind die Knoten des Nabelpfropfes zu erkennen.

Schliffnummern: Fig. 1: 168-5; Fig. 2: 168-12; Fig. 3: 1301-3.

Fig. 4–9: *Trocholina* cf. *umbo* (FRENTZEN).

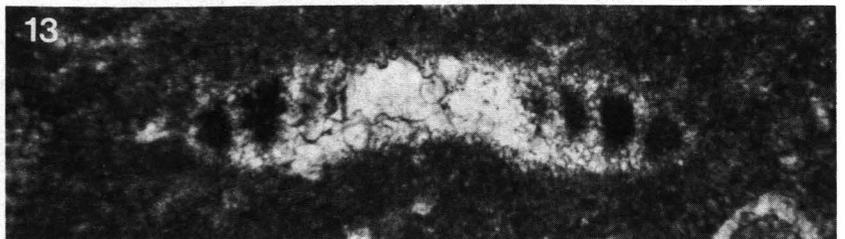
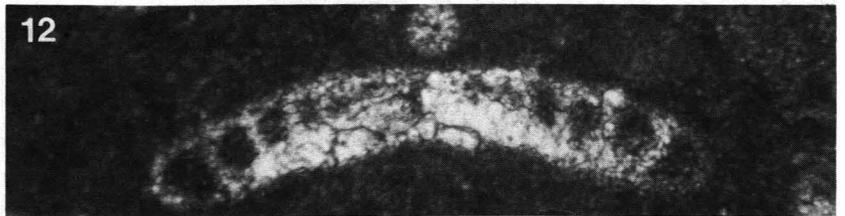
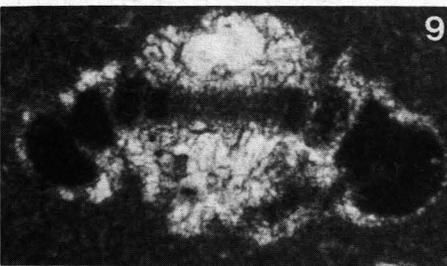
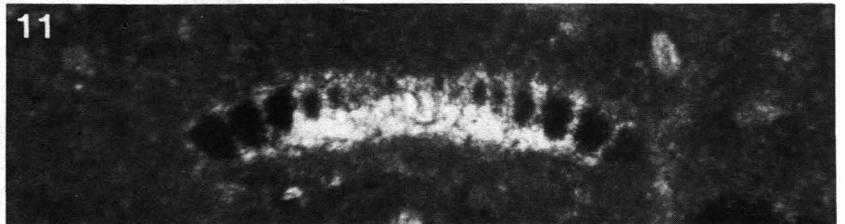
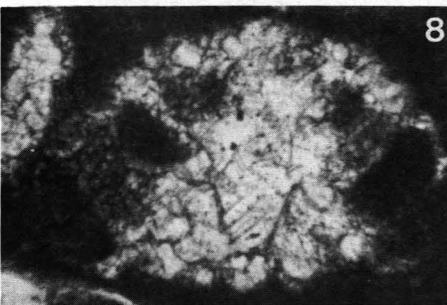
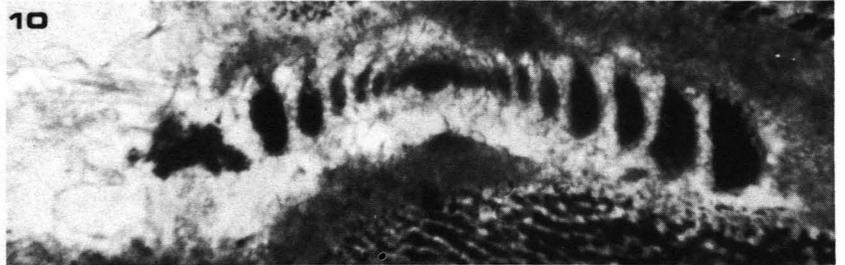
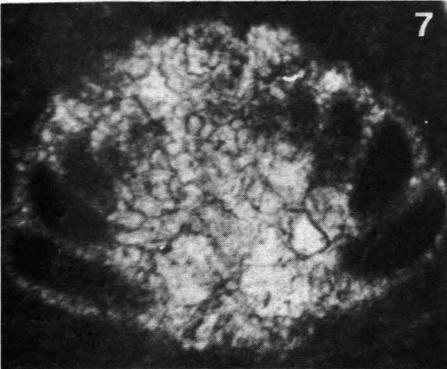
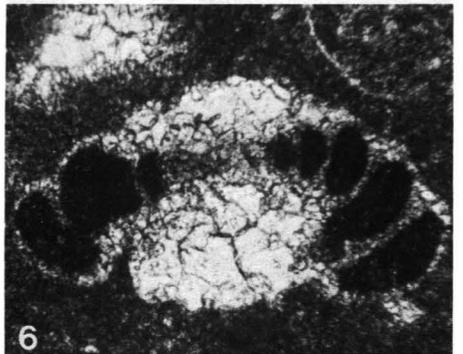
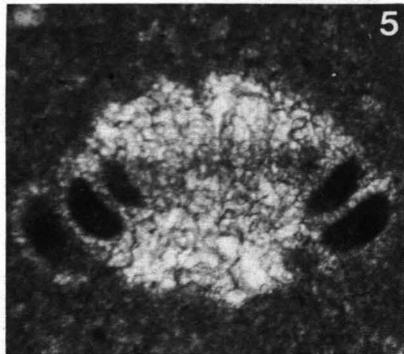
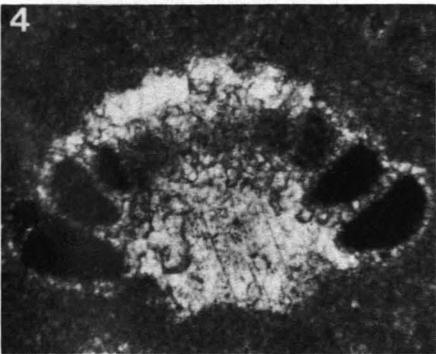
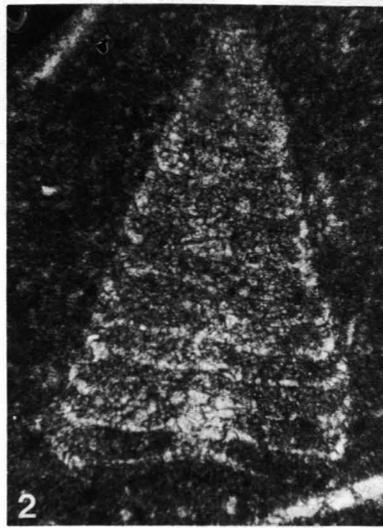
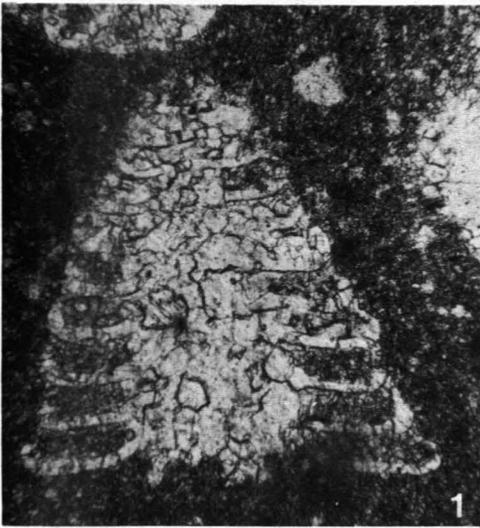
Schliffnummern: Fig. 9: 1006-5; Fig. 7,8: 1009-3; Fig. 6: 1012-5; Fig. 4: 1012-12.

Fig. 10–13: *Coronipora gusici* n. sp.

Die Fig. zeigen median geschnittene Exemplare, bei Fig. 10 ist der Proloculus zu erkennen. Das Exemplar zu Fig. 10 stammt aus rotem Unterliaskalk vom Fonsjoch, die Exemplare zu Fig. 11–13 stammen aus der Lavanter Breccie.

Schliffnummern: Fig. 10: Kujawski 137-3; Fig. 11,12: 1006-6; Fig. 13: 1012-5.

Maßstab für alle Fig.: 1,5 cm = 100 Mikron.



Tafel 4

Fig. 1–7: *Semiinvoluta* (?) *bicarinata* n. sp.

Fig. 1 und 7 aus Adneter Kalk, deutlich sind die Poren an der Gehäuseoberseite zu erkennen. Fig. 2,3,5 zeigen Exemplare aus der Lavanter Breccie und Fig. 4 und 6 Individuen vom Hohen Brett.

Schliffnummern: Fig. 1,7: 96, Karbonatsammlung des Geol. Inst. der Universität Göttingen; Fig. 2: 1009; Fig. 3: 1012-13; Fig. 5: 1012-12; Fig. 4,6: 112, Karbonatsammlung des Geol. Inst. der Universität Göttingen.

Fig. 8–11: *Coronipora* sp. 1 cf. *austriaca* (KRISTAN).

Alle Exemplare stammen aus Adneter Kalk. Fig. 8 zeigt deutlich die Lamellen der verdickten Gehäuseseite, bei Fig. 9 sind die Porenkanäle sehr gut erhalten.

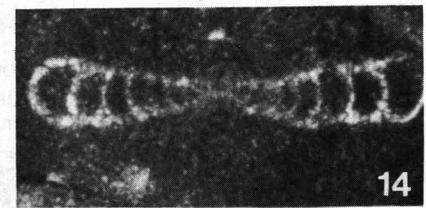
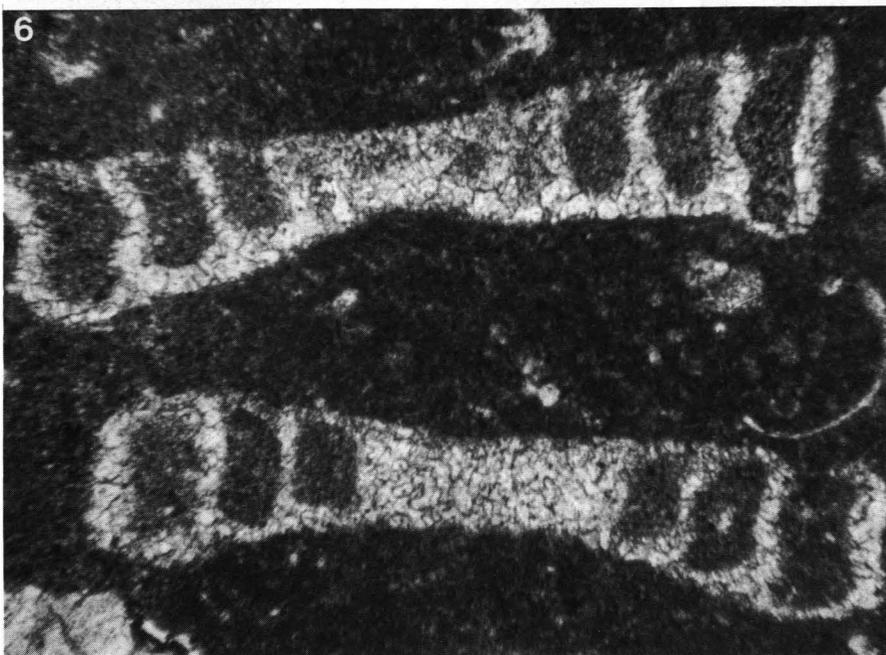
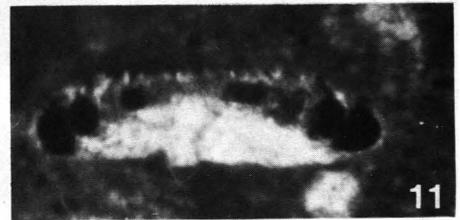
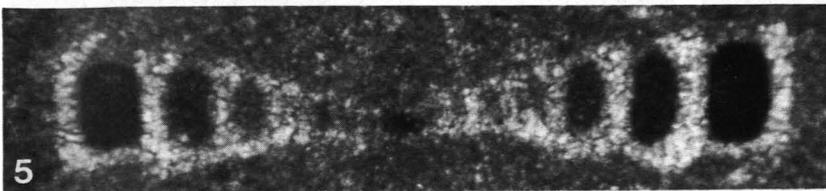
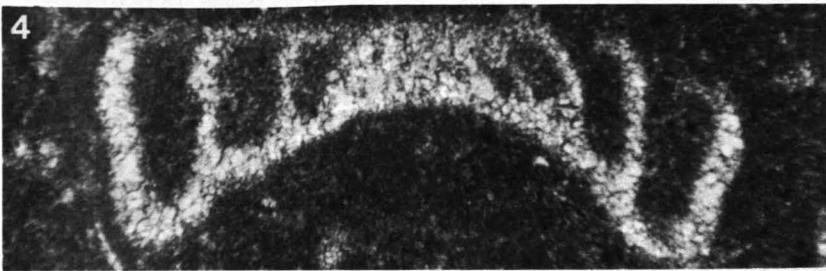
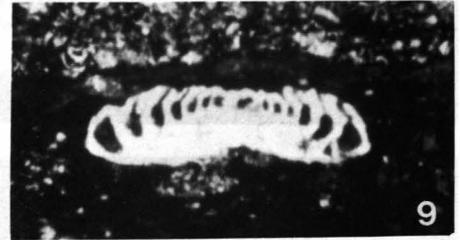
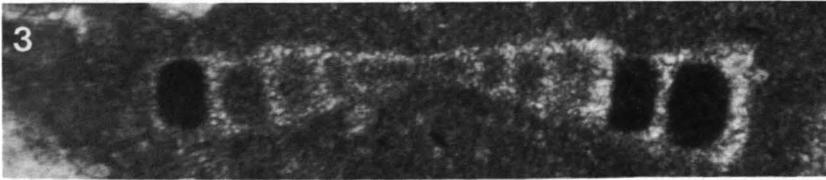
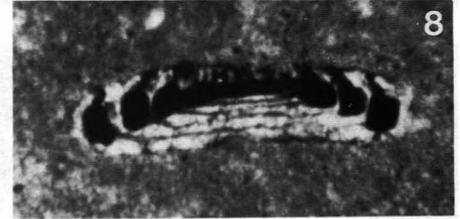
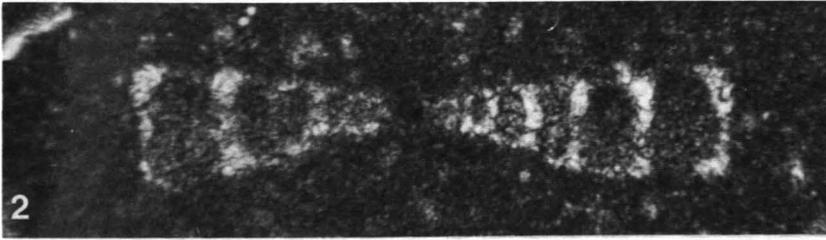
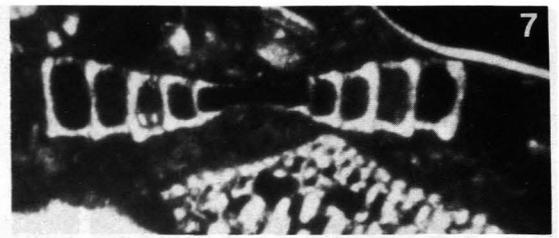
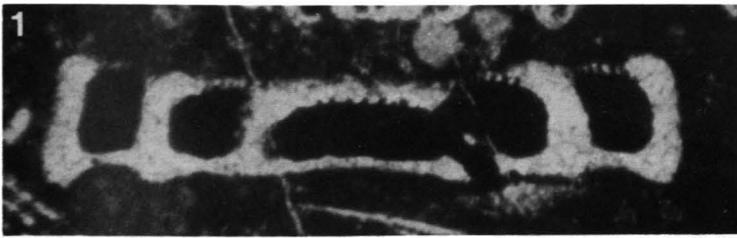
Schliffnummer: 96, Karbonatsammlung des Geol. Inst. der Universität Göttingen.

Fig. 12–14: gen. et sp. ind.

Fig. 12 aus Adneter Kalk, Fig. 13 Rhätoliaskalk Basis, Fig. 14 Lavanter Breccie (rote Spaltenfüllung in Oberhätalk).

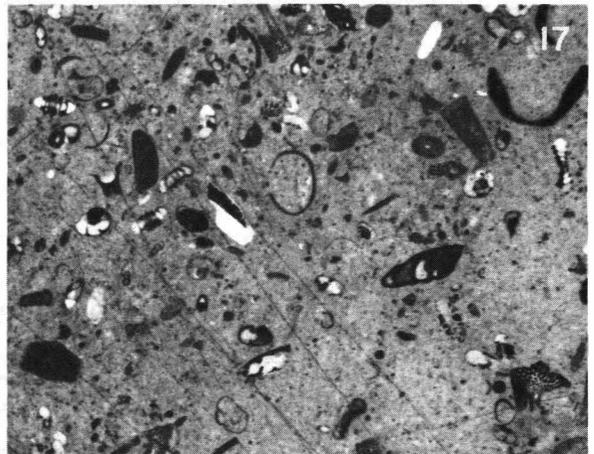
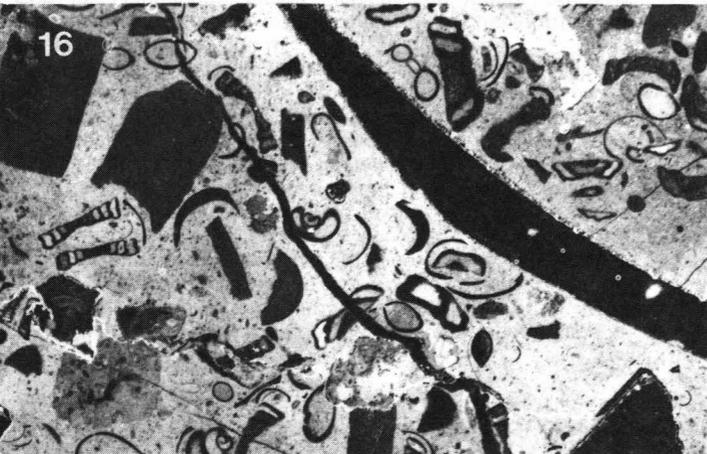
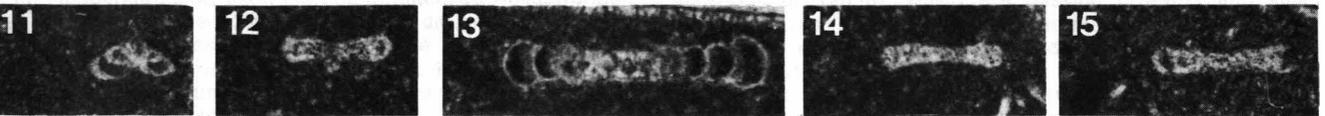
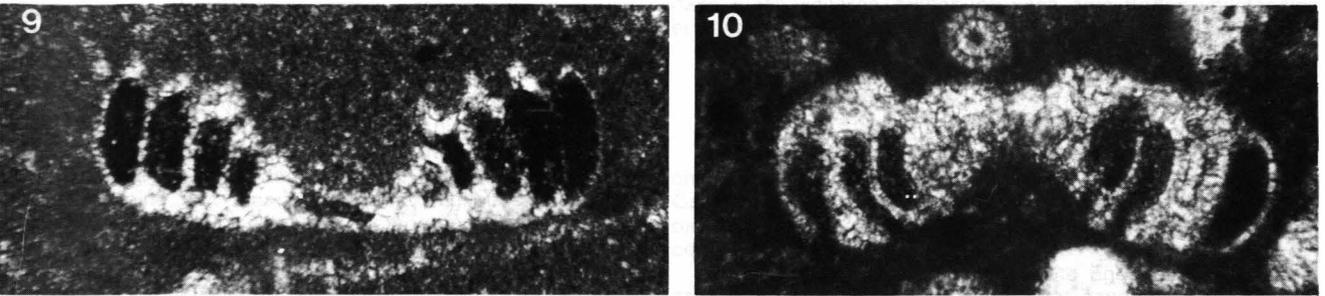
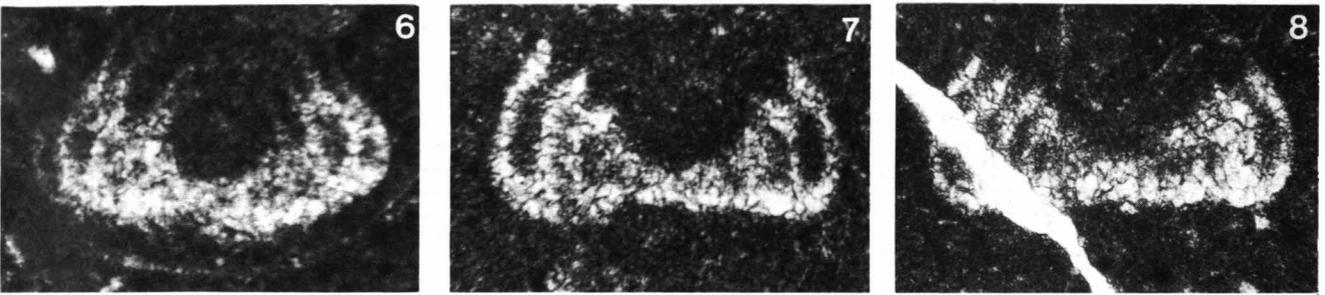
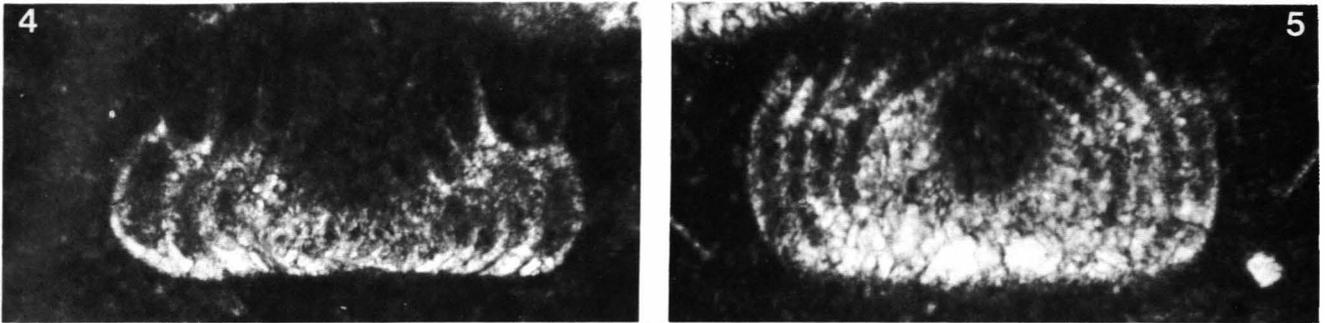
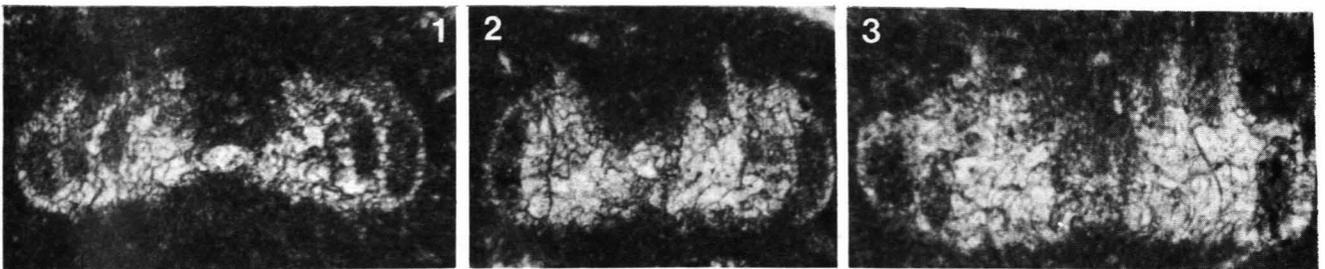
Schliffnummern: Fig. 12: 96, Karbonatsammlung des Geol. Inst. der Universität Göttingen; Fig. 13: 13, Belegmaterial P. SCHÄFER; Fig. 14: 894-4.

Maßstab für alle Fig.: 1,5 cm = 100 Mikron.



Tafel 5

- Fig. 1–9: *Coronipora etrusca* (PIRINI).
Fig. 1–3 stammen aus einer (?) Spaltenfüllung in Dachsteinkalk vom Hohen Brett, Fig. 4–9 aus der Lavanter Breccie.
Schliffnummern: Fig. 1–3: 112, Geol.- Inst. der Universität Göttingen; Fig. 4: 1301-4; Fig. 5,6: 44, Stratigraphische Schliff-
sammlung des IfAG (die Nummer 44 entspricht der Proben- und Schliffnummer 1301 der Sammlung des Verfassers); Fig. 8:
51-II; Fig. 7,9: Großschliff 1.
- Fig. 10: ?*Planisprillina* sp. 1.
Herkunft: Roter Unterlias-Crinoidenkalk, Nordkarawanken.
Schliffnummer: 203b-4, Belegmaterial M. SCHRÖDER.
- Fig. 11: *Praepatellina* sp. 1.
Das Exemplar stammt aus der Lavanter Breccie.
Schliffnummer: 362-1.
- Fig. 12–15: *Spirillina* sp. 1.
Exemplare aus der Lavanter Breccie.
Schliffnummern: Fig. 12,14,15: 362-1; Fig. 13: 44, Stratigraphische Schliffsammlung des IfAG (die Nummer 44 entspricht der
Proben- und Schliffnummer 1301 der Sammlung des Verfassers).
- Fig. 16: Übersichtsbild der (?) Spaltenfüllung in Dachsteinkalk vom Hohen Brett.
Semiinvoluta (?) *bicarinata* n. sp. tritt in großer Individuendichte auf.
- Fig. 17: Ein Ausschnitt aus einer Probe (1012) aus der Lavanter Breccie.
- Maßstab für Fig. 1–15: 1,5 cm = 100 Mikron.



Das Miozän des südöstlichen Teiles der Karpatenvortiefe bei Mikulov (Mähren, Tschechoslowakei)

Von PAVEL ČTYROKÝ*)

Mit 1 Abbildung

Tschechoslowakei
Karpatenvortiefe
Miozän
Stratigraphie
Tektonik

Inhalt

Zusammenfassung	25
Abstract	25
1. Einleitung	26
2. Eggenburg	26
3. Otttnang bis unteres Karpat	28
4. Karpat	28
5. Unteres Baden	29
6. Tektonischer Bau	29
Literatur	29

Zusammenfassung

Eine neue ausführliche geologische Kartenaufnahme des Blattes Mikulov (Nikolsburg, Südmähren) im Maßstab 1 : 25.000 mitsamt einer Revision der Lithostratigraphie und Biostratigraphie von Tiefbohrungen erbrachte neue Erkenntnisse der Miozänablagerungen in der Karpatenvortiefe.

Die Basalablagerungen des Eggenburg bestehen aus glaukonitischen Grauwackensandsteinen (Maximalmächtigkeit 126 m), die gegen das Hangende zu in schluffige Tonsteine bis Schluffsteine von einer Maximalmächtigkeit über 500 m übergehen. Sie sind vor allem aus Tiefbohrungen bekannt, zutage treten sie nur in tektonisch begrenzten Schuppen an der Deckenstirn der Ždánice (Steinitzer) Zone bei Bavory und Perná (nördlich von Mikulov).

Im Hangenden sind dann bis 500 m mächtige Ablagerungen des Otttnang bis unteren Karpat gelagert, die eine arme Mikrofauna von Brackwasserforaminiferen ohne stratigraphisch beweiskräftige Arten und Fischresten führen. Im höchstliegenden Teil dieser Ablagerungen beginnt *Uvigerina graciliformis* PAPP & TURNOVSKY aufzutreten.

Erst im Hangenden dieser Schichtfolge lagern Schlieren, Schluffe und Sande des mikrofaunistisch reichen Karpat mit einer Mächtigkeit um 500 m.

Das untere Baden ist im südlichsten Teil der Karpatenvortiefe vornehmlich durch basale Trümmergesteine vertreten, nur im westlichen Gebiet des Kartenblattes sind darüber auch bis 120 m mächtige Sande und fossilreiche Tegel entwickelt. Zwischen dem Karpat und dem Baden wurde in Ausstrichen sowie Bohrungen eine Verwitterungshorizont festgestellt, durch den eine Sedimentationsunterbrechung in diesem Gebiet nachgewiesen wird.

Die Deckenüberschiebung der Ždánice-Zone über Sedimente des Karpat erfolgte während der jungsteirischen Phase vor dem unteren Baden. Die marinen Sedimente des Karpat waren ursprünglich weiter östlich aufgelagert, wurden jedoch nach ih-

rer Überschiebung mit der Ždánice-Zone stark tektonisiert und nach einer weiteren Aufhebung nach dem Baden vollständig erodiert.

Abstract

The new geological survey in the scale of 1 : 25.000 of the sheet Mikulov (Nikolsburg, Carpathian Foredeep in Moravia, Czechoslovakia) and a revision of the lithostratigraphy and biostratigraphy of deep wells brought new knowledge on Miocene strata.

The lowermost Miocene strata of the Eggenburgian are represented by glauconite greywacke sandstone (maximum thickness of 126 m), which are passing upwards into silty marls and silts (maximum thickness over 500 m). These strata are known mostly from numerous deep wells but they are cropping out in tectonic slices along the front of the Ždánice-Zone thrust near Bavory and Perná (northward from Mikulov).

The Eggenburgian strata are overlain by 500 m thick series of deposits with scarce brackwater foraminifers and fish remains. This series is of the Otttnangian to Lower Karpatian age. In its uppermost layers the first tests of *Uvigerina graciliformis* PAPP et TURNOVSKY occur.

The next overlying strata belong to very fossiliferous silty marls (so-called Schlier) and silty sands of the Karpatian; the thickness is about 500 m.

The Lower Badenian strata are represented by basal clastical series, occurring in the western part of the sheet. It is followed by fossiliferous marls (Tegel) of 120 m thickness. An ancient weathering rind was recognized on the top of the Karpatian and below the Lowermost Badenian in some outcrops and wells. This weathering horizon proves an interruption of sedimentation between both regional stages.

The thrust of the Ždánice-Zone over the Karpatian strata of the Karpatian Foredeep took place in the time of the Late Styrian phase before the Lower Badenian. The strata of Karpatian were originally spread also eastwards, but they were thrust together with the underlying Ždánice-Zone, tectonized and during further movements after the Badenian totally eroded.

*) Anschrift des Verfassers: Dr. PAVEL ČTYROKÝ, Ústřední Ústav Geologický, Malostranské nám. 19, CS-11821 Praha 1, ČSSR.

1. Einleitung

Neue Erkenntnisse über die Miozänsedimente im südöstlichen Bereich der Karpatenvortiefe (Molassezone) wurden durch die geologische Kartenaufnahme erworben und bei der Zusammenstellung der grundlegenden geologischen Karte im Maßstab 1 : 25.000, Blatt Mikulov (Nikolsburg) zusammengefaßt (ČTYROKÝ et al., 1985). Die neuen Untersuchungen knüpfen an die ausführliche Kartierung von Karl JÜTTNER (1940) in der Umgebung von Mikulov und dem angrenzenden österreichischen Staatsgebiet an.

Das erwähnte Gebiet der Karpatenvortiefe ist von großer Bedeutung vor allem für die Auswertung der Lithostratigraphie, Biostratigraphie und der Biofazies von Untermiozänablagerungen. Die Ablagerungen einzelner Regionalstufen des Untermiozäns (Eggenburg bis Karpat) erreichen hier die größten Mächtigkeiten im Bereich der ganzen Karpatenvortiefe in Mähren, und einige von ihren Sedimentgesteinstypen entsprechen offensichtlich einer tieferen Fazies des Kontinentalschelfs der Böhmischen Masse mit ihrer mesozoischen Decke.

Obwohl der Oberflächenbau der Vortiefe im erwähnten Kartenblattgebiet nur aus Ablagerungen des Karpat und des Unterbadens besteht, sind wir vom tieferen Bau durch Profile und Kerne von 18 Tiefbohrungen verhältnismäßig gut informiert, die vom VEB Moravské naftové doly (Hodonín) abgeteuft worden sind. Auch in Hinsicht auf die Tektonik ist das erwähnte Gebiet sehr wichtig für die Beurteilung des Verlaufes einzelner Phasen der steirischen Orogenese, denn der Ostrand der Vortiefe ist durch die Überschiebungsfläche der Ždánice-(Steinitzer-)Zone abgegrenzt.

In diesem Beitrag sollen nur einige wichtige Erkenntnisse kurz erörtert werden, welche die Lithostratigraphie und Biostratigraphie einzelner Regionalstufen des Miozäns und die steirische Orogenese betreffen.

2. Eggenburg

Ablagerungen dieser Stufe gehören den ältesten Miozänsedimenten an, die der mesozoischen (vor allem jurassischen) Hülle der Böhmischen Masse transgressiv aufgelagert sind. Eine Auskunft über sie erhalten wir teils von begrenzten Ausstrichen an der Überschiebungsdeckenstirn der Ždánice-Zone bei Bavory und Perná, teils von etlichen Tiefbohrkernen, insbesondere aus den Tiefbohrungen im Bereich der Erdgasstruktur Dolní Dunajovice.

Die Basis des Eggenburg besteht aus grob- bis feinkörnigen oft glaukonitischen Grauwackensandstein, deren Mächtigkeit vom Osthang der mesozoischen Erhebung bei Brezí ostwärts zunimmt und den größten Wert von 126 m in der Bohrung Mikulov 4 erreicht. Die basalen Trümmergesteine sind in den Bohrungen auf der Erhebung bei Brezí nicht ermittelt worden; hier transgredieren auf dem Jura erst obere pelitische Glieder des Eggenburg. In den basalen Trümmergesteinen finden sich gewöhnlich grauschwarze laminierte Tonsteinlagen vor.

Eine ähnliche Lithofazies des basalen Eggenburg mit Glaukonitsanden und Sandsteinen ist auch vom südwestlichen Teil der Karpatenvortiefe im Gebiet von Znojmo bekannt (z. B. aus den Bohrungen HV 01 Vrbovec, Chvalovice 1 u. a.). Sandige Basalablagerungen

des Eggenburg sind von ökonomischer Bedeutung als Speichergesteine für Erdgas, dessen Lagerstätte bei Dolní Dunajovice entdeckt wurde (ADÁMEK, 1977).

Aus der Schichtenfolge der basalen Trümmergesteine sind nur Fischreste und brackische Foraminiferen der Gattungen *Ammoscalaria*, *Trochammina* und *Reophax* (ZAPLETALOVÁ, 1977), eine Molluskenfauna mit großen Pectiniden lediglich vom angrenzenden Österreich aus den Bohrungen in der Umgebung von Wildendürnbach bekannt (KAPOUNEK et al., 1965).

Im Hangenden der basalen Trümmergesteine lagert eine Schichtfolge dunkel-, braun- bis grüngrauer, kalkfreier bis kalkiger, schluffiger Tonsteine bis Schluffsteine von einer Maximalmächtigkeit über 500 m. Diese Lithofazies des Eggenburg ist teils aus Kernen etlicher Tiefbohrungen bekannt, teils tritt sie in einer tektonisch begrenzten Schuppe an der Deckenstirn der Ždánice-Zone zwischen Bavory und Perná zutage, wo sie zum erstenmal bereits von MATĚJKA (1960) festgestellt wurde.

Durch eine eingehende geologische Kartenaufnahme wurde das Vorkommen dieser Gesteine präzisiert, und in der Bohrung Mi 28 sowie in Ausstrichen wurde darin verhältnismäßig reiche und stratigraphisch beweiskräftige Mikrofauna mit den Arten *Silicoplaentina* sp., *Uvigerina parviformis* PAPP, *Lenticulina cultrata* (MONT.) und anderen Bentosarten sowie mit den Planktonarten *Globigerina praebulloides* (BLOW), *G. praebulloides occlusa* (BLOW & BANN.), *G. praebulloides leroy* (BLOW & BANN.), *G. bolli lentiana* RÖGL und anderen Arten zum erstenmal ermittelt (MOLČIKOVÁ in ČTYROKÝ et al., 1985). Aus den Peliten des Eggenburg in Tiefbohrkernen führen HOLZKNECHT & ZAPLETALOVÁ (1974) sowie ZAPLETALOVÁ (1977) eine Abwechslung der an neritischen bis sublitoralen Foraminiferenfauna reichen mit den deutlich verarmten Lagen an, die häufige Vertreter der Gattungen *Ammonia*, *Ammoscalaria*, *Reophax* und *Silicoplaentina* enthalten.

Es ist erwähnenswert, daß HOLZKNECHT & ZAPLETALOVÁ (1974) in der Bohrung Dunajovice 1 in einer Tiefe von 1082 m einen Horizont mit vulkanischem Glas in der Pelitschichtfolge des Eggenburg anführen. Es taucht die Frage auf, ob dieser Horizont jenem des Rhyodazituffits vom Ende des Eggenburg im Gebiet von Znojmo entsprechen dürfte (ČTYROKÝ, BATÍK et al., 1983). In Zusammenhang damit ist auch zu bemerken, daß Rhyolithuffite von der Pelitschichtfolge des Eggenburg im nicht entfernten Gebiet am Kontakt des Wiener Beckens und der Waschbergzone bei Úvaly bekannt sind (BUDAY in KALÁSEK et al., 1963).

Während in sandigen Basalablagerungen des Eggenburg von Schwermineralen der Staurolith stark vertreten ist, kommt in hangenden Peliten sowie auch in Ottang- und Karpatsedimenten bereits der Granat beträchtlich zum Vorschein (ADÁMEK, 1977; ŽURKOVÁ, 1967).

An den Sedimenten vom Mikulov-Gebiet ist also eine viel einförmigere Lithofazies- sowie Basisfaziesentwicklung zu beobachten, als sie uns vom Randgebiet der Küstenzone des Eggenburg in der Umgebung von Znojmo bekannt ist (ČTYROKÝ, 1982). Diese Erscheinung hängt einerseits mit größeren Tiefen des Meeresbodens zusammen, auf dem die Sedimente abgelagert wurden, andererseits dürfte sie auch durch Unvollständigkeit unserer Kenntnisse beeinflusst worden sein, die einer begrenzten Zahl geringmächtiger Tiefbohrkerne entspringen.

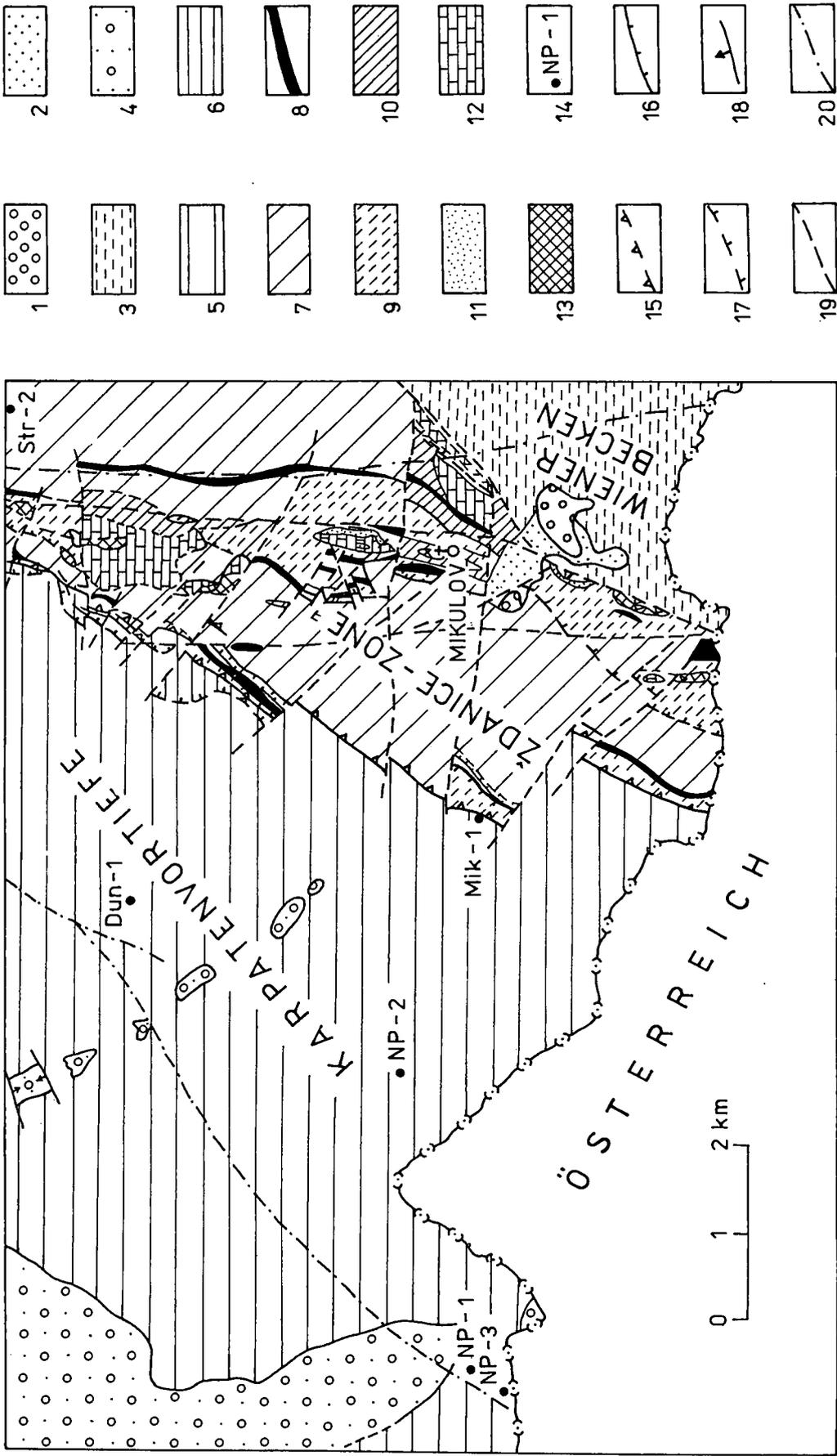


Abb. 1: Abgedeckte geologische Karte des Blattes Mikulov (Nikolsburg) in Mähren (CSSR) nach ČTYRKOŮ & STRÁNIK (1985).
 1 = ?Pont; 2 = Pannón; 3 = Mittelbaden; 4 = Unterbaden; 5 = Karpat; 6 = Eggenburg; 7 = Zdáńice-Hustopeče-Schichtenfolge (Steinitzer Sandsteine und Auspitzer Mergel); 8 = Menilit-Schichten; 9 = Submenilit-Schichten; 10 = Mucronaten-Schichten; 11 = Klementer-Schichten; 12 = Ernstbrunner Kalke; 13 = Klementice-(Klementitzer)Schichten; 14 = Tiefbohrungen; 15 = Überschiebungsdeckenlinie; 16 = Überschiebung; 17 = verdeckte Überschiebung; 18 = festgestellter Bruch; 19 = angenommener Bruch; 20 = durch jüngere Formationen verdeckter Bruch.

Zusammenfassend ist zu bemerken, daß an Ablagerungen des Eggenburg im Randgebiet der Karpatenvortiefe keine grundsätzlichen Probleme mit deren Identifizierung sowie der lithostratigraphischen und biostratigraphischen Gliederung auftauchen. Ungeklärt bleibt die Frage, ob der stratigraphische Gesamtbereich des Eggenburg im Mikulov-Gebiet größer ist als in der Umgebung von Znojmo, wo das Vorkommen nur von Äquivalenten der sog. Eggenburger Schichten, d. h. des oberen Eggenburg, vorausgesetzt wird. Dies kann allerdings nur durch eine weitere biostratigraphische Untersuchung der Tiefbohrkerne geklärt werden. Auch die obere Grenze des Eggenburg kann nicht genau paläontologisch belegt werden; wir ziehen sie an der Basis einer weiteren sandig-tonigen Schichtfolge, die in das Ottnang bis unteres Karpat gestellt wird.

3. Ottnang bis unteres Karpat

Im Hangenden der Pelitschichtfolge des Eggenburg wurde in den Tiefbohrungen bei Dolní Dunajovice eine sandig-tonige Schichtfolge mit einer Maximalmächtigkeit um 500 m ermittelt. Von ADÁMEK (1977) wurde diese Schichtfolge als „untere Schichtfolge mit vorwiegenden Sanden“ bezeichnet, von JIŘÍČEK (1983) wurde sie in zwei übereinanderliegende Zonen A und B eingeteilt, die dem unteren Karpat zugeordnet wurden. Es gibt keine direkten paläontologischen Beweise für eine genaue Einstufung dieser Schichtfolge, nur in der Bohrung Mikulov 1 wurde in einer Tiefe von 1350 m eine schlecht erhaltene Molluskenfauna mit *Congerina* sp. gefunden (ZAPLETALOVÁ, 1977). Im unteren Teil kommt auch die Foraminiferenfauna selten zum Vorschein und wird vornehmlich durch Vertreter der Gattung *Ammonia* repräsentiert, die gemeinsam mit Diatomeen und Fischresten vorkommen. In pelitischen Lagen des oberen Teils dieser Schichtfolge ist eine marine Foraminiferenfauna ohne stratigraphisch beweiskräftige Arten lagenweise häufiger, in höchstliegenden Schichten beginnt die Art *Uvigerina graciliformis* PAPP & TURN. selten vorzukommen (ZAPLETALOVÁ, 1977; JIŘÍČEK, 1983). Im untersten Teil dieser Schichtfolge sind geringmächtige Pelokarbonatlagen entwickelt, die sowohl in Kernen der Tiefbohrungen bei Nový Přerov (BIMKA, 1984) als auch in Ausstrichen an der Deckenstirn der Ždánice-Zone bei Perná festgestellt worden sind. In lithologischer Hinsicht ähneln diese Pelokarbonate den aus Pavlovice-Schichten (Ottnang) bekannten Gesteinen (STRÁNIK, 1980), die den Šakvice Mergeln (Eggenburg) in der Ždánice-Zone bei Velké Pavlovice auflagern. Lithologisch sehr ähnlich und auch von gleicher stratigraphischer Einstufung sind die sogenannten „eisenschüssigen Tone und Sande“ an der äußeren Seite der Waschberg-Zone zwischen Stockerau und Merkersdorf in Niederösterreich (GRILL, 1962), die zur damaligen Zeit dem unteren Helvet, d. h. in der gegenwärtigen Auffassung dem Ottnang, zugeordnet worden sind.

Heutzutage halten wir es für unbegründet, die ganze erwähnte Schichtfolge in das Karpat zu stellen, was von JIŘÍČEK (1983) behauptet wird. Im Südtail der Alpen-Karpatenvortiefe im Znojmo-Gebiet lagern den Sedimenten des Eggenburg eine über 100 m mächtige, fast faunenlose, nur häufige Fischreste führende

Schichtfolge auf (DLABAC, 1976; BATÍK, ČTYROKÝ et al., 1982; ČTYROKÝ, 1982), die im Falle einer deutlichen Überlagerung über der Rhyolithuffittlage dem Ottnang zugeordnet wird. Auch im angrenzenden Gebiet Niederösterreichs ist aus einer Reihe von Tiefbohrungen (Herzogbirnbaum 1, Wildendürnbach K4, Wulzeshofen K2, Staatz 1, Porrau 2; KAPOUNEK et al., 1965; BRIX et al., 1964, 1977) ein faunenloser, über 800 m mächtiger Schichtkomplex bekannt, der im Hangenden des datierten Eggenburg und im Liegenden des faunenreichen Karpat lagert. Von österreichischen Geologen ist er als „Oncophoraserie“ oder früher als „unteres Helvet“ bezeichnet worden. Nach dem gegenwärtigen Kenntnisstand halten wir es für zutreffend, die faunenarme Schichtfolge zwischen dem oberen Eggenburg und dem faunenreichen Karpat als Ottnang bis unteres Karpat zu bezeichnen, denn wir nehmen an, daß ein größerer Teil dieser Schichtfolge dem Ottnang angehört.

4. Karpat

Im Hangenden der Schichtfolge des Ottnang bis unteren Karpat lagert im Mikulov-Gebiet eine mikrofaunenreiche Schlierfolge, die „der mittleren Schlierschichtfolge“ von ADÁMEK (1977) und der C-Zone des Karpat von JIŘÍČEK (1983) entspricht, welche von uns als mittleres Karpat bezeichnet wird (ČTYROKÝ et al., 1985). Lagenweise kommt in dieser Schichtfolge auch eine reiche Molluskenfauna des tieferen Neritikums vor, die den Kopffüßer *Aturia aturi*, die Pteropoden *Vaginella* und andere Arten umfaßt. Die Mächtigkeit der Schlierschichtfolge beträgt in der Bohrung Nový Přerov 2 etwa 370 m. Nach MOLČÍKOVÁ (1981), JIŘÍČEK (1983) und ČTYROKÁ (1985) gehören ihre Basis der I. mikrofaunistischen Zone von ČIČHA und ZAPLETALOVÁ (1974), jedoch ihre höherliegenden Teile samt der Hangendschichtfolge (der D-Zone von JIŘÍČEK, 1983) bereits der II. Zone an.

Dem höchsten Teil des Karpat gehört bei Mikulov eine um 500 m mächtige Schichtfolge an, die von ADÁMEK (1977) „obere Sandschichtenfolge“ und von JIŘÍČEK (1983) D-Zone des Karpat genannt wurde. Darin überwiegen kalkige, schluffig-sandige Tonsteine mit Schluff-, Sand- und Sandsteineinlagerungen. Nach ZAPLETALOVÁ (1977) sind diese Sedimente mikrofaunistisch am reichsten und führen typische Arten der Gattung *Uvigerina* aus dem Karpat. Durch die neue Aufnahme wurden mikrofaunistisch (Foraminiferen, Nannoplankton) sowie makrofaunistisch reiche kalkige Schluffsteine des Karpat bis hoch in die NW-Hänge der Pavlovské vrchy (Pollauer Berge) oberhalb von Perná, am Kontakt mit der Überschiebungslinie, festgestellt. Es ist auch zu bemerken, daß eben vor der Überschiebungslinie die Gesamtmächtigkeit des Ottnang und Karpat ihre Höchstwerte (in der Bohrung Mikulov 4, 1185 m) erreicht.

Bei der Kartierung wurde bei Novosedly auf der Oberfläche des Karpat ein fossiler Verwitterungshorizont ermittelt, dem die basalen Trümmergesteine des unteren Baden transgressiv aufgelagert sind. Ein ähnlicher Horizont wurde bereits von MOŘKOVSKÝ (1962) in den Bohrungen in der Umgebung von Drnholec festgestellt, und aus Nordmähren wird er auch von JURKOVÁ

•(1983) angeführt. Zwischen dem Karpat und dem unteren Baden können also eine Sedimentationsunterbrechung und eine subaerische Verwitterung angenommen werden.

5. Unteres Baden

Den Sedimenten des Karpat sind die basalen Trümmergesteine des unteren Baden transgressiv aufgelagert. Schon früher war im Mikulov-Gebiet der große Anteil (manchmal bis 80 %) an dunkleren Kalksteinen im Geröllmaterial bekannt; meistens wurde eine unterpaläozoische Herkunft angenommen. Durch Untersuchungen einer großen Menge von Gerölldünnschliffen wurde nachgewiesen, daß sie größtenteils den jurassischen Gesteinen der Böhmisches Masse und nicht dem Paläozoikum entstammen (ELIÁŠ-ELIÁŠOVÁ, 1984). Es kann also die Zufuhr vornehmlich vom Randteil der Böhmisches Masse angenommen werden, die zu jener Zeit noch mit Karbonatschichtfolgen des Jura überdeckt war. Auf dem Blatt Mikulov sind die Trümmergesteine des unteren Baden auf zwei Längsstreifen erosiv beschränkt, von denen der westliche Streifen (Brod nad Dyjí – Novosedly – Nový Přerov – Alt Prerau) eine Faziesübergang (ohne Randbruch) nach W zu einer tieferen Biofazies von sandigen Tegeln und Tegeln aufweist, die reich an typischer Mikrofauna des unteren Baden ist. Die Maximalmächtigkeit der Trümmergesteine des unteren Baden schwankt um 30 m, die der Übergangsfazies mit Sand- und Tegeleinlagerungen erreicht bei Brod nad Dyjí 120 m.

6. Tektonischer Bau

Den revolutionärsten Zeiträumen der miozänen Tektonogenese gehört die Zeitspanne zwischen dem Karpat und dem unteren Baden an, wo während der jungsteirischen Phase die Überschiebung der Ždánice-Zone über Sedimente des Karpat von Osten erfolgte. Dabei nimmt die Mächtigkeit der Sedimente des Ottang und Karpat in diesem Teil der Vortiefe von West nach Ost zu und erreicht an der Deckenstirn fast 1200 m. Darüber hinaus läßt sich aus ihrer Lithofazies- sowie Biofaziesentwicklung an der Deckenstirn folgern, daß sich das Meer im Zeitraum des oberen Karpat ostwärts eher noch vertiefte. Wie die 0,5 km bis 5 km östlich von der Deckenstirnlinie angesetzten Tiefbohrungen (Strachotín 2, Nové Mlýny 2, Sedlec 1) ergeben haben, sind dabei unter der Überschiebungsdecke keine Sedimente des Karpat ermittelt worden. Die Überschiebungsfläche der Decke scheint eher von Scherflächencharakter zu sein, mit eingefalteten Schuppen des Untermiozäns (des Eggenburg bis Karpat) in der Stirnzone. Mit Rücksicht auf die nachgewiesenen großen Mächtigkeiten des Karpat vor der Deckenstirn wird von uns nicht vorausgesetzt, daß so mächtige Sedimente des Karpat unter den Decken vollständig reduziert worden sein dürften. Wir nehmen eher an, daß eine mächtige Schichtfolge mechanisch weniger widerstandsfähiger Ablagerungen des Karpat auf der Deckenoberfläche mitgetragen, gemeinsam mit der Decke gefaltet und an der Deckenstirn auch in Teilschuppen eingefaltet wurde. Auf die große Destruktion und Denudation der Sedimente des Karpat am Beginn

des Unterbadens weisen die großen pelitischen Blöcke des Karpat hin (z. B. in den Schottergruben auf dem Heidberg bei Alt Prerau, N. Ö. und bei Nový Přerov und Novosedly, Mähren). Mit einer allmählichen Aufhebung der Ždánice-Zone nach dem Baden wurde diese ziemlich mächtige, jedoch tektonisierte Karpatschichtfolge von der Deckenoberfläche vollständig denudiert.

Literatur

- ADÁMEK, J.: Plynové ložisko Dolní Dunajovice a geologická stavba jižní části karpatské předhlubně. – *Zemní plyn, nafta*, **24/1**, 1–22, Hodonín 1979.
- BATÍK, P., ČTYROKÝ, P. et al.: Vysvětlivky k základní geologické mapě ČSSR, 1 : 25.000 Šatov. – 62 S., Ústřední ústav geologický, Praha 1982.
- BIMKA, J. et al.: Závěrečná zpráva o vyhledávacím vrtu Nový Přerov-2. – Manuskript, MND, Hodonín 1984.
- BRIX, F. et al.: Die Ergebnisse der Aufschlußarbeiten der Ö. M. V. A. G. in der Molassezone Niederösterreichs in den Jahren 1957 bis 1963. – *Erdoel Z.*, **80**, Teil I–V., Wien – Hamburg 1964.
- BRIX, F. et al.: Die Molassezone und deren Untergrund in Niederösterreich. – *Erdoel-Erdgas Z.*, ÖGEW Sonderausg. **1977**, 12–35, Hamburg – Wien 1977.
- CICHA, I. & ZAPLETALOVÁ, I.: Problémy stratigrafie mladšího terciéru ve střední části karpatské předhlubně. – *Zemní nafta, plyn*, **19**, 453–460, Hodonín 1974.
- ČTYROKÁ, J.: Biostratigrafická a faciální analýza miocénu předhlubně a revize úseku Jih. – Manuskript, Ústřední ústav geologický, Praha 1985.
- ČTYROKÝ, P.: Spodní miocén (eggenburg a ottang) jz. části čelní hlubiny na Moravě. – *Zemní plyn, nafta*, **27/4**, 379–394, Hodonín 1982.
- ČTYROKÝ, P., BATÍK, P. et al.: Vysvětlivky k základní geologické mapě ČSSR, 1 : 25.000 Znojmo. – 66 S., Ústřední ústav geologický, Praha 1983.
- ČTYROKÝ, P. et al.: Vysvětlivky k základní geologické mapě ČSSR, 1 : 25.000 Mikulov. – 117 S., Manuskript, Ústřední ústav geologický, Praha 1985.
- DLABAČ, M.: Neogén na jv. okraji Českomoravské vrchoviny. – *Výzk. práce Ústřed. úst. geol.*, **13 ú.**, 7–21, Praha 1976.
- ELIÁŠOVÁ, H. & ELIÁŠ, M.: Facies and paleogeography of the Jurassic in the western part of the Outer Flysch in Czechoslovakia. – *Sbor. Geol. věd, Geol.*, **29**, 105–170, Praha 1984.
- GRILL, R.: Erläuterungen zur geologischen Karte der Umgebung von Korneuburg und Stockerau. – 52 S., Geol. B.-A., Wien 1962.
- GRILL, R.: Erläuterungen zur geologischen Karte des nordöstlichen Weinviertels und zu Blatt Gänserndorf. – 155 S., Geol. B.-A., Wien 1968.
- HOLZKNECHT, M. & ZAPLETALOVÁ, I.: Mikropaleontologické zhodnocení vrtu Dunajovice-1. – Manuskript, MND, Hodonín 1974.
- JIRÁČEK, R.: Geologická stavba spodního miocénu čelní hlubiny v úseku Jih. – *Zemní plyn, nafta*, **28/2**, 197–212, Hodonín 1983.
- JURKOVÁ, A.: Stratigrafie, litologie a faciální vývoj karpatu a badenu. – In: MENČÍK, E. et al.: Geologie Moravskoslezských Beskyd a Podbeskydské pahorkatiny. – 174–184, Ústřední ústav geologický, Praha 1983.
- JÜTTNER, K.: Erläuterungen zur geologischen Karte des unteren Thayalandes. – *Mitt. Reichst. f. Bodenforsch.*, Zweig. Wien, **1**, 1–57, Wien 1940.
- KALÁŠEK, J. et al.: Vysvětlivky k přehledné geologické mapě ČSSR 1 : 200.000 M-33-XXIX Brno. – 256 S., Ústřední ústav geologický, Praha 1963.
- KAPOUNEK, J. et al.: Die Verbreitung von Oligozän, Unter- und Mittelmiozän in Niederösterreich. – *Erdoel-Erdgas Z.*, **81**, 109–116, Hamburg – Wien 1965.
- MATĚJKA, A.: Flyšové pásmo jižně řeky Dyje. – Manuskript, Ústřední ústav geologický, Praha 1960.

- MOŘKOVSKÝ, M.: Poznámky ke geologickým poměrům okolí Vranovic v jižní části vněkarpatské pánve. – Čas. min. geol., 7/1, 47–51, Praha 1962.
- STRÁNÍK, Z. et al.: Vysvětlivky k základní geologické mapě ČSSR, 1 : 25.000 Hustopeče. – Manuskript, Ústřední ústav geologický, Praha 1980.
- ZAPLETALOVÁ, I.: Některé výsledky a problémy mikrostratigrafického výzkumu na jv. svazích Českého masívu. – Zemní plyn, nafta, 22/1, 19–23, Hodonín 1977.
- ŽURKOVÁ, I.: Sedimentárně petrografické a sedimentologické zhodnocení vrtby Mikulov-1. – Geol. Práce, Spr., 41, 173–184, Bratislava 1967.
- Manuskript bei der Schriftleitung eingelangt am 15. Oktober 1986.

Schwache Metamorphose in Gesteinsserien des Nockgebietes und im Postvariszikum des Karawankenvorlandes (Ostalpen, Kärnten)

Von WERNER von GOSEN, JULIAN PISTOTNIK & JOSEF-MICHAEL SCHRAMM*)

Mit 4 Abbildungen

*Kärnten
Nockgebiet
Karawanken
Metamorphose
Illit-Kristallinität*

Österreichische Karte 1 : 50.000
Blätter 183, 184, 201, 202, 211, 212

Inhalt

Zusammenfassung	31
Abstract	31
1. Regionalgeologische Situation und Problemstellung	31
2. Probennahme und Aufbereitung	32
3. Ergebnisse	32
4. Schlußfolgerungen	34
Dank	35
Literatur	35

Zusammenfassung

Anhand der Illit-Kristallinität wird in postvariszischen Meta-Sedimenten des Nockgebiets (Ostalpen, Kärnten) eine sehr schwache (anchizonale) Metamorphose der Pfannock-Einheit und Stolzalpendecke (Oberostalpin) ohne nachweisbaren Hiatus belegt, wobei sich nahe den Bewegungsbahnen bessere Gitterordnungsgrade der „Illite“ andeuten. Hingegen bestätigen die Ergebnisse einen Metamorphose-Schnitt im Hangenden der Phyllonitzone.

Viktringer Permotrias und das Permotrias-Vorkommen östlich des Faaker Sees (Karawanken-Vorland) zeigen einheitlich Illit-Kristallinitätswerte einer schwachen Metamorphose, wogegen einzelne Proben aus dem Südalpin auf sehr schwache Metamorphose weisen.

Den Metamorphose-Prägungen nördlich des Periadriatischen Lineaments kommt wahrscheinlich ein altalpines Alter zu, wogegen für die Anchizone im Südalpin ein jungalpines Alter nicht auszuschließen ist. Die Bedeutung der Ergebnisse wird kurz diskutiert.

Abstract

In the Nock-Area (Eastern Alps, Carinthia) illite crystallinity of post-Variscan metasediments prove a very low grade metamorphism of the Pfannock Unit and Stolzalpen Nappe (Upper East-Alpine) without hiatus in between. Several samples near thrusts reveal higher illite crystallinity. The results support a jump of metamorphism on top of the Phyllonite Zone.

Without differences both the Viktring-Permo-Triassic and the Permo-Triassic occurrence east of the Faaker Lake (foreland of the Karawanken) show illite crystallinity of low grade metamorphic overprint. Samples of the South-Alpine complex point at very low grade metamorphic conditions.

North of the Periadriatic Lineament the metamorphic overprints are probably of early Alpine age, whereas within the South-Alpine a young alpine age for the Anchizone cannot be excluded. The results are briefly discussed.

1. Regionalgeologische Situation und Problemstellung

In den östlichen Zentralalpen, südöstlich des Tauernfensters, überlagert das Stangalm-Mesozoikum s. str. (PISTOTNIK, 1980; „Melitzenscholle“ bei TOLLMANN, 1975) das Mittelostalpine Kristallin (TOLLMANN, 1959). Das Stangalm-Mesozoikum s. str. des Nockgebietes umfaßt Schichten des (Permo-)Skyth bis Karn, wird als ehemalige Sedimentbedeckung des „Altkristallins“ aufgefaßt und von der Phyllonitzone („Karlwand-Schuppe“: TOLLMANN, 1975) tektonisch überlagert, die i. w. reduzierte Anteile der basalen Decke des Oberostalpins (metamorphes Altpaläozoikum der Murauer Decke) darstellt (v. GOSEN et al., 1985; vgl. Abb. 1 und 2).

Unter Zwischenschaltung der Pfannock-Einheit (Pfannock-Gneis, Schichten des Oberkarbon-Rhät; „Pfannock-Schuppe“: TOLLMANN, 1975) wird die Phyllonitzone von der nächst höheren Decke des Oberostalpins überschoben (Alt- und Jungpaläozoikum der Stolzalpendecke; s. Abb. 2).

Bezüglich der altpaläozoischen und jungpaläozoisch-triadischen Serien und Schichtfolgen in den einzelnen Baueinheiten sei auf die Darstellungen bei v. GOSEN et al. (1985), NEUBAUER & PISTOTNIK (1984), PISTOTNIK (1980), STOWASSER (1956) und TOLLMANN (u. a. 1975, 1977) verwiesen.

*) Anschrift der Verfasser: Dr. WERNER von GOSEN, Institut für Geologie und Mineralogie der Universität Erlangen-Nürnberg, Schloßgarten 5, D-8520 Erlangen; Dr. JULIAN PISTOTNIK, Geologische Bundesanstalt, Rasumofskygasse 23, A-1031 Wien; Univ.-Doz. Dr. JOSEF-MICHAEL SCHRAMM, Institut für Geowissenschaften, Universität Salzburg, Hellbrunnerstraße 34, A-5020 Salzburg.

Während Stangalm-Mesozoikum s. str. und Phyllonitzone eine alpine grünschieferfazielle Metamorphose erlebten, wird für die hangenden Baueinheiten eine anchizonale Metamorphose festgestellt (v. GOSEN et al., 1985; PISTOTNIK, 1980), deren genaues Ausmaß bisher jedoch unklar ist.

Südöstlich des auskeilenden Stangalm-Zuges finden sich im Mittelkärntner Seengebiet zwischen Klagenfurt und Villach (Karawanken-Vorland) einzelne Permotrias-Schollen, deren östlichstes Vorkommen bei Viktring diaphthoritisch geprägtem Kristallin eingeschaltet ist (KAHLER, 1931; SCHÜNEMANN et al., 1982). Während FRITSCH (1965) den dort basalen Permoskyth-Klastika eine Metamorphose im Grenzbereich Anchi-/Epizone zuschreibt, SCHÜNEMANN et al. (1982) bereits beginnende Quarz-Rekristallisationen nachwies, war das westlichste Vorkommen (östlich des Faaker Sees) nach SYLVESTER (1984) einer anchizonalen Metamorphose ausgesetzt. Entgegen SORDIAN (1962) und TOLLMANN (1977) ist für beide Vorkommen eine Zuordnung zum Oberostalpin nicht auszuschließen (v. GOSEN, 1983).

Anknüpfend an Metamorphose-Untersuchungen im Postvariszikum Mittel- und Ostkärntens (SCHRAMM et al., 1982) und im westlichen Drauzug (NIEDERMAYR et al., 1984) war es naheliegend, die angeführten Baueinheiten anhand der Illit-Kristallinität auf eine eventuelle Metamorphoseprägung zu untersuchen.

Den Untersuchungen liegen dabei folgende Fragen zugrunde:

- 1 Welchen Grad der metamorphen Prägung erlebten die Baueinheiten im Hangenden der Phyllonitzone des Nockgebietes? Ist zwischen Pfannock-Einheit und Stolzalpendecke ein Metamorphose-Hiatus nachweisbar oder liegt ein kontinuierlicher Übergang vor?
- 2 Welchen Grad der metamorphen Prägung erlebten die Viktringer Permotrias und das Permotrias-Vorkommen östlich des Faaker Sees? Ist für beide Vorkommen eine Beziehung zu den Baueinheiten des Stangalm-Zuges abzuleiten?

Ergänzend wurden einige Proben aus dem Südalpin (Ostkarawanken, südöstlich Eisenkappel) auf eine mögliche schwache Metamorphose untersucht. Hinweise auf eine metamorphe Prägung im östlichen Südalpin finden sich bei SOFFEL et al. (1983).

2. Probenahme und -aufbereitung

In der Stolzalpendecke wurden feinkörnige Oberkarbon- und Perm-Klastika (Werchzirmschichten) beprobt. Die Probenahme in der Pfannock-Einheit erstreckte sich von den stratigraphisch basalen Klastika (Oberkarbon – Perm) am Pfannock samt anisischer Karbonate (Nordabfall zum Lahner Nock), bis zu den Rhät-Kalk- und -Mergelschiefern im klassischen Profil am Nordwestabfall der Eisentalhöhe (vgl. Darstellungen bei KRISTAN-TOLLMANN & TOLLMANN, 1963, sowie TOLLMANN, 1975, 1977). Ergänzend wurden Einzelproben aus dem Ladin-Dolomit des Stangalm-Mesozoikums s. str. und den Schiefen der Phyllonitzone untersucht.

Aus der Viktringer Permotrias wurden die invers liegenden Perm-Skyth-Klastika im Bachlauf östlich Seebach beprobt (vgl. SCHÜNEMANN et al., 1982: Abb. 2, 3). Neben Permoskyth-Sandsteinen und Werfener Schich-

ten wurden aus dem Permotrias-Vorkommen östlich des Faaker Sees auch Anis-/Ladin-Karbonate sowie ein Phyllit untersucht.

Die Südalpin-Proben entstammen Aufschlüssen in geringer Entfernung vom Periadriatischen Lineament (östlich des Vellachtales, südl. Remschenigal). Es sind einerseits feinklastische Grödener Sandsteine, andererseits Karbonatschiefer des (Oberkarbon-) Unterperm.

Die Untersuchungen wurden an geschlammten und sedimentierten Präparaten (insgesamt 52 Proben) mit Korngrößen $< 2 \mu\text{m}$ vorgenommen. Karbonatanteile wurden mit 5 %iger Salzsäure entfernt, alle Präparate einer Behandlung mit Äthylenglykol unterzogen (zur Probenaufbereitung vgl. auch SCHRAMM, 1977).

Die IK-Messungen erfolgten an einem SIEMENS-Diffraktometer (Cu-Strahlung, 35 KV/20 mA) und wurden an Standards geeicht, die von M. FREY (Basel) zur Verfügung gestellt worden waren.

Die Angabe der Illit-Kristallinität (IK) folgt dem Index von KUBLER (1967a) und wird in den Abb. 3 und 4 ergänzend in $^{\circ}\Delta 2\theta$ (KISCH, 1980) angegeben.

3. Ergebnisse

In den untersuchten Proben fanden sich keine signifikanten Unterschiede zwischen den Illit-Kristallinitätswerten (IK) der Karbonate und Klastika. Die ermittelten IK-Werte sind in den Abb. 3 und 4 für die einzelnen Gebiete dargelegt, in ihrer regionalen Zuordnung und Verteilung in Abb. 1 und 2 zusammengefaßt.

Die IK-Werte belegen eine sehr schwache (anchizonale) Metamorphose von jungpaläozoisch-triadischen Anteilen der Pfannock-Einheit und jungpaläozoischen Klastika der Stolzalpendecke im Nockgebiet ($IK > 4,0$). Ein Metamorphose-Hiatus zwischen beiden Einheiten war nicht nachweisbar. In drei Einzelproben der Oberkarbon-Klastika (Stolzalpendecke) wurde eine geringe Verfälschung der IK (scheinbar geringerer Gitterordnungsgrad) durch koexistierenden Paragonit festgestellt.

Die Metamorphose belegt den mittleren, überwiegend jedoch den höher temperierten Abschnitt der Anchizone ($IK 4,0-5,0$; „very low grade metamorphism“: WINKLER, 1979). Einzelproben fallen bereits eindeutig in den Bereich der Epizone ($IK < 4,0$) oder auf die Grenze Epi-/Anchizone ($IK = 4,0$). Sie stammen fast ausschließlich aus unmittelbarer Nähe zu Bewegungsbahnen (Basis Pfannock-Einheit bzw. Stolzalpendecke), während davon entferntere Proben höhere IK-Werte, damit eine relativ geringere Temperierung anzeigen. Dieser Effekt scheint von der Lithologie unabhängig zu sein (Abb. 3).

Obwohl FREY et al. (1980) und KUBLER (1967b) keinen direkten Zusammenhang zwischen Schieferung und IK fanden, deuten die Werte hier auf eine Wechselbeziehung zwischen Deformation und IK. Erhöhte Temperierung an und in Scherbahnen und (oder) erhöhter Fluiddurchsatz können die Ursache sein.

Daß die Illit-Kristallinität mit zunehmend intensiverer Schieferung zunehmen kann, zeigen Untersuchungen von BUGGISCH & WEBERS (1982), PIQUÉ (1982) und SIDANS (1977). Auch FREY et al. (1973) fanden geringere IK-Werte an Proben neben Decken- und Schuppen Grenzen. Daneben berichten BRIME (1985), FLEHMIG & LANGHEINRICH (1974), KLEINSCHMIDT (1983) und SCHRAMM (1981) von einer IK-Zunahme mit zunehmen-

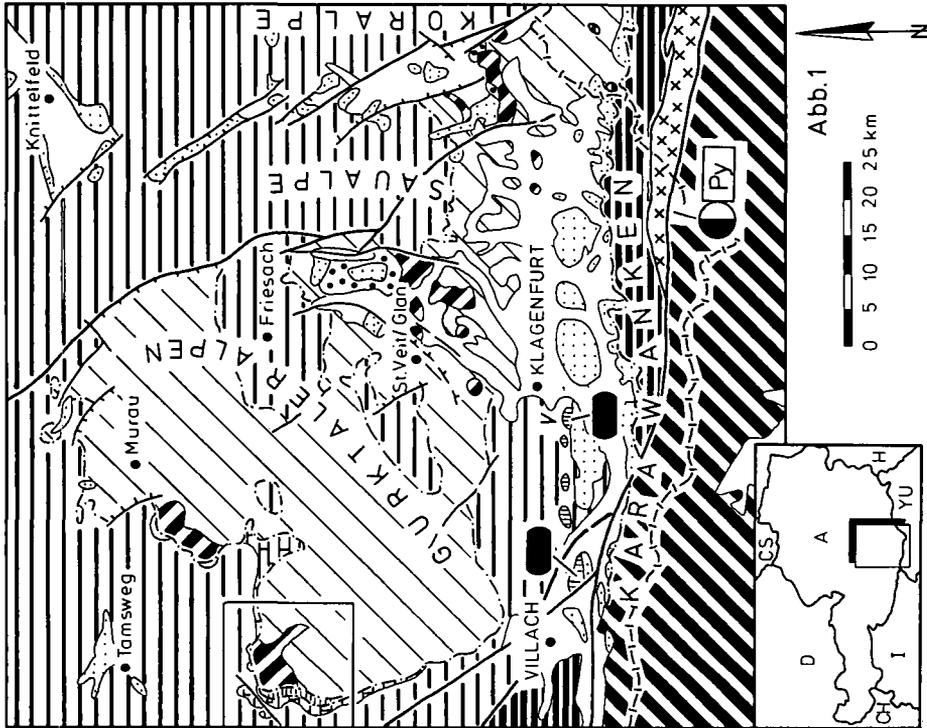


Abb. 1

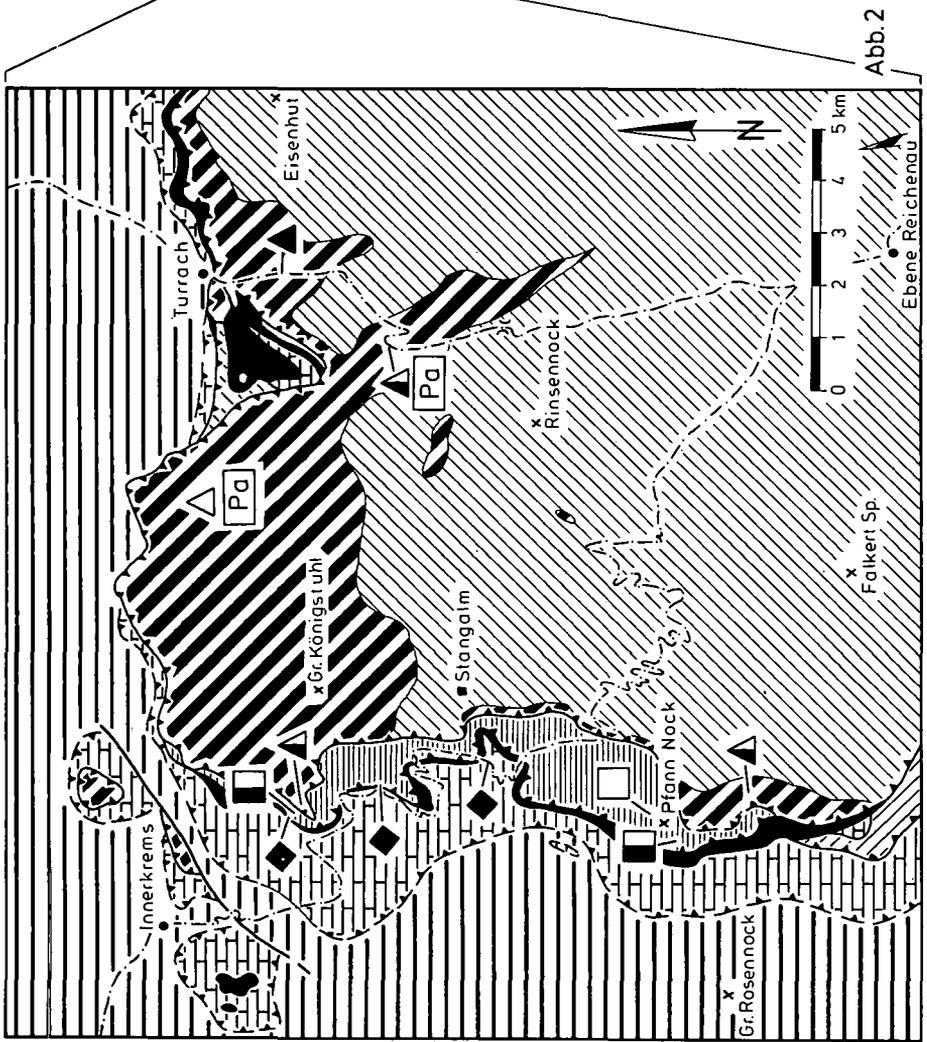


Abb. 2

ILLIT-KRISTALLINITÄT (Index nach KUBLER 1967)	
epimetamorph	anchimetamorph
IK [mm] < 4,0	4,0 - 5,0
▲	▲
■	■
◆	◆
▣	▣
●	●

MINERALNEUBILDUNGEN:	
▣	Paragonit
▣	Pyrophyllit

Permotrias - Schollen im Karawanken-Vorland (V-Viktring)

Drauzug (Oberostalpin)

MITTELOSTALPIN

Altkristallin (mit Diaphthoriten)

Stangalm - Mesozoikum s. str.

Karawanken - Aufbruchzone (ungegliedert)

Südalpin

GURKTALER DECKENSYSTEM, OBEROSTALPIN

Decken und jungpaläozoische - triadische Schubspäne zusammengef.

Jungpaläozoikum (und Trias: Abb. 1)

Stalzalpendecke

Pfannock-Einheit

Phyllonitzone

Murauer Decke

Deckengrenze, Auf- und Überschiebung

Verwerfung

Quartär

Tertiär

Oberkreide

Abb. 1 + 2: Geologische Übersichtskarte von Mittel- und Ostkärnten (Ostalpen) samt Nachbargebieten (Abb. 1) mit einer tektonischen Übersichtsskizze des zentralen Nockgebietes (Abb. 2). Zusammengestellt und verändert nach BECK-MANNAGETTA (1964), v. GÖSEN et al. (1985), PISTOTNIK (1980) und TOLLMANN (1959, 1975, 1977).

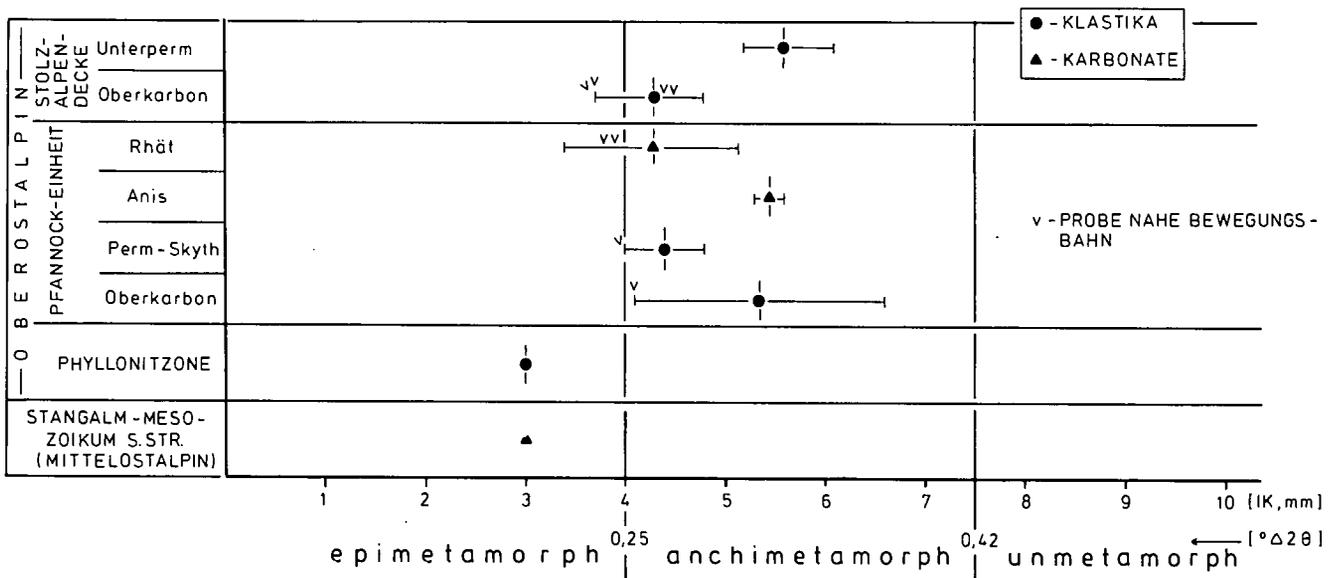


Abb. 3: Mittelwerte und Streubereiche der Illit-Kristallinität (IK) in den Gesteinsserien des Nockgebietes (Ostalpen).

der Deformation, SCHRAMM (1982) von einer Beeinflussung der IK durch Bewegungen an einer Verwerfung. Es seien schließlich die „Sediment-Keile“ (EXNER, 1956) des Drautales erwähnt, die – tektonisch in das Altkristallin eingeklemmt – erhöhte Illit-Kristallinität zeigten (NIEDERMAYR et al., 1984). Es bleibt jedoch unklar, ob erhöhte Illit-Kristallinität entweder ursächlich mit der Deformation (z. B. durch „shear heating“) zusammenhängt oder aber auf primär erhöhte Temperierung mit einhergehend gesteigerter Deformation zurückzuführen ist (vgl. dazu TEICHMÜLLER et al., 1979; HUNZIKER et al., 1986). Eine Kombination aus beidem wäre vorstellbar.

Die einzelnen Testproben aus der Phyllonitzone und dem Stangalm-Mesozoikum s. str. belegen eindeutig epimetamorphe Verhältnisse. Dies geht auch aus der verbreiteten Quarz-Rekristallisation und Biotit-Blastese hervor und wurde bereits von PISTOTNIK (1980) dargelegt. In der Übersicht zeigen die IK-Werte den von v. GÖSEN et al. (1985) angeführten Metamorphose-Schnitt zwischen Phyllonitzone und den darüberfolgenden Bauseinheiten (Pfannock-Einheit, Stolzalpendecke), die lediglich anchizonal geprägt wurden (Abb. 3).

Interessant ist die Übereinstimmung der Illit-Kristallinität aus den Proben der Viktringer Permotrias und der Permotrias östlich des Faaker Sees (Abb. 4). Hier wie dort fanden sich ohne Ausnahme IK-Werte des epimetamorphen Bereiches ($IK < 4,0$).

Dagegen deuten die wenigen Proben aus dem Südalpin auf anchizonale Metamorphosebedingungen südlich, aber in geringer Entfernung vom Periadriatischen Lineament. Als Mineralneubildung tritt hier Pyrophyllit in einer Probe der (Oberkarbon-) Unterperm-Kalkschiefer auf, der eine geringe Verfälschung des IK-Wertes (4,9) bewirkt haben mag.

4. Schlußfolgerungen

Die anchizonalen Prägungen in den Gesteinsserien des Nockgebietes finden ihre Entsprechung in der gleichfalls anchizonalen Metamorphose des Mittel- und Ostkärntner Postvariszikums (Krappfeld, Griffen/

St. Paul; SCHRAMM et al., 1982). Eine anchimetamorphe Prägung war ebenso in den postvariszischen Sedimentfolgen des westlichen Drauzuges nachweisbar (NIEDERMAYR et al., 1984). Dabei zeigte sich in beiden Bereichen eine zum stratigraphisch Hangenden abklingende Metamorphose, die im westl. Drauzug die Raibler Schichten noch erfaßte, hingegen im Krappfeld bereits im Liegenden dieses Niveaus ausklang.

Da eine Temperierung der Schichtfolgen im Hangenden des Raibler Niveaus sowie eine metamorphe Prägung der Gosau- und Tertiär-Sedimente in diesem Raum bisher unbekannt ist, kommt der anchizonalen Metamorphose im Nockgebiet am ehesten ein altalpidisches (prägosauisches) Alter zu.

Ob diese Metamorphose im Nockgebiet vor, während oder/und nach der altalpidischen erfolgten Überschiebung von Pfannock-Einheit und Stolzalpendecke verlief, ist unsicher.

Einen ersten Hinweis könnte hier die Prägung der Pfannock-Einheit geben. Legt man für sie die von TOLLMANN (1975) gefundenen Lagerungsverhältnisse zugrunde, wonach die (stratigraphischen) Basisschichten mit basalem Pfannock-Gneis im Süden invers liegen, die Folge sich zu den hangenden Schichtgliedern nach Norden aufrichtet, so wären bei einer Metamorphose vor der einsetzenden altalpidischen Tektonik Unterschiede zwischen der Illit-Kristallinität des Basalteils (Süden) und Hangendteils (Norden) zu erwarten, damit bei ursprünglich aufrechter Lagerung der Schichtfolge eine zum Hangenden abnehmende metamorphe Prägung. Dies konnte mit Hilfe der Illit-Kristallinität nicht nachgewiesen werden.

Eine schwache Metamorphose während (und nach) der altalpidischen Überschiebung ist deshalb am ehesten vorstellbar. Darauf deuten auch die niedrigeren IK-Werte in Proben nahe den Bewegungsbahnen.

Der Metamorphose-Schnitt und die IK-Daten im Hangenden der Phyllonitzone unterstützen die Zweigliederung des oberostalpinen Gurktaler Deckensystems in einen epimetamorphen Unter- und einen anchimetamorphen Oberbau. Dieser Zweigliederung entspricht sicher auch eine mindestens zweiphasig verlaufende altalpine Deckenstapelung, auf die jedoch an anderer Stelle eingegangen werden soll.

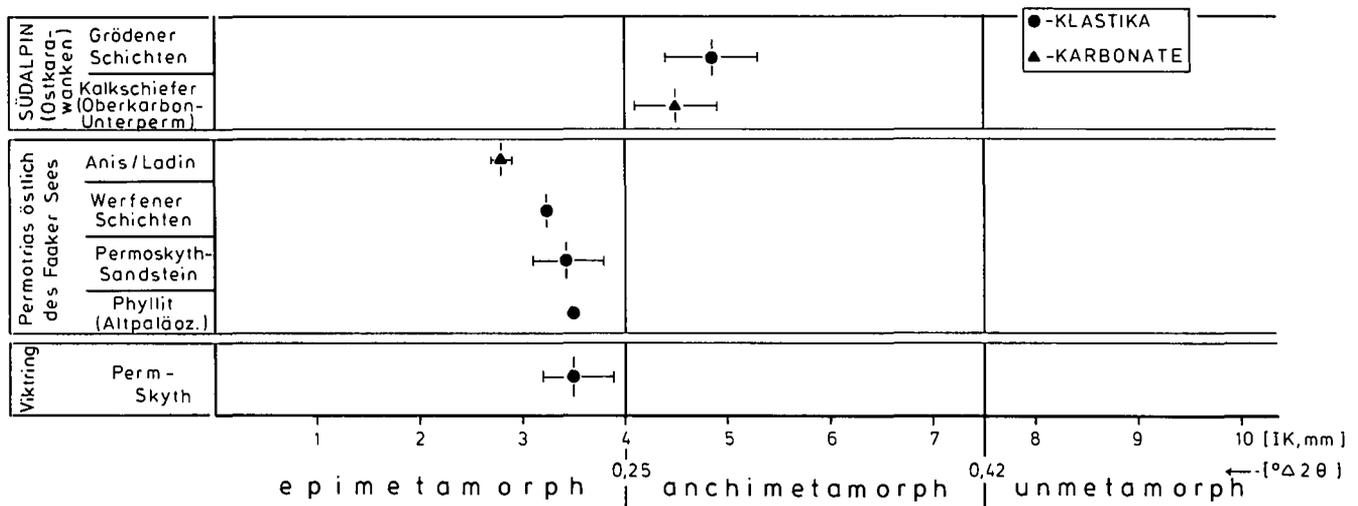


Abb. 4: Mittelwerte und Streubereiche der Illit-Kristallinität (IK) im Südalpin und in den Permotrias-Vorkommen des Karawanken-Vorlandes (Ostalpin).

Eine altalpidische Alterseinordnung ist auch für die epimetamorphe Prägung der Viktringer Permotrias und des Permotrias-Vorkommens östlich des Faaker Sees wahrscheinlich. Die IK-Daten weisen hier auf eine vergleichsweise intensive Temperierung am Südrand des Ostalpins.

Die metamorphe Prägung allein belegt jedoch weder die eine noch die andere großtektonische Zuordnung der Permotrias-Schollen. So ist aus der Metamorphose und der tektonischen Position im Altkristallin nicht unbedingt auf eine Mittelostalpin-Zuordnung der Viktringer Permotrias – vergleichbar mit dem Stangalm-Mesozoikum s. str. – zu schließen (vgl. v. GOSEN & THIEDIG, 1982; SCHÜNEMANN et al., 1982). Dagegen zeigt die dortige Schichtfolge mit permoskythischen Meta-Klastika und neu aufgeschlossenen Werfener Schichten, daß es sich hier aller Wahrscheinlichkeit nach um Permotrias des Oberostalpins handelt.

Andererseits widerspricht die schwach metamorphe Prägung der Permotrias östlich des Faaker Sees nicht deren Anbindung an den westlichen Drauzug, zumal an dessen Basis Züge gleich intensiver Metamorphose gefunden wurden (NIEDERMAYR et al., 1984). Dafür spricht auch die Schichtfolge (vgl. SYLVESTER, 1984), die mit der des Drauzuges gut vergleichbar ist.

Die sich im Südalpin andeutende Anchizone ist am ehesten auf alpine Durchwärmung zurückzuführen. Ob sie dabei als altalpidisches Ereignis aufzufassen ist oder durch mögliche jungalpine Bewegungen mit einhergehender Temperierung am Periadriatischen Lineament verursacht wurde, ist unbekannt und soll durch weiterführende Untersuchungen geklärt werden. Es sei erwähnt, daß LOESCHKE & WEBER (1973) im Eisenkappeler Paläozoikum (Karawanken-Aufbruchzone, nördlich des Lineamentes) auch eine anchizonale Metamorphose belegen konnten, deren genaues Alter bisher ebenfalls unsicher ist.

Dank

Für Diskussionen danken wir Herrn Prof. Dr. W. BUGGISCH (Erlangen), Herrn Prof. Dr. F. THIEDIG (Hamburg), für die Hilfe bei der Probennahme Herrn Dipl. Geol. H. SYLVESTER (Hamburg). Die Untersuchungen wurden durch eine Sachbeihilfe der Deutschen Forschungsgemeinschaft (DFG) gefördert, der an dieser Stelle herzlich gedankt sei.

Literatur

- BECK-MANNAGETTA, P.: Geologische Übersichtskarte der Republik Österreich mit tektonischer Gliederung, 1 : 1.000.000. – Wien (Verl. Geol. B.-A.) 1964.
- BRIME, C.: A diagenesis to metamorphism transition in the Hercynian of north-west Spain. – *Miner. Mag.*, **49**, 481–484, Oxford 1985.
- BUGGISCH, W. & WEBERS, G. F.: Zur Fazies der Karbonatgesteine in den Ellsworth Mountains (Paläozoikum, Westantarktis). – *Facies*, **7**, 199–228, Erlangen 1982.
- EXNER, C.: Sedimentkeile und Mylonite im altkristallinen Glimmerschiefer der Kreuzeckgruppe (Kärnten). – *Mitt. naturwiss. Ver. Stmk., Sdbd.* **1956** (Angel-Festschr.), 32–39, Graz 1956.
- FLEHMIG, W. & LANGHEINRICH, G.: Beziehungen zwischen tektonischer Deformation und Illit-Kristallinität. – *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, **146**, 325–346, Stuttgart 1974.
- FREY, M., HUNZIKER, J. C., ROGGWILER, P. & SCHINDLER, C.: Progressive niedriggradige Metamorphose glaukonitführender Horizonte in den helvetischen Alpen der Ostschweiz. – *Contr. Mineral. Petrol.*, **39**, 185–218, Berlin – Heidelberg – New York 1973.
- FREY, M., TEICHMÜLLER, M., TEICHMÜLLER, R., MULLIS, J., KÜNZI, B., BREITSCHMID, A., GRUNER, U. & SCHWIZER, B.: Very low grade metamorphism in external parts of the Central Alps: Illite crystallinity, coal rank and fluid inclusion data. – *Eclogae Geol. Helv.*, **73/1**, 173–203, Basel 1980.
- FRITSCH, W.: Das Kristallin von Mittelkärnten und die Gurktaler Decke. – *Veröffentl. Haus Natur Salzburg.*, **16/3** (Abt. II), 1–27, Salzburg 1965.
- GOSEN, W. v.: Tektonischer Bau am Südrand der Gurktaler Decke und die Zuordnung permotriadischer Schüfflinge (Kärnten/Österreich). – 73. Jahrestagung Geol. Ver. (Geologie der Alpen), Kurzfassungen, S. 19, Berchtesgaden 1983.
- GOSEN, W. v., HAIGES, K.-H., NEUBAUER, F., PISTOTNIK, J. & THIEDIG, F.: Die tektonischen Baueinheiten am Nord- und Westrand der Gurktaler Decke (Österreich). – *Jb. Geol. B.-A.*, **127/4**, 693–699, Wien 1985.
- GOSEN, W. v. & THIEDIG, F.: Die Gurktaler Decke (Oberostalpin) und ihr unterlagerndes Mittelostalpin Kristallin (Kärnten/Steiermark – Österreich). – *Mitt. Geol.-Paläont. Inst. Univ. Hamburg*, **53**, 11–32, Hamburg 1982.
- HUNZIKER, J. C., FREY, M., CLAUER, N., DALLMEYER, R. D., FRIEDRICHSEN, H., FLEHMIG, W., HOCHSTRASSER, K., ROGGWILER, P. & SCHWANDER, H.: The evolution of illite to muscovite: mineralogical and isotopic data from the Glarus Alps, Switzerland. – *Contr. Mineral. Petrol.*, **92**, 157–180, Berlin – Heidelberg – New York 1986.
- KAHLER, F.: Zwischen Wörthersee und Karawanken. Geologische Studien im Vorland eines jungen Gebirges. – *Mitt. naturwiss. Ver. Stmk.*, **68**, 83–145, Graz 1931.

- KISCH, H. J.: Illite crystallinity and coal rank associated with lowest-grade metamorphism of the Taveyanne greywacke in the Helvetic zone of the Swiss Alps. – *Ecolgae Geol. Helv.*, **73/3**, 753–777, Basel 1980.
- KLEINSCHMIDT, G.: Trends in regional metamorphism and deformation in Northern Victoria Land, Antarctica. – In: OLIVER, R. L., JAMES, P. R. & JAMES, J. B. (Eds.): *Antarctic Earth Science*, 1983, 119–122, Canberra 1983.
- KRISTAN-TOLLMANN, E. & TOLLMANN, A.: Das mittelostalpine Rhät-Standardprofil aus dem Stangalm-Mesozoikum (Kärnten). – *Mitt. Geol. Ges. Wien*, **56**, 1963/2, 539–589, Wien 1963.
- KUBLER, B.: La cristallinité de l'illite et les zones tout a fait supérieures du métamorphisme. – *Colloque „Etages tectoniques“* Neuchâtel, 105–122, Neuchâtel 1967a.
- KUBLER, B.: Anchimetamorphisme et schistosité. – *Bull. Centre Rech. Pau – SNPA*, **1/2**, 259–278, Pau 1967b.
- LOESCHKE, J. & WEBER, K.: Geochemie und Metamorphose paläozoischer Tuffe und Tonschiefer aus den Karawanken (Österreich). – *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, **142/1**, 115–138, Stuttgart 1973.
- NEUBAUER, F. & PISTOTNIK, J.: Das Altpaläozoikum und Unterkarbon des Gurktaler Deckensystems (Ostalpen) und ihre paläogeographischen Beziehungen. – *Geol. Rdsch.*, **73/1**, 149–174, Stuttgart 1984.
- NIEDERMAYR, G., MULLIS, J., NIEDERMAYR, E. & SCHRAMM, J.-M.: Zur Anchimetamorphose permo-skythischer Sedimentgesteine im westlichen Drauzug, Kärnten – Osttirol (Österreich). – *Geol. Rdsch.*, **73/1**, 207–221, Stuttgart 1984.
- PIQUÉ, A.: Relations between stages of diagenetic and metamorphic evolution and the development of a primary cleavage in the northwestern Moroccan Meseta. – *J. Struct. Geol.*, **4/4**, 491–500, Oxford 1982.
- PISTOTNIK, J.: Die westlichen Gurktaler Alpen (Nockgebiet). – In: OBERHAUSER, R. (Red.): *Der Geologische Aufbau Österreichs*, 358–363, Wien – New York (Springer) 1980.
- SCHÖNLAUB, H. P.: Das Karbon von Nötsch und sein Rahmen. – *Jb. Geol. B.-A.*, **127/4**, 673–692, Wien 1985.
- SCHRAMM, J.-M.: Über die Verbreitung epi- und anchimetamorpher Sedimentgesteine in der Grauwackenzone und in den Nördlichen Kalkalpen (Österreich) – ein Zwischenbericht. – *Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck*, **7/2**, 3–20, Innsbruck 1977.
- SCHRAMM, J.-M.: Über den Einfluß der Verwitterung auf die Illit-Kristallinität. – *Karinthin*, **84**, 238–249, Salzburg 1981.
- SCHRAMM, J.-M.: Anchimetamorphose im klastischen Permo-skyth der Schuppenzone von Göstling (Nördliche Kalkalpen, N. Ö.). – *Verh. Geol. B.-A.*, **1982/2**, 53–62, Wien 1982.
- SCHRAMM, J.-M., GOSEN, W.v., SEEGER, M. & THIEDIG, F.: Zur Metamorphose variszischer und postvariszischer Feinklastika in Mittel- und Ostkärnten (Österreich). – *Mitt. Geol.-Paläont. Inst. Univ. Hamburg*, **53**, 169–179, Hamburg 1982.
- SCHÜNEMANN, M., GOSEN, W.v. & THIEDIG, F.: Die Viktringer Permotrias und ihre Beziehung zur Gurktaler Decke (Kärnten – Österreich). – *Mitt. Geol.-Paläont. Inst. Univ. Hamburg*, **53**, 191–206, Hamburg 1982.
- SIDDANS, A. W. B.: The development of slaty cleavage in a part of the French Alps. – *Tectonophys.*, **39**, 533–557, Amsterdam 1977.
- SOFFEL, H. C., POHL, W. & BUSER, S.: Palaeomagnetism of Permo-Triassic rocks from Northern Slovenia, Yugoslavia, and the eastern margin of the Adriatic Plate. – *Tectonophys.*, **91**, 301–320, Amsterdam 1983.
- SORDIAN, H.: Zentralalpine Permotrias (Wauberg – Rudnik – Petelin) im Becken von Klagenfurt. – *Verh. Geol. B.-A.*, **1962**, 330–340, Wien 1962.
- STOWASSER, H.: Zur Schichtfolge, Verbreitung und Tektonik des Stangalm-Mesozoikums (Gurktaler Alpen). – *Jb. Geol. B.-A.*, **99**, 75–199, Wien 1956.
- SYLVESTER, H.: Geologische Neukartierung des Mesozoikums zwischen Faaker See und Rosegg (Kärnten/Österreich). – Unveröff. Dipl.-Arb. Fachber. Geowiss. Univ. Hamburg, 121 S., Hamburg 1984.
- TEICHMÜLLER, M., TEICHMÜLLER, R. & WEBER, K.: Inkohlung und Illit-Kristallinität. Vergleichende Untersuchungen im Mesozoikum und Paläozoikum von Westfalen. – *Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf.*, **27**, 201–276, Krefeld 1979.
- TOLLMANN, A.: Der Deckenbau der Ostalpen auf Grund der Neuuntersuchung des zentralalpiner Mesozoikums. – *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud.*, **10**, 1–62, Wien 1959.
- TOLLMANN, A.: Die Bedeutung des Stangalm-Mesozoikums in Kärnten für die Neugliederung des Oberostalpins in den Ostalpen. – *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, **150/1**, 19–43, Stuttgart 1975.
- TOLLMANN, A.: *Geologie von Österreich. Band I. Die Zentralalpen.* – XVI+766 S., Wien (Deuticke) 1977.
- WINKLER, H. G. F.: *Petrogenesis of Metamorphic Rocks.* – Fifth Ed., X+348 S., New York – Heidelberg – Berlin (Springer) 1979.

Manuskript bei der Schriftleitung eingelangt am 17. Juni 1979.

Die Permotrias von Kalkstein im Altkristallin der südlichen Deferegger Alpen (Österreich)

Von MICHAEL GUHL & GEORG TROLL*)

Mit 17 Abbildungen, 7 Tabellen und 2 Tafeln (Beilagen)

*Tirol
Zentralalpen
Altkristallin
Permoskyth
Trias
Rauhwacken
Polymetamorphose
Faltung*

Österreichische Karte 1 : 50.000
Blatt 177

Inhalt

Zusammenfassung	38
Abstract	38
1. Einführung	38
1.1. Orographie und geologische Position	38
1.2. Frühere geologische Bearbeitungen	38
2. Vorkommen der Gesteine und ihre Beschreibung	41
2.1. Metasedimente des Altkristallins	41
2.1.1. Staurolith-Granat-Oligoklas-Schiefer	41
2.1.2. Biotit-Muskovit-Quarzit	42
2.1.3. Feldspat-Quarz-Gneis	42
2.1.4. Amphibolschiefer, Kalksilikatsfels und Marmor	43
2.2. Metamagmatite des Altkristallins	43
2.2.1. Mikroklin-Albit-Metagranit	43
2.2.2. Mikroklin-Oligoklas-Metagranit	43
2.2.3. Hornblende-Biotit-Andesin-Metagranodiorit	44
2.2.4. Hornblende-Labradorit-Metadiorit	44
2.3. Gesteine der Permotrias	44
2.3.1. Basisschichten-„Verrucano“ des Permoskyth	45
2.3.1.1. Karbonatfreie Basisschichten	45
2.3.1.2. Karbonatführende Basisschichten	49
2.3.1.3. Mineralfazielle Folgerungen	49
2.3.2. Bänderkalke des Anis	49
2.3.3. Rauhwackige Dolomite des Anis	50
2.3.4. Dolomite des Ladin	52
3. Gliederung der polyphasen metamorphen und tektonischen Genese	52
3.1. Faltungsphase 1	52
3.2. Faltungsphase 2	53
3.3. Ausbildung der alpidischen Geosynklinale	53
3.4. Alpidische Orogenese (Faltungsphase 3 bis 5)	53
3.4.1. Phase druckbetonter Niedrigtemperatur-Metamorphose	53
3.4.1.1. Überschiebung des tektonisch hangenden Altkristallins	53
3.4.1.2. Kennzeichen der druckbetonten Niedrigtemperatur-Metamorphose	53
3.4.2. Faltungsphase 3	53
3.4.2.1. Tektonische Teilgefüge	53
3.4.2.2. Petrographisches Teilgefüge der Faltungsphase 3	54
3.4.3. Faltungsphase 4	54
3.4.3.1. Tektonische Gliederung in Teilzonen	54
3.4.3.2. Begleitende Vorgänge der Faltungsphase 4	55
3.4.4. Faltungsphase 5	55
3.4.5. Tektonische Diagramme der Faltungsphasen 2 bis 5	55
3.4.5.1. Geometrische Zusammenhänge der Faltungsphasen 4 und 2	56
3.4.5.2. Vergleichende Betrachtung der B-Achsenverteilung von Altkristallin und Permotrias	57
3.4.5.3. Blockbild zur Tektonik	57
4. Weitere Permotrias-Vorkommen außerhalb des Bereiches der geologischen Karte	57
Dank	59
Literatur	59

*) Anschrift der Verfasser: Dipl.-Geol. MICHAEL GUHL, Univ.-Prof. Dr. GEORG TROLL, Institut für Mineralogie und Petrographie der Universität München, Theresienstraße 41, D-8000 München 2.

Zusammenfassung

- 1) Prävariszische Ereignisse: Der beginnenden druckbetonten Regionalmetamorphose (Biotit 1) klastischer Sedimente von unterschiedlicher mechanischer Kompetenz folgt eine isoklinale Scherfaltung B_1 (B_1 streicht in Kalkstein subhorizontal WNW–ESE). Die fortschreitende Deformation parallel zu der subvertikalen Hauptscherrichtung führt zu ausgedehnten Umfaltungsstrukturen, zur Boudinage der mechanisch kompetenten Schichtglieder und zur Hauptschieferung (Biotit 2). Es resultiert eine in Schichtwiederholungen der Umfaltungsstrukturen steilstehende Gesteinsfolge, in die schieferungsparallel saure Magmatite intrudieren. Der Höhepunkt der Metamorphose wird in der Amphibolit-Fazies erreicht. Charakteristische Mineralparagenesen sind: Staurolith + Granat + Biotit + Muskowit + Quarz; Biotit + Disthen; Diopsid + Calcit; Plagioklas (An 50) + Hornblende.
- 2) Variszische Ereignisse: Symmetrische Gleitbiegefaltung B_2 der Schieferungsflächen (B_2 streicht NE–SW) führt zu spezialgefalteten syn- und antiformalen Falten mit Wellenlängen im Bereich von Zehnermetern bis einigen hundert Metern, einhergehend mit retrograder Metamorphose in der Grünschiefer-Fazies. Charakteristische Mineralparagenesen sind: Chlorit + Quarz + Klinozoisit und Albit (An 0–5) + aktinolithische Hornblende.
- 3) Postvariszische Ereignisse: Geosynklinale Einsenkung, Ablagerung der Permtrias und beginnende alpidische Orogenese.
- 4) Alpidische Ereignisse: Der Überschiebung des tektonisch hangenden Altkristallins auf die Permtrias folgt eine druckbetonte Niedrigtemperatur-Metamorphose (gute bis sehr gute Kristallinität der Illite der permoskythischen Basisschichten und anisichen Kalkphyllite). Die anschließende Faltungsphase B_3 (B_3 streicht NE–SW) äußert sich je nach mechanischer Kompetenz der Gesteine unterschiedlich: spitze Scherfaltung der Glimmerschiefer und der anisichen Bänderkalkphyllite; subvertikale, NE–SW streichende Bruchschieferung der Metamagmatite, Quarzite usw. und der anisichen Rauhwacken und ladinischen Dolomite. In granodioritischen Metagraniten schließt sich die Klüftungsschieferung durch Zeolith-Neubildungen, u. a. durch Laumontit und Prehnit.

Eine regionale Einengung des gesamten Komplexes von tektonisch liegendem Altkristallin, der Permtrias und des überfahrenen tektonisch hangenden Altkristallins mündet in der Faltungsphase B_4 (B_4 streicht subhorizontal WNW–ESE). Es bilden sich syn- und antiformale B_4 -Großstrukturen mit Wellenlängen von einigen Kilometern aus, die mit den B_2 -Strukturen interferieren. Die Überlagerungen erzeugen wechselseitige B_2 -Achsenkulminationen und -depressionen der syn- und antiformalen B_2 -Faltenkomplexe. Die „Schlingentektonik“ in der Umgebung von Kalkstein erweist sich als solche Überlagerungsstruktur. Parallel zu den B_4 -Achsenebenen werden die B_4 -Großstrukturen durch subvertikale Störungszonen zerlegt. Von Süden nach Norden folgend zeigen diese Störungszonen einen kontinuierlichen Übergang der B_4 -Wellenlängen von Zehnermetern zu Meter, weiters von Knick- und Spitzkleinfaltung zu schwarzen Myloniten. Die Permtrias von Kalkstein ist in die B_4 -Großfaltung eingebunden und heute in einer solchen Störungzone erhalten geblieben. In der genetisch jüngsten Phase B_5 (B_5 streicht horizontal E–W) treten Stauchfalten und Knickbänder von mm- bis cm-Größe auf.

Abstract

- 1) Prevariscan events: The initial regional-metamorphism (biotite 1) of the original beddings of argillaceous-arenitic sediments with different competence is followed by isoclinal flexural-slip folding B_1 (B_1 strikes WNW–ESE). Progressive deformation parallel to the subvertical major slip-direction leads to extended transposition structures, to boudinage of the competent layers and to the main schistosity (biotite 2). The transposition structures, by multiple recurrence of the original beddings, produce a subvertical foliated pseudosedimentary complex. Parallel to the foliation intrusions of acid magmatites take place. The metamorphism culminates in the amphibolite-facies. Characteristic mineral parageneses are: staurolite + garnet + biotite + muscovite

+ quartz; biotite + kyanite; diopside + calcite; plagioclase (An 50) + hornblende.

- 2) Variscan events: Symmetrical flexural-slip folding B_2 of the foliation planes (B_2 strikes NE–SW) forms specially folded syn- and antiforms with wavelengths of some ten to some hundred metres. At the same time retrograde metamorphism of the greenschist-facies shows the characteristic mineral-parageneses: chlorite + quartz + clinozoisite and plagioclase (An 0–5) + actinolitic hornblende.
- 3) Postvariscan events: subsidence of geosynclinal character, sedimentation of the Permtriassic and beginning of the alpidic orogenesis.
- 4) Alpidic events: The overthrusting of „Altkristallin“ upon the Permtriassic beds is connected with high-pressure low-temperature metamorphism of the Permtriassic, resulting in good to very good crystallinity of illite. Crenulation foliation B_3 (B_3 strikes NE–SW) crosses obliquely the earlier foliation of the incompetent layers of micaschists and of the Anisian banded phyllitic limestones, whereas fracture cleavage (strikes subvertical NE–SW) occurs in the competent layers of magmatites, quartzites etc. of the „Altkristallin“ and of the Anisian and Ladinian dolomites. The fracture cleavage of the granodioritic metamagmatites is closed by the crystallisation of zeolites, among others of laumontite and of prehnite.

Regional shortening of the whole complex of the underlying „Altkristallin“, of the Permtriassic and of the overthrust „Altkristallin“ leads to folding B_4 (B_4 strikes subhorizontal WNW–ESE) and forms syn- and antiforms with wavelengths of some kilometres. B_4 and B_2 interfere to refolding patterns: alternative culminations and depressions of the syn- and antiformal B_2 -axes are shown. The „Schlingentektonik“ in the surrounding of Kalkstein is proved to be rotated B_2 -syn- and antiforms by the Alpidic B_4 -large scale interfering folding. Parallel to the B_4 -axial planes the large scale B_4 -structures are cut by subvertical brittle fault zones. Following from south to north these fault zones show a gradual transition from major to minor B_4 -folding, then from B_4 -crenulation foliation to black mylonites. The Permtriassic of Kalkstein is incorporated in the large-scale B_4 -folding and is now preserved in such a fault zone. In the genetically latest phase B_5 (B_5 strikes horizontally E–W) crumpling folds and kink bands of mm to cm in size occur.

1. Einführung

1.1. Orographie und geologische Position

Die Permtrias von Kalkstein liegt im Mittelabschnitt der Villgrater Alpen, zugehörig dem südlichen Teil der Deferegger Alpen. Die Villgrater Alpen sind geologisch dem ostalpinen Altkristallin südlich des Tauernfensters zuzuordnen und sind im Norden durch die Deferegger-Störung und im Süden durch die Periadriatische Naht gegen die Südalpen abgegrenzt (Abb. 1). Die Geologische und die Tektonische Karte von Kalkstein (Beilagen 1 und 2) auf der Unterlage der Österreichischen Karte 1 : 25.000 Blatt 177/4 wurden im Maßstab 1 : 5.000 kartiert.

1.2. Frühere geologische Bearbeitungen

Seit der Entdeckung der Kalksteiner Permtrias durch TELLER (1883) und einer weiteren Beschreibung durch FURLANI (1921) erlangte Kalkstein eine geologische Schlüsselposition. Mit der Übertragung von Vorstellungen über den Bau der Westalpen auf die Ostalpen, insbesondere der Deckenüberschiebungstheorie, wurde ein System übereinanderliegender Decken, dem Penninikum, dem Unter-, Mittel- und Oberostalpin, aufgestellt (STAUB, 1924). Kalkstein würde danach zum Mittelostal-

Tabelle 1: Synopsis von Faltung, Schieferung und Metamorphose im Altkristallin und in der Permotrias.

	Faltung	Schieferung	Kristallisation	
präalpidisch	Faltung Faltungsphase B ₁	Isoklinale Faltung der proterozoischen Sedimente. B ₁ streicht 110/mittelsteil WNW. Umfaltungsstrukturen erzeugen eine steilstehende, durch Schichtwiederholungen gekennzeichnete Gesteinsfolge.	Anlage der Hauptschieferung sf ₁ , achsenflächenparallel zu den Falten B ₁ . sf ₁ streicht 120/45 SW. Schieferung der Magmatite sf ₁ .	Prävariszische Metamorphose: Abbildungskristallisation sedimentärer Strukturen durch porphyroblastischen Biotit 1 mit Graphit-Intergefüge. Biotit 1 ist genetisch älter als die Hauptschieferung sf ₁ . Schieferungsparallele Intrusion granitischer bis dioritischer Magmatite (vor ca. 440 bis 436 Mio. Jahren) und Höhepunkt der Metamorphose in der Amphibolit-Fazies (Biotit 2). Ende der prävariszischen Metamorphose vor ca. 420 Mio. Jahren.
	Faltung Faltungsphase B ₂	Gleitbiegefaltung der Schieferungsflächen. B ₂ streicht 45/flach bis mittelsteil SW. Ausbildung von B ₂ -Syn- und Antiformen mit Wellenlängen im 100 m- bis km-Bereich.		Variszische Metamorphose vor ca. 325 Mio. Jahren. Retrograde Metamorphose von der Amphibolit- zur Grünschiefer-Fazies (vor ca. 300 Mio. Jahren).
alpidisch	Faltung Faltungsphase B ₃	Epirogenetische Veränderungen, endgültige Ausbildung der Tethys und Sedimentation permotriadischer Schichten.	Überschiebung des tektonisch hangenden Altkristallins von SSW nach NNE auf die Permotrias. Ausbildung einer N 120 E streichenden schichtparallelen Schieferung permotriadischer Sandsteine, Konglomerate und toniger Kalke.	Kataklyse im Altkristallin und Permotrias. Alpidische Anchimetamorphose: Mörtelstruktur in quarzföhrnden Gesteinen, quarzphyllitische Rekristallisation altkristalliner Mylonite aus der Überschiebungsphase, Umbildung der tonigen Bindemittel und Zwischenlagen der permotriadischen Sandsteine, Konglomerate und Kalke zu Helliglimmern von sehr guter Kristallinität. Ausbildung von Rauhwracken durch teilweise Verdrängung der anisischen Stinkdolomite durch Calcit und durch tiefgreifende Verwitterung.
	Faltung Faltungsphase B ₃	Knickfaltung glimmerreicher Lagen des Altkristallins und der triadischen Kalkphyllite (Amplituden im Mikro- bis mm-Bereich). Gleitbiege-Scherfaltung der anisischen Bänderkalke (Amplituden im cm- bis dm-Bereich) B ₃ streicht 20-45/flach SSW-SW.	Bruchschieferung der mechanisch kompetenten Gesteine, wie der altkristallinen Quarzite und Metagranite und der permotriadischen Sandsteine, Dolomite und deren Rauhwracken. Die Bruchschieferung streicht achsenflächenparallel zur Faltung B ₃ 20-45/subvertikal.	Haarriß-Mineralisationen der Bruchschieferung in den Metagranodioriten durch Laumontit und andere Zeolithe, sowie durch Prehnit.
	Faltung Faltungsphase B ₄	Klein- und großtektonische Strukturen durch Gleitbiegefaltung des gesamten Komplexes von tektonisch hangendem Altkristallin, der Permotrias und dem liegenden Altkristallin. B ₄ streicht 120/flach NW; dazu im Vergleich B ₂ streicht 45/mittelsteil SW. Syn- und antiformale B ₄ Großstrukturen mit Wellenlängen von einigen Kilometern interferieren mit den B ₂ -Großstrukturen und erzeugen wechselseitige B ₂ -Achsenkulminationen und -depressionen. Parallel zum N 120-Streichen werden die B ₄ -Großstrukturen durch steile Störungen zerlegt. Mit Annäherung von Süden nach Norden an die Störungen im Abstand von 100 bis 250 m verkürzen sich die B ₄ -Falten-Wellenlängen auf Zehnermeter. Ererbte Gefügeelemente werden passiv rotiert. Im Nahbereich der Störung kommt es zur völligen Überwältigung älterer Faltunggefüge durch steiflankige B ₄ -Falten (ca. 1 m Amplitude), die sich in kleine Spitzfalten auflösen. Die Permotrias von Kalkstein ist im Zusammenhang mit einer solchen Störung eingefaltet (Abb. 17). Entsprechend der mechanischen Kompetenz formt das mächtige Paket der stratigraphisch hangenden ladinischen Dolomite einen B ₄ -Großfaltenbau mit Amplituden von über 100 m, während die mechanisch weniger kompetenten stratigraphisch liegenden Bänderkalke und Sandsteine so wie die altkristalline Basis einen B ₄ -Faltenbau mit Wellenlängen und Amplituden im dm- bis Zehnermeter-Bereich aufweisen. Das Vorkommen von Kalkstein stellt im wesentlichen die SSW-Flanke eines unvollständig entwickelten B ₄ -Sattels dar, dessen Kern einer Spezialfaltung unterworfen worden ist.		
Faltung Faltungsphase B ₅	Stauchfalten B ₅ sind an Schicht- und Schieferungsflächen im Zusammenhang mit flach S-fallenden Scherflächen mit nach NNE aufschiebendem Bewegungssinn zu beobachten (Amplituden im cm-Bereich). B ₅ streicht 100/WNW.			

pin gerechnet werden und wäre als Wurzelzone der Radstädter Decke anzusehen. Die Auffassung als Wurzelzone ostalpiner Decken wurde durch KLEBELSBERG (1935) revidiert, so daß nur noch von Resten einer par-

autochthonen Bedeckung des Altkristallins gesprochen wird, die infolge jüngerer Bewegungen eingeklemmt und erhalten worden sind. In diesem Sinne lauteten auch die Ergebnisse eingehender Felduntersuchungen

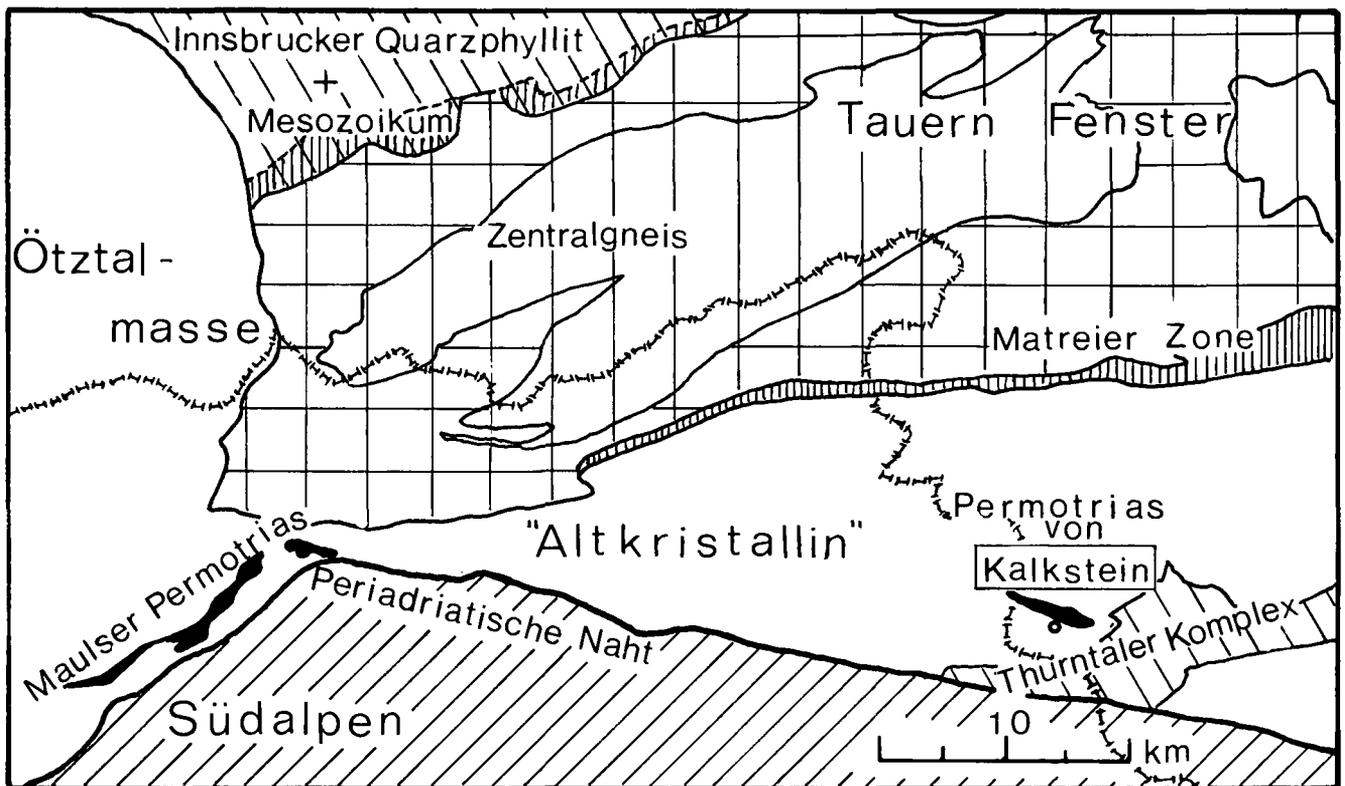


Abb. 1: Die geologische Position von Kalkstein im Altkristallin südlich des Tauernfensters.

von SCHMIDEGG (1937), die bereits die Grundprinzipien des geologischen Baues der Gegend von Kalkstein enthalten. Die einzelnen Vorgänge von Deformation und Kristallisationen sind im folgenden zusammengefaßt:

- 1) Ausbildung vortektonischer Folgen von Paragneisen mit eingeschalteten Orthogneisen und daraufliegenden Quarzphylliten.
- 2) Schlingenbildung mit teilweiser steilachsiger Tektonik (präkristallin in Bezug auf Biotit) und Faltenbau um Achsen der Richtung N 40°–50°, damit verbunden und überholt durch
- 3) eine Kristallisationsphase nach der zweiten Tiefenstufe, gekennzeichnet durch Biotit.
- 4) Durchbewegung in geringer Tiefe in Form von Stauchungen in Richtung SSW–NNE (Achsenrichtung SSE bis EW) unter Einschaltung der Permotrias. Geringe alpidische Kristallisation nach der ersten Tiefenstufe.
- 5) Bewegungen in Richtung EW unter Ausbildung von örtlich beschränkten Störungszonen mit Diaphthorose und Mylonitisierung.

Spätere Autoren, die Kalkstein aus eigener Anschauung kennengelernt haben (TOLLMANN, 1963; SCHINDLMAYR, 1968) übernehmen im wesentlichen die Erkenntnisse SCHMIDEGG's. Erst durch die Ergebnisse radiometrischer Altersbestimmungen an Metasedimenten und Metamagmatiten des Altkristallins werden von zahlreichen Autoren regionale Entwicklungsschemata entworfen, die den geologischen Bau des Altkristallins südlich bzw. östlich und westlich der Hohen Tauern beschreiben. Auf der Grundlage der Veröffentlichungen von BORSE et al. (1973), SASSI et al., (1974a und b), PURTSCHELLER & SASSI (1975), ANGENHEISTER et al. (1975), HEINISCH & SCHMIDT (1976 und 1984), TROLL et al. (1976), SATIR & MORTEANI (1979), BÖGEL et al.

(1979), BORSE et al. (1980), CLIFF (1980), PISTOTNIK (1980), HAMMERSCHMIDT (1981) und FRISCH et al. (1984), werden die Erkenntnisse über den geologischen Bau Kalksteins als Entwicklungsschema skizziert:

- 1) Die präkambrischen Sedimente mit eingeschaltetem vulkanogenen Material werden gefaltet, verschiefert

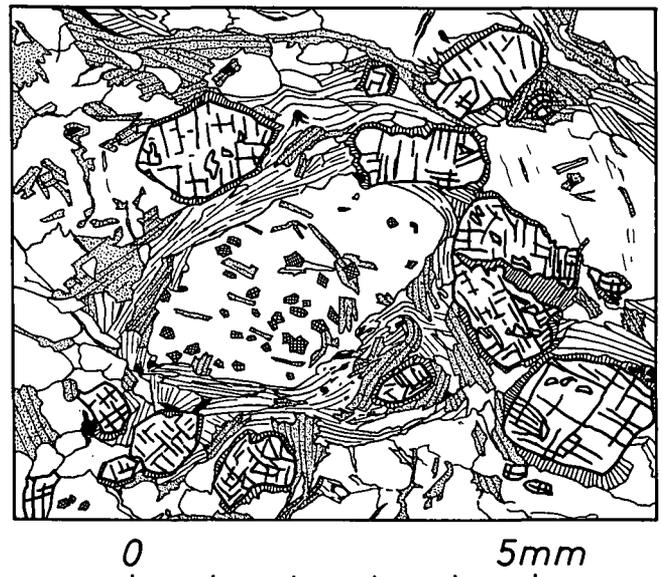


Abb. 2: Staurolith-Granat-Oligoklas-Porphyroblasten-Schiefer. Schliff 8790, 1 Nicol; Fundort: 150 m südöstlich „Flecken“ Punkt 2301 m.

Die Hauptschieferung verläuft parallel der langen Bildkante. Staurolith = fette Umrandung mit Spaltbarkeit; Oligoklas = weiß (Bildmitte und rechts, mit Einschlüssen); Granat = Kreuzschraffur (z.B. als Einschlüsse im Oligoklas); Biotit = gepunktete Strähnen und Leisten mit Spaltbarkeit; Serizit, Chlorit und Hämatit = gestrichelt, als Säume um Staurolith; Quarz = weiß mit verzahnten Korngrenzen.

und unterliegen der kaledonischen Metamorphose unbestimmter pT-Bedingungen. Schieferungsparallele Intrusion saurer Magmas unter Bildung von Augengneis (ca. 440 Mio.J.: Rb-Sr-Gesamtgesteinsalter sowie U-Pb-Zirkonalter) und von Granit (ca. 436 Mio.J. als Rb-Sr-Gesamtgesteinsalter). Diese Gesamtgesteinsalter geben den Zeitpunkt der Platznahme an. Das Ende der kaledonischen Metamorphose wird zwischen 435 und 418 Mio.J. angenommen.

- 2) Variszische Orogenese und Metamorphose in Amphibolitfazies vor ca. 325 Mio.J. überprägt die Merkmale der kaledonischen Metamorphose. Die Hauptfaltung der verschieferten Komplexe bildet sich aus, Schlingentektonik wird angelegt. Ein einheitliches Rb-Sr-Glimmeralter von 300 Mio.J. gibt das Ende der variszischen Metamorphose an.
- 3) Die postmetamorphe Bedeckung mit jungpaläozoischen-mesozoischen Sedimenten wird im Rahmen der alpinen Kinematik von höheren Deckenelementen überfahren, metamorphosiert und eingefaltet,

wobei Reste entlang alpidischer Störungszonen erhalten bleiben.

2. Vorkommen der Gesteine und ihre Beschreibung

2.1. Metasedimente des Altkristallins

2.1.1. Staurolith-Granat-Oligoklas-Schiefer

Diese vorherrschende Gesteinsgruppe umfaßt verschiedene Varietäten von Glimmerschiefern, die sich im wesentlichen durch Körnigkeit und Gefüge, kaum jedoch durch ihre mineralogische Zusammensetzung unterscheiden (Modalanalysen vgl. Tab. 2). Es überwiegen mittel- bis grobkörnige Varietäten mit linsig-flaseriger Textur, die sich durch 3 bis 5 mm große Oligoklas-Porphyroblasten auszeichnen (Abb. 2).

In Dünnschliffen sind die Oligoklas-Porphyroblasten von zahlreichen Mineralen durchsiebt: Auffallend sind

Tabelle 2: Modaler Stoffbestand von Staurolith-Granat-Oligoklas-Schiefern und Quarz-Feldspat-Gneisen [in Vol.-%].

Mineral	Probennummer								
	8785	8787	8794	8337	8790	8108	8779	8791	8783
Plagioklas	17,9	27,2	28,3	24,0	26,2	16,4	55,4	27,4	22,5
An (Rand/Kern)	21	27	23	24	30/22	27/23	0	25	11
Kalifeldspat	—	—	—	1,9	—	—	9,2	21,2	23,7
Quarz	26,0	20,7	25,4	34,5	24,6	24,5	33,9	29,4	39,5
Muskovit	19,9	17,3	11,4	11,6	13,6	14,8	1,0	12,3	7,1
Biotit	26,7	25,0	27,3	15,4	21,1	27,7	—	1,8	1,4
Chlorit	2,4	2,7	3,6	—	4,0	10,5	—	5,9	2,2
Granat	2,5	1,7	1,1	—	1,6	1,0	—	0,3	0,4
Staurolith	2,1	2,8	1,1	—	5,1	1,4	—	—	—
Epidotgruppe	0,5	1,3	0,9	—	0,3	1,1	—	—	—
Erz	0,8	0,7	0,9	1,8	2,9	1,4	0,3	1,6	0,4
Rutil	0,3	0,3	Sp.	Sp.	0,4	Sp.	—	—	—
Titanit	Sp.	Sp.	Sp.	—	Sp.	Sp.	—	—	—
Apatit	Sp.	0,1	Sp.	—	—	Sp.	Sp.	0,1	0,1
Zirkon	Sp.	Sp.	Sp.	Sp.	Sp.	Sp.	Sp.	Sp.	Sp.
Turmalin	0,2	—	—	—	0,2	0,3	—	—	—
Calcit	—	—	—	—	—	—	0,2	—	—
Graphit	0,7	0,2	Sp.	10,8	Sp.	0,8	—	—	—
Σ	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0
Punkte	3000	3000	3000	3000	3000	3000	3000	3000	3000

Nr. 8785: Staurolith-Granat-Oligoklas-Schiefer (mittel- bis grbkörnige Varietät).

180 m SE Multer Spitz in 2345 m Höhe (12°17'29,4"/46°48'25,8")

Nr. 8787: Staurolith-Granat-Oligoklas-Schiefer (mittel- bis grobkörnige Varietät).

In 1840 m Höhe (12°18'44,2"/46°48'2,0")

Nr. 8794: Staurolith-Granat-Oligoklas-Schiefer (mittel- bis grobkörnige Varietät).

200 m SW Punkt 2001 (Roßbachtal) in 2150 m Höhe (12°17'39,3"/46°48'55,8")

Nr. 8337: Feinkörnige Varietät von Staurolith-Granat-Oligoklas-Schiefer mit Biotit-Porphyroblasten.

Unmittelbar bei Kerner Lenke (Punkt 2476 m) in 2470 m Höhe (12°17'12,9"/46°48'41,0")

Nr. 8790: Staurolith-Granat-Oligoklas-Schiefer.

150 m SE Flecken (Punkt 2301 m) in 2190 m Höhe (12°19'21,2"/46°49'1,0")

Nr. 8109: Glimmerreiche Varietät von Staurolith-Granat-Oligoklas-Schiefer mit transversalen Knickungszonen.

200m NE Pürglers Kunke (Punkt 2500) in 2240 m Höhe (12°17'26,4"/46°48'14,8")

Nr. 8779: Feldspat-Quarz-Gneis.

150 m NNE Punkt 2526 am Roßtal-Kar (Westgrat) in 2520 m Höhe (12°18'3,8"/46°49'47,6")

Nr. 8791: Feldspat-Quarz-Gneis.

175 m NNE Punkt 2526 am Roßtal-Kar (Westgrat) in 2520 m Höhe (12°18'3,8"/46°49'48,4")

Nr. 8783: Feldspat-Quarz-Gneis.

200 m NNE Punkt 2526 am Roßtal-Kar (Westgrat) in 2520 m Höhe (12°18'2,8"/46°49'49,2")

tropfen- bis schlauchförmige Quarze (Abb. 3); dazu treten Biotit 2, Muskovit, Klinozoisit, Apatit, Turmalin, Erz und Graphit; sehr gehäuft idiomorpher Granat und Rutil (Abb. 2). Durchwegs sind die Plagioklase durch Serizitierung getrübt. Ein inverser Zonarbau mit randlich steigendem Anorthitgehalt (An_{27-30}) gegenüber dem Kern (An_{22}) wird durch eine stärkere Serizitierung der Randzone deutlich. 32 optische Messungen des Kerns ergeben $An_{24,5}$, für die Grundmasse An_{30} , d. h. die Zusammensetzung der Grundmasseplagioklase entspricht derjenigen der Porphyroblasten. Periklinverzwillingung herrscht stark gegenüber Albitlamellierung vor. Randlich serizitisierte Staurolithe (Abb. 2) und helizitische, rotierte Granate werden wie die Plagioklase von den Glimmern umflasert. Chlorit tritt meist nesterweise auf und bildet einen dichten Filz bei der Umwandlung der Staurolithe. Graphit ist immer anwesend, meist krümelig verteilt, oftmals längs Scherungsbahnen angereichert. Disthen beschränkt sich auf Disthen-Quarz-Knauern. Dort bilden sie wirrstrahlige bis planar geregelte Aggregate von 10 cm und sogar größerem Durchmesser.

Eine feinkörnige Varietät mit feinschiefrigem Habitus und zurücktretendem Granat und Staurolith findet sich im tektonisch Hangenden der Metagranite der Kerl Spitz und erstreckt sich nach Süden etwa bis zur Kerl Lenke (Punkt 2476) sowie im Bereich des Flecken an der östlichen Fortsetzung des Eggeberg Grates. Im Dünnschliffbild zeigt sich ein lentikuläres Quarz-Plagioklas-Pflaster, das gleichmäßig von gut geregelten Biotit 2 und Muskovit-Stäbchen durchspießt wird. Daneben treten 1–2 mm große, stark zerlappte oder augenförmig ausgeschwänzte porphyroblastische Biotite 1 mit Einschlüssen von runden Quarzkörnern, Granat, Apatit, Rutil, Zirkon und reichlich Graphit auf. Die Besonderheit dieses Gesteins besteht in dem deutlich ausgebildeten Interngefüge der großen Biotite 1 (Abb. 4): Graphit ordnet sich zu parallelen Lagen senkrecht bis quer zur Hauptschieferung des Gesteins. Unter den Annahme, daß die Graphitlagen noch eine sedimentäre Struktur abbilden, kann für diesen Bereich eine metamorphe Differentiation senkrecht zu dem alten stratigraphischen Verband angenommen werden. Die Blastese der großen Biotite 1 hat nach der Bildung der Graphitlagen

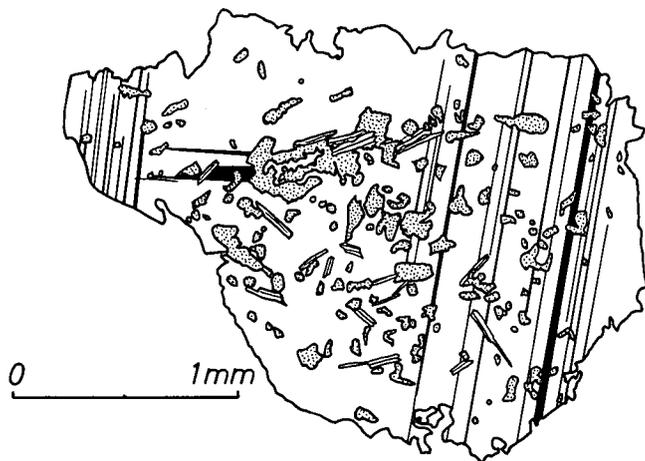


Abb. 3: Oligoklas-Porphyroblast mit Siebstruktur. Schliff 8790, gekreuzte Nicols; Fundort 150 m südöstlich „Flecken“ Punkt 2301 m. Quarz = punktiert (gleichförmige optische Orientierung); Biotit = weiße Leisten mit Spaltbarkeit; Verzwillingung nach dem Periklin-Gesetz = schwarze Streifen.

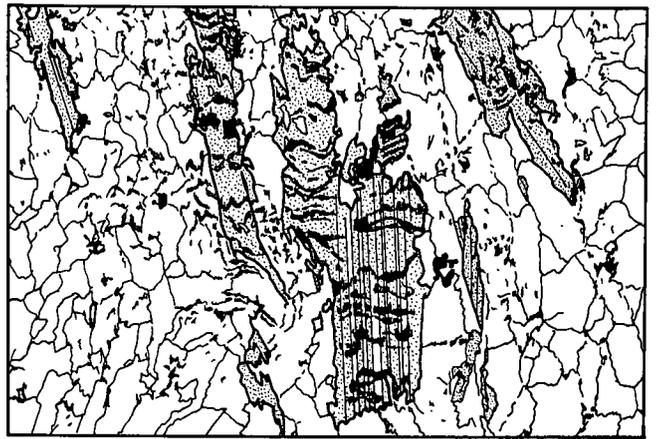


Abb. 4: Muskovit-Porphyroblasten-Schiefer. Schliff 8337, 1 Nicol; Fundort: Kerl Lenke Punkt 2476 m. Schieferung parallel der kurzen Bildkante.

Feldspat-Quarz-Grundmasse = weiß mit verzahnten Korngrenzen; Biotit = gepunktet, teilweise mit weißen Streifen, lamellare Penninsierung; Graphit = schwarz, als lagiges Interngefüge im Biotit sowie als schwarze Krümel in der Grundmasse.

stattgefunden, während die Anlage der Schieferung erst postkristallin in Bezug auf die großen Biotite 1 erfolgt ist. Die einhergehende Scherung – die jetzige Hauptschieferung – hat jedoch die großen Biotite kaum erfaßt: meist sind sie geringfügig zerschert, wobei einzelne Abschnitte Relativbewegungen ausgeführt haben. Feinste Scherungslamellen erscheinen bei stärkster Vergrößerung als Penninsierungszonen. Während die großen Biotite 1 in Bezug auf die Schieferung nicht geregelt sind, durchdringen mikrokristalline Muskovite, seltener Biotite 2, die feinkörnige Grundmasse streng schieferungsparallel.

2.1.2. Biotit-Muskovit-Quarzit

Im Gelände wird die Vergesellschaftung mit Plagioklas-Quarz-Gneisen, Amphibolschiefern, Kalksilikaten und Marmoren zusammen häufig beobachtet. Die cm- bis dm-breiten Bänder aller dieser Gesteine gehen vielfältig ineinander über. Es sind mineralogisch sehr variabel zusammengesetzte Gesteine, denen ein Quarzanteil von über 50 % mit wechselndem Gehalt an serizitisierten Plagioklasen (An_{32}) gemeinsam ist. Biotit 2 sowie Muskovit treten neben akzessorischem Apatit, Granat, Zirkon, Rutil, Erz, Graphit sowie lagenweise angereichertem Klinozoisit, Titanit und Calcit auf.

Die lentikularen und undulösen Quarze werden von einem Mörtelkranz umgeben, wobei größere, augenförmige Aggregate geregelt erscheinen. Solche geregelten polykristallinen Augen sind in Zonen senkrecht zur Schieferung (sf_1) geordnet.

2.1.3. Feldspat-Quarz-Gneis

Als Metaaplite auf der Karte zusammengefaßt, treten schieferungskonkordant mit den Staurolith-Granat-Oligoklas-Schiefern Feldspat-Quarz-Gneise auf. Sie sind nur 1 m, stellenweise bis 4 m mächtig. Die im Streichen etwas länger aushaltenden, vermutlich magmatisch entstandenen Lagen wurden auskartiert, doch schwimmen auch zusammenhanglos metergroße Gneisboudins

meist in Vergesellschaftung von Quarziten in den Glimmerschiefern.

Durchwegs ist die Schieferung nur schlecht ausgebildet; in manchen Fällen, vor allem in den Gneisboudins ist ein isoklinaler Faltenbau zu beobachten.

- Biotit 2 zeichnet in feinsten Lagen den Faltenbau nach;
- Biotit 2 durchspießt parallel zu den Faltschenkeln auch den Faltscheitel.

Nur das letztgenannte Biotit 2-Teilgefüge ist schieferungsparallel zu den umschließenden Glimmerschiefern. Beide Biotit 2-Teilgefüge sind in analoger Weise auch in benachbarten Quarziten zu beobachten. Daraus ist zu schließen:

- 1) Vor der Metamorphose in der Amphibolit-Fazies ist der Quarzit zu einem isoklinalen und wahrscheinlich aufrechten Faltenbau verformt worden.
- 2) Erst dann folgt eine achsenebenenparallele Schieferung, danach die Hauptmetamorphose mit ihrer metamorphen Differentiation zu dem Lagengefüge der heutigen Glimmerschiefer.

Die enge Vergesellschaftung der Feldspat-Quarz-Gneise mit den Quarziten läßt bei manchen dieser hellen Gesteine auf eine sedimentäre Herkunft schließen. Die Metagranite zeigen dagegen niemals vergleichbare isoklinale Strukturen. Die modale Zusammensetzung der Feldspat-Quarz-Gneise weicht von der der Metagranite ab (Tab. 2). Dies weist auch auf ihre sedimentäre Herkunft hin.

2.1.4. Amphibolschiefer, Kalksilikatfels und Marmor

Dies sind geringmächtige Einschaltungen in den Glimmerschiefern und quarzitischen Gesteinen. Während die Amphibolschiefer noch meist als dünne Bändchen ein paar Meter im Streichen zu verfolgen sind, bilden die Kalksilikatfelse und Marmore verknietete Knäuel. Im Amphibolschiefer herrscht gewöhnlich ein feinlagiger Wechsel von serizitisiertem Plagioklas (An_{47} im Kern, An_{54} im Rand) und Quarz mit lepidoblastischem Amphibol und Titanit. Dazu treten Zeilen oder Nester von Zoisit-Calcit, Amphibol-Diopsid und Diopsid. Ungewöhnlich ist in einem Dünnschliff die lagenweise Anreicherung von gut gerundeten Apatitkörnern. Die Kalksilikatfelse zeigen alle Übergänge von unregelmäßigem Gefüge mit mittelkörnigen, dicht durchsiebten Diopsiden in einer völlig serizitisierten Plagioklas-Grundmasse zu den Amphibolschiefern sowie zu den Marmoren. Letzere sind durchwegs unrein, besitzen daher im frischen Bruch eine blaßgrüne Farbe. Ihr Gefüge besteht aus klein- bis mittelkörnigem, intensiv druckverzwillingtem Calcit. An den Ecken der Korngrenzen zu jeweils zwei benachbarten Individuen (Tripelpunkte des Calcit-Mosaiks) sind gerne vollkommen runde Quarze angesiedelt.

2.2. Metamagmatite des Altkristallins

Petrographische und strukturelle Gleichförmigkeiten der einzelnen Glieder der Metamagmatite erlauben eine Beschreibung in Stichpunkten. Folgende Teilgefüge sind den Magmatiten gemeinsam:

- schieferungskonkordante Einschaltungen im Verband mit den Metasedimenten des Altkristallins;
- schiefriger bis, je nach Anteil der Hornblende, stengeliger Habitus;
- flatschige bis linsige Einschaltungen von jeweils in der granitischen Gesteinsabfolge basischeren Schollen;
- Zonen schieferungsparalleler Kataklyse, die zu einer Mörtelstruktur rekristallisieren;
- inverser Zonarbau der Plagioklase;
- zwei genetisch unterscheidbare Klüftungssysteme, die auf die zeitlich abgesetzten Faltungsphasen B_2 und B_3 bezogen werden können.

2.2.1. Mikroklin-Albit-Metagranit

(Modalanalysen vgl. Tab. 3)

- 1) porphyrisches Gefüge von klein- bis mittelkörnigem Plagioklas und Mikroklin, der häufig auch riesenkörnig auftritt;
- 2) Mikroklin weist auf: eine Triklinität von $\Delta_{130-130} = 0,83$; Mikroperthit (Adern und Flecken); poikilitischen Albit; orientierte und nicht orientierte Einlagerungen von feinsten Nadeln, wahrscheinlich Apatit; quarzverheilte Haarrisse. Bei Zerschering perthitischer Bereiche sprossen von dort hypidiomorphe Albite in die Kluffüllung;

2.2.2. Mikroklin-Oligoklas-Metagranit

(Modalanalysen vgl. Tab. 3)

- 1) gleichkörniges Lagengefüge von fein- bis kleinkörnigem Quarz, Feldspat, Biotit und vereinzelte Augen von mittelkörnigem Mikroklin (vgl. Abb. 5);
- 2) beginnende Serizitisierung der Oligoklase, Bildung von Mineralen der Epidot-Gruppe und Ausbleichung oder Penninisierung der Biotite.

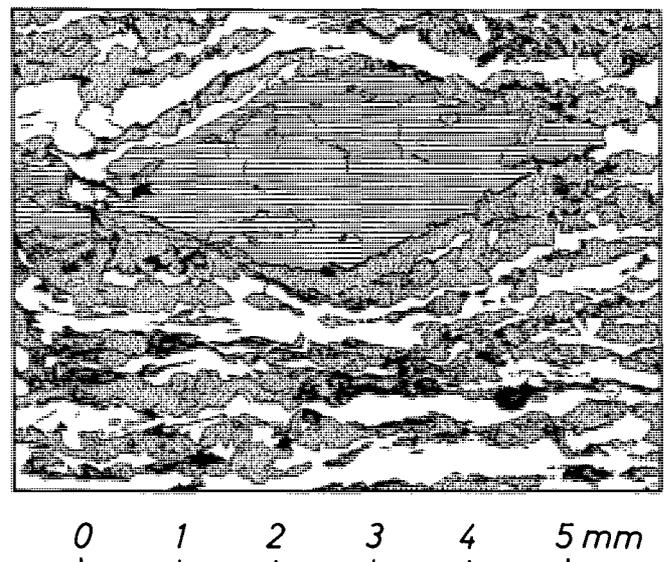


Abb. 5: Mikroklin-Oligoklas-Metagranit.
Schliff 8323, 1 Nicol; Fundort: 100 m östlich Kerl spitz Punkt 2612 m. Schieferung parallel langer Bildkante. Lagentextur von Quarz (weiß), saussurisiertem Plagioklas (gepunktet) und von Biotit (schwarz); Mikroklin-Quarz-„Augen“ = waagrechte Schraffur.

Tabelle 3: Modaler Stoffbestand von Metagraniten [in Vol.-%].

Mineral	Probennummer									
	8107	8789	8793	H 90	8332	8340	8664	8323	8784	8788
Plagioklas	35,7	36,8	30,8	23,4	26,1	35,6	9,3	32,8	24,6	25,4
An (Rand/Kern)	10/0	0	0	0	0	7/0	0	27/20	22	32/24
Kalifeldspat	23,7	25,8	25,1	31,1	32,6	22,5	43,6	20,1	27,1	22,7
Quarz	34,2	24,6	35,4	36,2	31,4	30,1	37,4	34,0	36,2	30,6
Muskovit	3,8	7,8	7,2	6,5	6,4	6,3	7,2	0,7	6,6	7,9
Biotit	1,1	4,0	—	0,7	0,1	2,2	1,8	9,1	3,4	11,7
Chlorit	0,6	0,2	—	0,2	2,5	2,5	—	1,4	1,8	0,4
Granat	—	—	—	—	0,4	0,1	0,6	0,5	—	0,2
Epidotgruppe	Sp.	—	—	0,2	—	0,2	—	0,6	—	—
Erz	0,8	0,1	0,9	1,1	0,3	0,1	—	0,5	0,2	0,4
Rutil	—	Sp.	—	—	—	—	—	—	—	—
Titanit	—	—	—	Sp.	Sp.	Sp.	Sp.	Sp.	—	Sp.
Apatit	0,1	0,6	0,4	0,6	0,2	0,1	0,1	0,3	0,1	0,4
Zirkon	Sp.	—	Sp.	Sp.	Sp.	Sp.	—	Sp.	Sp.	Sp.
Turmalin	—	—	0,2	—	—	—	—	—	—	—
Calcit	—	—	—	—	—	0,3	Sp.	—	—	0,3
Σ	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0
Punkte	3000	3000	3000	3000	3000	3000	3000	3000	3000	3000

Nr. 8107: Mikroklin-Albit-Metagranit.

175 m NE Pürglers Kunke (Punkt 2500 m) in 2405 m Höhe (12°17'39,5"/46°48'13,5")

Nr. 8789: Mikroklin-Albit-Metagranit.

320 m E Punkt 2055 des Kammes von Flecken in 1890 m Höhe (12°18'45,9"/46°49'4,1")

Nr. 8793: Mikroklin-Albit-Metagranit.

100 m E Punkt 2144 NE Unterliper Alm in 2120 m Höhe (12°18'45,9"/46°48'53,5")

Nr. H 90: Mikroklin-Albit-Metagranit.

Gipfel des Geil NE Kalkstein-Jöchl in 2490 m Höhe (12°17'45,9"/46°49'36,6")

Nr. 8332: Mikroklin-Albit-Metagranit.

550 m NNW Bad Kalkstein in 1780 m Höhe (12°17'37,7"/46°48'48,5")

Nr. 8340: Mikroklin-Albit-Metagranit.

250 m NE Bad Kalkstein in 1500 m Höhe (12°20'30,0y/46°48'40,2")

Nr. 8664: Mikroklin-Albit-Metagranit.

175 m SW Kapelle (Punkt 1445 m) am Ausgang des Kalksteiner Baches in 1460 m Höhe (12°20'20,0"/46°48'49,2")

Nr. 8323: Mikroklin-Oligoklas-Metagranit.

100 m E Kerl-Spitz in 3545 m Höhe (12°17'5,9"/46°48'55,1")

Nr. 8784: Mikroklin-Oligoklas-Metagranit.

300 m NE Unterliper Alm in 2000 m Höhe (12°18'17,7"/46°48'47,6")

Nr. 8788: Mikroklin-Oligoklas-Metagranit.

100 m S Punkt 2551 m am Eggeberg-Grat in 2540 m Höhe (12°18'42,4"/46°49'27,9")

2.2.3. Hornblende-Biotit-Andesin-Metagranodiorit

(Modalanalysen vgl. Tab. 4)

- 1) Mikrokristallines bis feinkörniges Gefüge mit subparalleler Orientierung der Hornblenden und Biotite;
- 2) Mikroklin, vorzugsweise als antiperthitische Entmischungen im Andesin;
- 3) starke Serzitisierung der Andesine und beginnende Umwandlung der Hornblenden zu Chlorit, Calcit und Mineralen der Epidot-Gruppe, Penninisierung der Biotite;
- 4) Mikroklin-Klinozoisit, Quarz-verheilte Haarrisse, im Dünnschliffbereich relativ weitständig (1–3 mm), genetisch zugehörig der Klüftung in der Faltungsphase B₂;
- 5) Laumonit-Mineralisation in engständigen, gefiederten Haarrissen (oft 20/2 mm), genetisch zugehörig der Faltungsphase B₃; Laumonit mit 2V_x = 28°, Z c = 27° liegt möglicherweise als Varietät Leonhardt vor (vgl. Abb. 6);
- 6) Stilbit und Heulandit-Mineralisation auf genetisch verschiedenen Trennflächen.

2.2.4. Hornblende-Labradorit-Metadiorit

(Modalanalysen vgl. Tab. 5)

- 1) Nahezu völlig serzitisierte Labradorite, bisweilen mit antiperthitischem Mikroklin, bilden ein Retikulernetz, in dem Haufwerke von blaßgrünen Hornblenden (fein- bis mittelkörnig), Nester von filzigem Chlorit und augenförmige Quarzpflasteraggregate auftreten;
- 2) Chlorit umflasert einzelne Hornblende-Aggregate;
- 3) Albit (An₀) sproßt in poikilitischen Hornblenden
- 4) Chlorit-Klinozoisit-Quarz-Mineralisationen verheilen die Haarrisse;
- 5) Prehnit-Mineralisation mit intersertalem Gefüge feinkörniger Leisten verheilt die Klüfte.

2.3. Gesteine der Permotrias

Die in der geologischen Karte von Kalkstein (siehe Beilage 1) getroffene Unterscheidung verschiedener stratigraphischer Einheiten erfolgt nach dem lithologischen Schema von SCHMIDEGG (1937) bzw. von TOLL-

Tabelle 4: Modaler Stoffbestand von Hornblende-Biotit-Andesin-Metagranodioriten [in Vol.-%].

Mineral	Probennummer								
	8333	8334	8796	8116	8336	8106	8798	8792	8780
Plagioklas	39,3	43,5	38,9	39,1	38,1	36,2	42,4	40,5	37,1
An (Rand/Kern)	37	43/32	30	41/30	36/30	40/36	36/28	35/25	32
Kalifeldspat	0,8	—	8,1	10,2	1,2	0,5	7,4	11,3	—
Quarz	37,6	33,4	27,9	25,3	33,8	35,1	30,1	28,1	32,1
Muskovit	1,0	—	1,6	0,1	0,1	—	0,4	1,5	—
Biotit	17,2	16,6	14,5	4,0	17,5	20,3	15,8	15,8	24,1
Chlorit	0,9	0,6	2,5	10,9	0,7	0,4	0,3	0,1	—
Hornblende	0,4	1,1	3,3	5,1	4,3	1,8	0,1	—	1,2
Granat	0,2	—	0,6	0,2	0,1	0m9	0,6	0,2	0,4
Laumontit	—	0,7	—	—	—	—	—	—	—
Epidotgruppe	1,4	1,9	1,7	2,9	1,8	3,4	1,8	1,0	3,6
Erz	0,5	0,4	0,4	1,7	0,5	0,8	0,5	1,1	0,7
Titanit	0,2	1,2	0,1	0,3	1,6	0,2	0,3	0,3	0,6
Apatit	0,4	0,2	0,3	0,2	Sp.	0,4	0,3	0,1	0,2
Zirkon	Sp.	Sp.	Sp.	Sp.	Sp.	Sp.	Sp.	Sp.	Sp.
Calcit	0,1	0,4	0,1	Sp.	0,3	Sp.	Sp.	—	Sp.
Σ	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0
Punkte	3000	3000	3000	3000	3000	3000	3000	3000	3000

Nr. 8333: Punkt 2438 am Grat zwischen Kerl-Spitz und Kalkstein Jöchel (12°17'16,5"/46°49'8,2")
 Nr. 8334: Punkt 2438 am Grat zwischen Kerl-Spitz und Kalkstein Jöchel (12°17'16,5"/46°49'8,2")
 Nr. 8796: Punkt 2438 am Grat zwischen Kerl-Spitz und Kalkstein Jöchel (12°17'16,5"/46°49'8,2")
 Nr. 8116: 300 m E Multer Spitz in 2245 m Höhe (12°17'35,3"/46°48'27,9")
 Nr. 8336: 150 m SW Punkt 2212 m am Kalksteiner Eck in 2260 m Höhe (12°18'12,9"/46°48'11,2")
 Nr. 8106: 100 m NE Punkt 2055 m des Kammes vom Flecken in 2020 m Höhe (12°19'42,6"/46°49'4,4")
 Nr. 8798: 275 m E Punkt 2055 des Kammes am Flecken in 1910 m Höhe (12°19'52,2"/46°49'3,6")
 Nr. 8792: 180 m NE Punkt 2144 m NE Unterlipper Alm in 2100 m Höhe (12°18'48,7"/46°48'54,1")
 Nr. 8780: 250 m ENE Punkt 2055 des Kammes vom Flecken in 1930 m Höhe (12°19'51,1"/46°49'4,4")

MANN (1963). Durch Fossilien (*Dasycladaceae* der Gattung *Diplopora annulatifissima* und *Diplopora annulata*) ist nur der Grenzbereich von Anis-Ladin belegt. Die maximale Mächtigkeit der Permotrias von Kalkstein beträgt:

Ladin	130 m Dolomit
Anis	125 m rauhwackiger Dolomit 35 m Bänderkalk
Permoskyth	55 m Basisschichten

2.3.1. Basisschichten des Permoskyth, „Verrucano“

SCHINDLMAYR (1968) weist auf die unklare Bezeichnung „Verrucano“ hin und beschreibt die „klastischen Basisbildungen der alpidischen Sedimentation“ als „Basisschichten“.

2.3.1.1. Karbonatfreie Basisschichten

Da die primäre Auflage der Basisschichten auf dem Altkristallin zu einer Zone starker Mylonitisierung deformiert worden ist, bleibt eine vollständig erhaltene Schichtfolge unwahrscheinlich. So findet sich die maximale Mächtigkeit von 55 m im Bereich intensiver Verfaltung zwischen Punkt 1940 und Punkt 1845 nordwestlich Bad Kalkstein (vgl. Profilserie Abb. 7). Das Hauptpaket (etwa 50 m) besteht aus feinkiesigen, gut sortierten Konglomeraten mit schlecht kantengerundeten Komponenten und einem grünlich-weißen phyllitischen Bindemittel. Erst im Nahbereich zur Grenze zum Bänderkalk treten mittel- bis feinsandige Varietäten auf. Hauptbe-

standteil ist meistens Quarz; dazu tritt mit mengenmäßig unterschiedlichen Anteilen dunkelbraunroter bis dunkelviolettroter Quarzporphyr und verleiht dem Gestein eine blaßrosa bis dunkelviolette Färbung; auch gelbgrüne, z. T. dunkelgrüne Töne kommen vor.

Sedimentäre Strukturen fehlen nahezu völlig, nur in den feinerkörnigen Varietäten ist eine leichte Gradierung zu erkennen. Scheinbar regellos sind im gesamten Gesteinspaket bis faustgroße, vollkommen gerundete Quarzporphyr-Gerölle sowie walnußgroße weiße Quarze eingestreut. Der Habitus des Gesteins ist deutlich schiefbrig.

Gut geregelte Hellglimmerblättchen sowie zerscherte oder sekundär ausgelängte Komponenten bilden ein Lagengefüge, das bisweilen leicht schräg (etwa 5°) zur bankähnlichen Absonderung verläuft. In Zonen besonders intensiver tektonischer Verformung, wie am Kalkstein Jöchel, treten eine intensive Verglimmerung mit Blättchen größer als 2 mm auf. Durchsetzt eine dünnblättrige Spaltbarkeit von lamellaren, mit grün gefärbtem Quarz verheilten Harnischflächen das Gestein, ist es von mylonitischen Augengneisen megaskopisch nicht zu unterscheiden.

Das Schlibbild zeigt eine optisch kaum auflösbare pflasterförmige Rekrystallisation der Grundmasse der Quarzporphyr-Gerölle, in der feinste Hellglimmer partienweise ein rautenförmiges Netzwerk bilden. Die fluidale Textur ist durch die Spuren von staubfeinem Erz noch deutlich erhalten. Stärkere Rekrystallisation geht von radialfaserigen, rosettenförmigen Kernen aus, die



Abb. 6: Hornblende-Biotit-Andesin-Metagranodiorit.
Schliff 8334, 1 Nicol; Fundort: Punkt 2438 m am Grat von der Kerl Spitz zum Kalkstein Jöchl.
Schieferung parallel kurzer Bildkante.
Feldspat-Quarz-Grundmasse = weiß; vollkommene Ausheilung gefiederter Haarrisse der Bruchschieferung durch Laumontit = punktiert; Biotit = fett umrandete weiße Leisten und Tafeln mit Spaltbarkeit; Erz = schwarze Flecken.

Tabelle 5: Modaler Stoffbestand von Hornblende-Labradorit-Metagranodiorit [in Vol.-%].

Mineral	Probennummer	
	8328	8105
Plagioklas	33,4	34,5
Anorthitgehalt	57	—
Kalifeldspat	—	0,8
Quarz	6,5	5,5
Muskovit	1,4	0,4
Biotit	5,6	—
Chlorit	7,9	2,4
Hornblende	42,3	50,1
Prehnit	—	4,8
Epidotgruppe	1,1	0,8
Zirkon	—	Sp.
Erz, Rutil, Titanit, Apatit, Calcit	1,8	0,7
Σ	100,0	100,0
Punkte	3000	3000

Nr. 8333 und 8105: Steinbruchartiger Aufschluß bei Punkt 1677 m, 750 m E Bad Kalkstein in 1670 m Höhe. (12°20'25,2"/46°48'37,2")

Tabelle 6: Mittelwerte von Gesteins-Modalanalysen [in Vol.-%].

Mineral	Probennummer				
	1	2	3	4	5
Plagioklas	23,3	35,1	39,6	28,2	27,6
An (Rand/Kern)	25/22	12	39/31	2/0	27/22
Kalifeldspat	0,3	18,0	4,4	29,2	23,3
Quarz	25,9	34,3	31,5	32,8	33,6
Muskovit	14,8	6,8	0,5	6,5	5,1
Biotit	23,9	2,0	16,2	1,3	8,0
Chlorit	3,9	2,7	1,8	0,9	1,2
Hornblende	—	—	1,9	—	—
Granat	1,3	0,2	0,4	0,2	0,2
Staurolith	2,1	—	—	—	—
Laumontit	—	—	Sp.	—	—
Epidotgruppe	0,7	—	2,2	0,1	0,2
Erz	1,4	0,8	0,7	0,5	0,4
Rutil	0,2	—	—	—	—
Titanit	Sp.	—	0,5	Sp.	Sp.
Apatit	Sp.	0,05	0,2	0,3	0,3
Zirkon	Sp.	Sp.	Sp.	Sp.	Sp.
Turmalin	0,1	—	—	Sp.	—
Calcit	—	0,05	0,1	Sp.	0,1
Graphit	2,1	—	—	—	—
Σ	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0
Punkte	18.000	9.000	27.000	21.000	9.000

Nr. 1: Mittelwert von 6 Modalanalysen der Staurolith-Granat-Oligoklas-Schiefer.

Nr. 2: Mittelwert von 3 Modalanalysen der Feldspat-Quarz-Gneise.

Nr. 3: Mittelwert von 9 Modalanalysen der Hornblende-Biotit-Andesin-Metagranodiorite.

Nr. 4: Mittelwert von 7 Modalanalysen der Mikroklin-Albit-Metagranite.
Nr. 5: Mittelwert von 3 Modalanalysen der Mikroklin-Oligoklas-Metagranite.

vorwiegend aus Quarz, weniger Feldspat (möglicherweise Albit, diffraktometrisch) und Heliglimmern bestehen. Innerhalb der Grundmasse mit einer Korngröße von 0,003–0,005 mm schwimmen solche Entglasungsrosetten von etwa 0,2 mm.

In der Grundmasse schwimmen mittelkörnige Quarze, Kalifeldspäte und akzessorische Zirkone. Die Quarz-Einsprenglinge sind durchwegs tief buchtig korrodiert. Der Kalifeldspat neigt eher zur Idiomorphie. Er ist immer von reichlich Erz, manchmal in zonarer Verteilung durchstäubt. Allgemein sind aderperthitische Entmischungen sowie eine domänenweise Mikroklingitterung. Klein- bis mittelkörnige, farblose Heliglimmerleisten mit dichter Erzdurchstäubung sind als umgewandelte Biotite anzusprechen. Neugebildet sind dagegen die mikrokristallinen, blaß- bis gelbgrünen Heliglimmer in der Grundmasse und in zahlreichen Haarrissen, die sich oft zu Mikrodrusen mit idiomorphem Palisadenquarz und hypidiomorphem Albit erweitern.

Die Basisschichten bauen sich nahezu vollständig aus Fragmenten des Quarzporphyrs auf: neben dem mengenmäßig vorherrschenden Quarz (50–70 Vol.-%) beträgt der Anteil an Quarzporphyr-Grundmasse 30 bis 50 %; dazu kommen Kalifeldspat (Paramorphosen von Mikroklin nach Sanidin) und Glimmer. Seltener sind

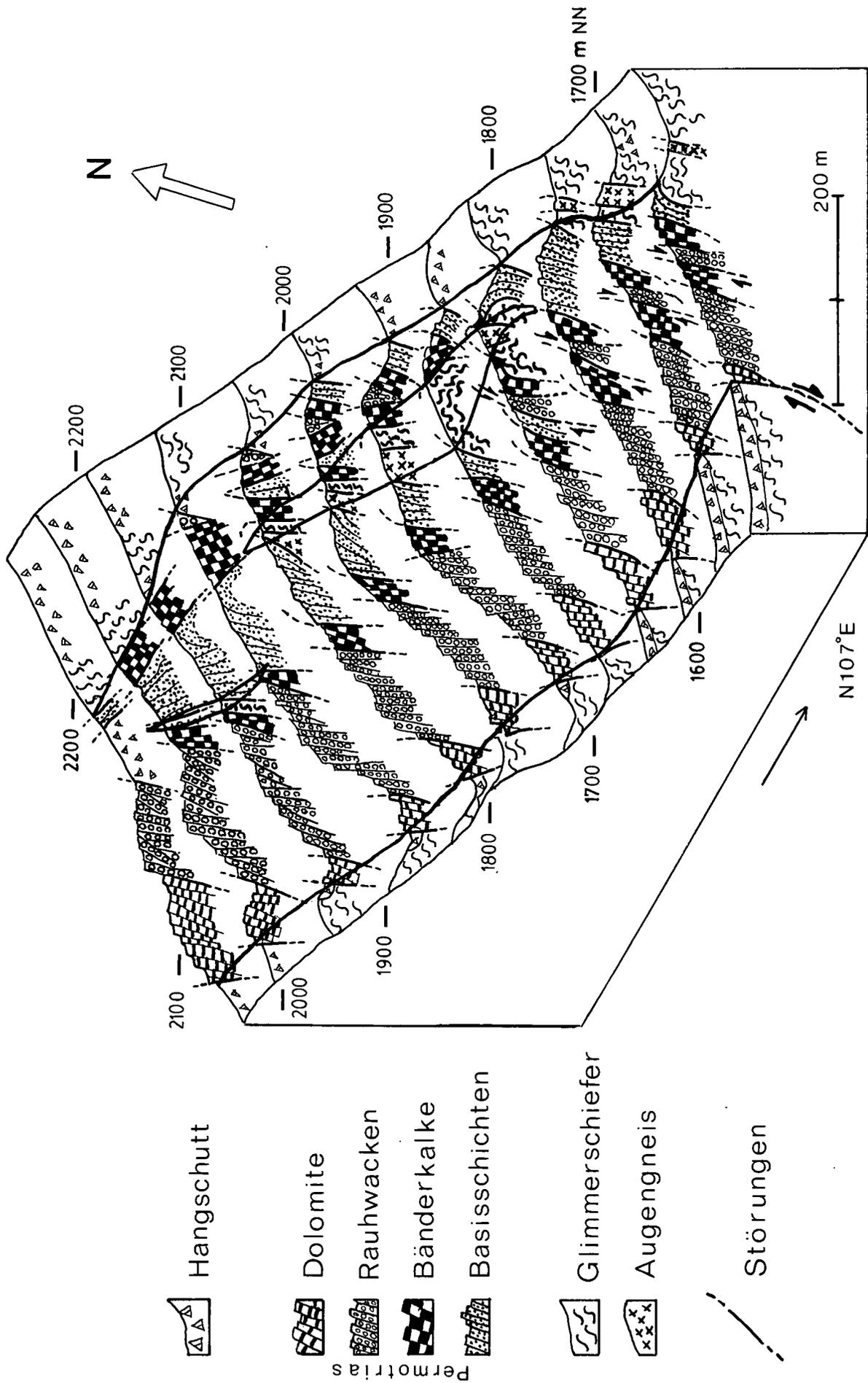


Abb. 7: Permian Triassic nordwestlich von Bad Kalkstein. Profilserie im isometrischen Blockbild.

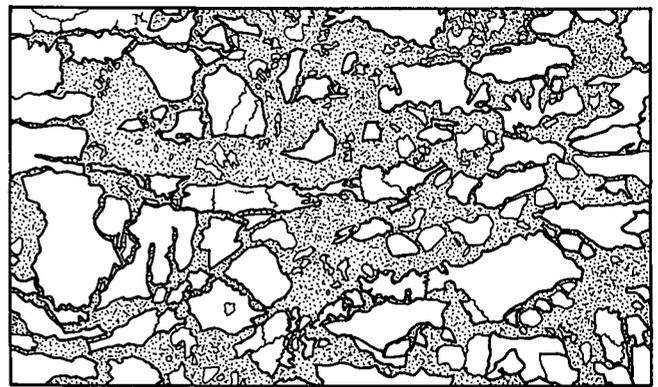
feinkörnige, völlig klare Mikrokline und Plagioklase (An_{23-28}). Der Gesamtanteil der detritischen Feldspäte beträgt modal 5 %.

An Glimmermineralen lassen sich folgende Varietäten unterscheiden:

- 1) Gelbgrün bis ockerbraun pleochroitische Hellglimmer umflasern in feinschiefrigen Aggregaten die Quarzporphyrgerölle. Sie erweisen sich aus mikrokristallinen Subindividuen zusammengesetzt, eng verwachsen mit allerfeinsten wellig geformten Quarzwürmern. Dieses Hellglimmer-Teilgefüge ist interpretierbar als schrittweise Umbildung des tonigen Bindemittels der Basisschichten: aus SiO_2 -reichen Tonmineralen hat sich zunächst unter Freisetzung von wurmförmigen Quarzen ein SiO_2 -ärmerer Serizit ausgebildet, der sodann sammelkristallisiert. Röntgenographisch handelt es sich um Illit. Nebeneinander treten die Polytypen $2M_1$ und $1Md$ auf, unterscheidbar durch die gut ausgeprägten Reflexe bei Gitterabständen von $2,80 \text{ \AA}$ und $2,58 \text{ \AA}$ (FREY, 1969). Die Bestimmung der Kristallinität nach KUBLER (in FÜCHTBAUER & MÜLLER, 1970) ergibt einen guten Kristallinitätsgrad. Die in halber Höhe des 10 \AA -Peaks gemessene Reflexbreite von $5,2 \text{ mm}$ fällt in das für sehr schwache Metamorphose angegebene Intervall.
- 2) Farblose, optisch völlig homogene Hellglimmer finden ihre häufigste Verbreitung in den Bereichen intensiver tektonischer Deformation wie am Kalkstein Jöchl. Dort belegen solche etwa 2 mm große Hellglimmer als muskovitähnliche Blättchen die Schieferungsflächen der Basisschichten. Dabei kann festgestellt werden:
 - ausschließliches Auftreten des Polytyps $2M_1$,
 - deutliche Intensitätsabnahme des 110 -Reflexes bei $4,52 \text{ \AA}$ und Intensitätszunahme des 004 -Reflexes bei $5,0 \text{ \AA}$.
 - Zunahme des Kristallinitätsgrades (Halbhöhenbreite des 10 \AA -Peaks von $3,9 \text{ mm}$).
- 3) Braune, eingerollte oder verdrehte Glimmer erweisen sich mikroskopisch als Hellglimmer, die von dicht rötlich durchscheinendem Erz durchstäubt werden. Wahrscheinlich handelt es sich um oxidierte detritische Biotite.

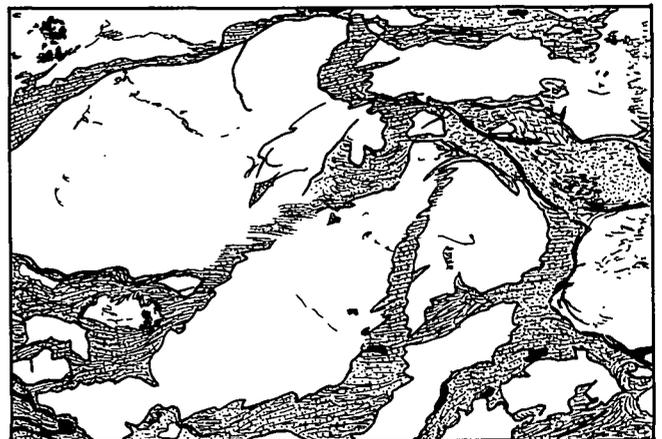
Das Mikrogefüge wird an Beispielen der mittelkörnigen Basisschichten nahe der Hangendgrenze zum Bänderkalk (Abb. 8 und 9) beschrieben. Trennflächen durchziehen in einem rautenförmigen Muster das Gestein. Die Schieferung ist durch eine linsig-flatschige Spaltbarkeit gekennzeichnet. Die Scherflächenpaare können als Ausdruck der Paläospannungen bei der Überschiebung durch das Altkristallin gedeutet werden. Bei den Quarzen können teilweise gerundete, völlig eckige, diskenförmige, bandartige sowie unregelmäßig geformte Individuen unterschieden werden.

In Abbildung 8 ist ein gebänderter Ausschnitt dargestellt. Das mittlere Band besteht aus implikativen, unregelmäßig geformten Quarzsubindividuen, deren Korngrößen sich optisch durch einen feinen Mörtelsaum herausheben. Ehemals selbständige monokristalline und polykristalline Quarzgerölle sind infolge von Drucklösung verzahnt; allgemein fehlt in dem Gestein jedoch eine unmittelbare Kornbindung der Quarze. Bei der Deformation kommt es zu Teilbewegungen entlang der Korngrenzen. Das dabei zerscherte Material rekristallisiert in Form von Mörtelgefüge. Syngenetisch kristalli-



0 1 2mm

Abb. 8: Mittelkörnige Basisschichten des Permoskyth. Schliff 8609, 1 Nicol; Fundort: 750 m nordwestlich Bad Kalkstein. Schichtung und Schieferung parallel langer Bildkante. Quarzbändergefüge = weiß, fett umrandet; Matrix, bestehend aus detritifiziertem Quarzporphyr-Detritus (punktiert) und aus Quarz-Hellglimmer-Teilgefügen von umgebildeter toniger Substanz (punktiert mit feiner Strichelung).



0 0,5 1mm

Abb. 9: Mittelkörnige Basisschichten des Permoskyth. Schliff 8609, 1 Nicol; Fundort: 750 m nordwestlich Bad Kalkstein. Schichtung und Schieferung parallel langer Kante. Quarzbruchstücke = weiß; authigene Quarz-Hellglimmer-Trenngefüge = punktiert und gestrichelt, entsprechend der Orientierung der Hellglimmer.

siert authigener Quarz in optischer Kontinuität und bildet so halsförmige Ausstülpungen an den Enden der Quarzbänder.

Abbildung 9 zeigt das Teilgefüge der Verwachsungszonen zwischen verschiedenen Quarzkörnern. Tonige Substanz, die den Intergranularraum gefüllt hat, ist als trennendes Gefügeelement auf den Grenzflächen der tektonisch fragmentierten Quarze eingewandert. Die Umbildung der tonigen Substanz zu Hellglimmern besteht aus einer kontinuierlichen Lösung und der Rekristallisation unter Freisetzung von SiO_2 . Quarz und Hellglimmer sind in paralleler Verwachsung kristallisiert. Durch weitere Zufuhr SiO_2 -haltiger Lösung verbinden diese Quarzfasern die Quarzgerölle und gehen graduell in deren optische Orientierung über.

2.3.1.2. Karbonatführende Basisschichten

Die bisherige Beschreibung betrifft den allgemein verbreiteten Typus der Basisschichten. Eine Ausnahme davon stellen die karbonatführenden Quarz-Mittelsandsteine des lokal eng begrenzten Vorkommens 125 m nordöstlich Bad Kalkstein, am Durchbruch des Kalksteiner Baches dar. Sie bilden bizarre Massen von taschenförmiger Gestalt, etwa 25 m mächtig und etwa 30 m im Streichen ausgedehnt.

Beispiel der Gesteinsfolge der karbonatführenden Basisschichten entlang des Profils am Durchbruch des Kalksteiner Baches:

- ① hangende Bänderkalke ca. 1 m braun anwitternder Hellglimmer und Albit An_0 führender, calcitreicher Mittelsandstein ohne jegliche sedimentäre Strukturen; stark brekziös und laminar zerglitten; feinkörnige Imprägnation mit hypidiomorphem Rutil;
- ② ca. 1 m grünlich-weißer, mittelkörniger Quarzit, un- deutlich verschiefert; Umbildung des tonigen Bindemittels zu geregeltem, schieferungsparallelem Quarz-Hellglimmer-Teilgefüge; schwach Calcit führend;
- ③ 0,05 m rot-violetter, feinsandhaltiger Phyllitschiefer; reichlich Hämatit und Rutil, untergeordnet mit detritischen, blaugrünen Turmalinen; mit lamellarem Quarz verheilte fiederähnliche Bruchschieferung; schwach calcitisch;
- ④ 0,2 m Quarzit, wie ②;
- ⑤ 0,05 m Phyllitschiefer, wie ③;
- ⑥ ca. 22 m calcitreicher Mittelsandstein, wie ①;
- ⑦ ca. 3 m feinkiesige Basiskonglomerate; liegende Mylonite der kristallinen Basis.

Trotz Unterschieden in der mineralogischen Zusammensetzung und im Habitus weisen die Gesteine ① bis ⑦ wesentliche Gemeinsamkeiten auf:

Quarz-Calcit-Teilgefüge

Unabhängig vom Gehalt an Karbonat ist eine mehrphasige Veränderung des Löslichkeitsverhaltens von SiO_2 und $CaCO_3$ zu beobachten:

- ① In einer genetisch älteren Phase sind die detritischen Quarze und die kieselige Substanz einer frühdiagenetischen Porenfüllung korrodiert und häufig bis auf amöboidale Reste von Calcit verdrängt worden. Die Matrix, in der größere z. T. wenig korrodierte Komponenten (detritischer Quarz, Mikroklin und Plagioklas An_{25-28}) schwimmen, bildet mikrokristalliner Calcit.
- ② Mit Beginn der linsigen Zergleitung rekristallisiert mikrokristalliner Quarz zu bandförmigen Aggregaten, in denen zahlreiche feinkörnige Calcit-Skalenoeder eingeschlossen sind. Die offenen Haarrisse der nachfolgenden Bruchschieferung mineralisieren mit lamellarem, senkrecht zu den Trennflächen orientiertem Quarz. Die Bildung von feinkörnigem authigenem Albit (An_0) ist ebenfalls der Phase ② zuzurechnen, da sie vorzugsweise in den rekristallisierten Bereichen der brekzierten Matrix auftritt.
- ③ In der genetisch jüngsten Phase wird Calcit wieder mobilisiert und wandert auf Klüften aus. In den quarzphyllitisch rekristallisierten Myloniten der altkristallinen Basis verdrängt Calcit wiederum den Quarz. Solche Verdrängungsstrukturen finden sich auch noch in den altkristallinen Quarziten in einer Entfernung von 300 m im tektonisch Liegenden der Permtrias, in denen Calcit auf tektonischen Trenn-

flächen einwandert (Punkt 2379 nordöstlich Kalkstein Jöchl).

Quarz-Hellglimmer-Teilgefüge

Wie in den karbonatfreien Basisschichten rekristallisiert Quarz und Hellglimmer parallel zur Schieferung und wachsen auf Quarzgeröllen an.

Rutil-Erz-Teilgefüge

In den quarzitischen Basisschichten ist Rutil mit Hämatit und Goethit vergesellschaftet, in den karbonatreichen mit Pyrit. Bereits mit der Lupe ist eine feine Imprägnation der karbonatischen Matrix mit kurzsäuligem dunkelbraunem Rutil zu erkennen, der auch an den Kristallflächen von feinkörnigen Calcit-mineralisierten Klüften anwächst.

Rutil kristallisiert körnig, gelegentlich in Paragenese mit Quarz als Nadeln.

2.3.1.3. Mineralfaziale Folgerungen

Prätektonische Veränderungen

- 1) Ausfällung von kieseliger Substanz als Zwickel- und Hohlraumfüllung und möglicherweise auch Verdrängung des tonigen Bindemittels.
- 2) Optisch kontinuierliche Anwachsflächen von authigenem Quarz auf Quarzsandkörnern gehören nach DAPPLES (1967) in das Stadium der Kompaktion.
- 3) Korrosion von detritischem Quarz und authigener kieseliger Substanz. Nach dem Auftreten von wurmförmigen Quarzrelikten in Calcit-Skalenoedern zu schließen, stellen zumindest einen Teil der karbonatführenden Basisschichten desilifizierte Quarzsandsteine dar. Die Umkehrung dieses Vorganges erfolgt in Abhängigkeit vom pH-Wert, dem Eh-Wert, dem CO_2 -Partialdruck und der Temperatur. Solche Veränderungen sind infolge beginnender tektonischer Deformation durch Ergänzung des intergranular eingeschlossenen Wassers durch Grundwasser zu erwarten, das auf Klüften und Störungen eindringt.

Syn- bis posttektonische Veränderungen

- 1) Die Phase der Umbildung des tonigen Bindemittels entspricht der Zone der quarzitischer Struktur mit Chlorit- und Serizitcement nach FREY (1969). Die flachen Bewegungen in S-N-Richtung führen zur Kataklase der Gesteinskomponenten, zu einer linsigen Zergleitung und zur Ausbildung einer Schieferung. Vorzugsweise in der mikrokristallin rekristallisierten Calcit-Matrix der kleinfragmentierten karbonatreichen Basisschichten sprossen idiomorpher Quarz und Albit sowie Hellglimmer. Auf den Trennflächen dringen erzeiche Lösungen ein. Es kristallisieren Pyrit und Rutil. In den karbonatfreien Basisschichten wachsen Quarzsandkörner zu Bändern zusammen, und die Hellglimmer der sukzessive umkristallisierenden tonigen Substanz sprossen syngenetisch mit den Quarzanwachsungen.
- 2) Bei der Wiederaufwärtsbewegung der tief versenkten Sedimente wird Calcit wieder mobilisiert und wandert auf Klüften aus. Die seltene Blastese von Baryt könnte in diese Phase fallen.

2.3.2. Bänderkalke des Anis

Die Bänderkalke sind wie die Basisschichten an Zonen intensiver tektonischer Deformation gebunden. Die maximale Mächtigkeit von 40–50 m am „Kalksteiner Tor“, dem Bachdurchbruch durch die Permtriasschicht-

ten bei Bad Kalkstein, resultiert aus einer Verschachtelung gleicher stratigraphischer Einheiten und aus der Verschuppung mit stratigraphisch höheren Dolomiten. Die Grenze zu den Basisschichten ist durchwegs tektonisch verschliffen. An der Basis wechsellagern blau-graue Kalkphyllite feintrhythmisch mit Quarz-Feinsandlagen.

Mineralbestand der Kalkphyllite	Vol-%
Calcit	84
Dolomit	6
Hellglimmer	2
Quarz	1,5
Albit	3
Sphalerit + Pyrit + Rutil + Fe-Hydroxide + Zirkon + Turmalin + Coelestin + Fluorit + kohlige Substanz + freier Schwefel als Kluffbelag	3,5

Im Dünnschliffbereich besteht die calcitische Grundmasse aus einem mikrokörnigen Pflaster von durchschnittlich 0,01 mm Durchmesser und fleckenartig auftretenden, stärker rekristallisierten Körnern. Häufig sind jedoch durch Translationen im Kornbereich und damit verbundenen sekundären Lamellierungen die Korngrenzen der einzelnen Calcitindividuen nebulös. In 1 bis 3 mm breiten Teilzonen entlang der primär sedimentären pelitischen Lagen bilden die Hellglimmer mit polykristallinen Quarzbändern und intensiv drucklamelliertem, ausgeschmiertem Calcit einen durch Translationen hervorgerufenen Lagenwechsel. Die Hellglimmer sind jedoch nicht schicht- oder schieferungsgebunden, sondern nehmen auch Orientierungen senkrecht bis schräg zur schiefrigen Teilbarkeit ein. Sie weisen entsprechend einem 2M₁-Serizit einen sehr guten Kristallisationsgrad auf. Das bestätigt auch KRUMM (1984). Albit (An₀₋₇) sproßt vorzugsweise randlich der Bewegungsbahnen in die Calcit-Grundmasse. Der Albit ist eigentümlich gefeldert (Abb. 10). U-Tischmessungen ergaben ausschließlich Zwillinge nach dem Albit-Gesetz.

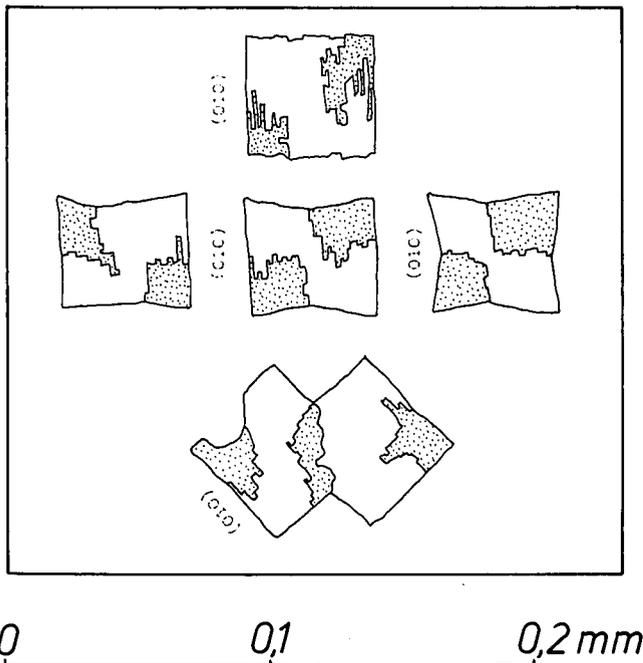


Abb. 10: Typische Albit-Zwillinge aus den triadischen Kalkphylliten des Anis (in vertikaler Anordnung in der Reihenfolge abnehmender Häufigkeit). Auslöschungsstellung bei gekreuzten Nicols.

Zum stratigraphisch Hangenden geht die mm-Rhythmik in einen dünnlagigen Wechsel (0,5–2 cm) rötlich-grauer und blau- bis schwarzgrauer sehr reiner Kalke über. Am „Kalksteiner Tor“ überwiegt eine mittel- bis dickbankige Absonderung (20–50 cm), die jedoch meist dünnplattig (1–5 cm) aufblättert, so daß in den meisten Aufschlüssen die Bankung völlig verwischt ist.

Im Handstück überwiegt eine kleinbrekziöse Struktur: In einem Gerüst von spätem weißem Calcit, das partienweise mengenmäßig überwiegt, fügen sich Bruchstücke zu einem Mosaik, ohne den sedimentären Lagenwechsel zu stören. Daneben kommen alle Strukturen von serialporphyroklastisch bis nebulös-brekziiert vor. Das Mikrogefüge der Bruchstücke besteht aus einem Calcitpflaster von 0,007 mm Durchmesser. Die Matrix zwischen den Gesteinsfragmenten hat ein ungleichkörniges Gefüge von linear geregelten, sich meist verzahnenden, oft drucklamellierten Calcit-Körnern von 0,02–0,07 mm Länge. Die quarzfeinsandigen und tonigen Lagen haben vorzugsweise als Gleitbahnen für Teilbewegungen bei S–N-Überschiebung gedient. Danach hat eine wirre Klüftung den jetzigen Habitus eines brekziösen Gesteins erzeugt.

2.3.3. Rauhwackige Dolomite des Anis

Sie bilden einen mächtigen stratigraphischen Verband innerhalb des Permotrias-Hauptzuges, sind aber auch mit anderen stratigraphischen Einheiten verschuppt. Allgemein sind die saiger stehenden Schichten selektiv verwittert, was zu einer Herausmodellierung einzelner steil aufgerichteter „Mauern“ geführt hat.

Die rauhwackigen Dolomite bilden eine Folge dünn- bis mittelbankiger (20–35 cm) dick- bis mittelplattiger (20–5 cm) Gesteine (Tab. 7). Die Färbung schwankt je nach Grad der Porosität, Gehalt an sekundärem Calcit und kohligem Substanz zwischen Hellgrau und Schwarz. Wellighöckrige Schichtoberflächen sind von orangegelben bis rotbraunen Häuten belegt. Der Habitus der Gesteine kann in lateraler Ausdehnung wechseln, z. B. gehen mehrere Meter mächtige graue, schwammig-poröse Gesteine ohne jegliche Schichtung im Streichen in gutgebankte, feinkörnige schwarze Dolomite über.

LEINE (1971) schildert die tektonische Entstehung solcher monomikten Rauhwacken durch Brekzierung eines meist zuckerkörnigen Dolomits, der einer anschließenden Rekristallisation des Dolomits und Calcitierung sowie tiefreichenden Verwitterung unterworfen gewesen ist. An folgenden Gefügebeispielen können die Ergebnisse von LEINE (1971, vgl. auch RIEDMÜLLER, 1976) bestätigt werden:

An der Grenze zu den stratigraphisch hangenden reinen Dolomiten des unteren Ladin zeigt sich eine beginnende Zertrümmerung eines dichten Dolomits mit nur geringen Beimengungen von kohligem Substanz. Das Teilgefüge der Fragmente besteht aus mikrokristallinem (0,007 mm Durchmesser), gleichkörnigem, granoblastischem Dolomit. Die Fragmentierung ist deutlich aus einer relativen Teilbewegung einzelner Bereiche an durchdringenden Scherbahnen parallel zur Schichtung infolge der Überschiebung des Altkristallins entstanden. Dabei haben sich kleinere Fragmente abgelöst, die nun als zusammenhanglose eckige Bruchstücke in der mittelkörnig mineralisierten Bewegungsbahn schwimmen.

Abbildung 11 zeigt eine Zerlegung des Gesteins in ein Haufwerk von Fragmenten, begünstigt durch Zunahme der Korngröße und des Gehalts an kohligem Sub-

Tabelle 7: Gesteinsabfolge durch die rauhwackigen Dolomite der Kalksteiner Trias nördlich des Ortes Kalkstein (Verbindungsline zwischen Punkt 1641 und Punkt 1845 der Karte, Tafel 1).

Horizont	Gesamt-mächtigkeit	Paket-mächtigkeit	Gesteinsbeschreibung
Hangende reine Dolomite des unteren Ladin			
1.	113,50	4,80	Verfestigte tektonische Brekzie eines schwarzen, feinkristallinen Dolomits; schwach calcitisches, weißgrau auswitterndes Bindemittel; pseudosedimentäre dünnbankige Absonderung.
2.	108,70	0,70	Brekziöser, schwarzgrauer, feinkristalliner Dolomit; schwach calcitisch; Netzwerk von hellrosa calcitischer Verheilung.
3.	108,00	1,90	Tektonische Dolomitbrekzie, wie 1.
4.	106,10	7,45	Brekziöser, feinkristalliner Dolomit, wie 2.
5.	98,65	2,70	Brekziöser, feinkristalliner Dolomit, ähnlich 2., jedoch schwach stinkend.
6.	95,95	1,65	Kompakter schwarzer Dolomit; haarrissig mit calcitischer Verheilung; partienweise bräunlichgrau.
7.	94,30	0,35	Feinporöser, hellgrauer, calcitischer Dolomit.
8.	93,95	1,90	Stinkender, brekziöser, feinkristalliner Dolomit; ähnlich 2.
9.	92,05	4,00	Bräunlichgrauer, feinporöser Dolomit; stark rissig mit calcitischer Verheilung; ungebant.
10.	88,05	1,35	Hellgrauer, zellig poröser, stinkender Dolomit; stark calcitisch.
11.	86,70	0,50	Diploporen-führende Lage; sonst wie 10.
12.	86,20	1,30	Zellig poröser Dolomit, wie 10.
13.	84,90	0,10	Weißer, calcitreicher Mylonit.
14.	84,80	2,25	Zellig poröser Dolomit, wie 10.
15.	82,55	0,80	Brekziöser, feinporöser, grauer Dolomit; stark calcitisch; dünnplattige Schichtung mit grubig-höckerigen Oberflächen, belegt mit rotbräunlichen Häuten.
16.	81,75	1,05	Blaugrauer bis schwarzer, reiner Dolomit; stark rissig, calcitisch verheilt; stinkend.
17.	80,70	2,50	Zellig poröser Dolomit, wie 10.
18.	78,20	2,30	Zellig poröser Dolomit, ähnlich 10.; dünn- bis mittelbankig; rötlichbraune Schichtflächen.
19.	75,90	3,00	Brekziöser Dolomit, wie 15.; dünn- bis mittelbankig.
20.	72,90	1,60	Brekziöser Dolomit, wie 15.; dünnplattig.
21.	71,30	3,35	Zellig poröser, schwarzer Dolomit; unverheilte Brekziierung, stinkend; dünnbankig.
22.	67,95	2,30	Brekziöser Dolomit, wie 15.; dünnbankig.
23.	65,65	3,40	Brekziöser Dolomit, wie 15.; dünnplattig.
24.	62,25	1,65	Hellgrauer Dolomit, wie 10.
25.	60,60	4,45	Brekziöser, schwarzgrauer Dolomit, wie 2.
26.	56,15	0,15	Zellig poröser Dolomit in mm-Rhythmik mit kompakten Dolomitbändern.
27.	56,00	2,05	Brekziöser Dolomit, wie 15.; dünnplattig.
28.	53,95	0,65	Hellgrauer Dolomit, wie 10.; z.T. dünnplattig.
29.	53,30	0,20	Brekziöser, schwarzgrauer Dolomit, wie 2.
30.	53,10	0,45	Zellig poröser Dolomit, wie 10.
31.	52,65	0,40	mm-Rhythmik, wie 26.
32.	52,25	2,80	Zellig poröser Dolomit, wie 10.; wechselnd hellgrau – schwarzgrau – bräunlich.
33.			(Tektonische Unterdrückung von 10–12 m zellig porösen Dolomits; teilweise dickbankig).
34.	49,47	18,50	Schwarzgrauer, feinporöser Dolomit von deutlich zuckerförmiger Kristallinität; calcitisch; stinkend; dünnbankig; partienweise undeutliche mm-Rhythmik.
35.	30,95	2,10	Schwarzgrauer Dolomit, ähnlich 34.; mikroporig; Verwitterung zu „Dolomitasche“.
36.	28,85	0,65	Hellgrauer Dolomit, wie 10.
37.	28,20	10,60	Schwarzgrauer Dolomit, ähnlich 34.; häufig grobe Zellen und mm-Rhythmik; dickbankig.
38.	17,60	10,60	Schwarzbrauner bis braungrauer, brekziöser Dolomit; gegenüber der Zuckerkörnigkeit von 34. weitere Zunahme der Korngröße; calcitisch; dünngebant mit wellig-höckerigen Schichtflächen und braunroten Belägen.
39.	7,00	7,00	Übergangszone zum Bänderkalk; schlecht aufgeschlossen; allgemeine Abnahme der Korngröße und Porosität, sowie stetige Zunahme des Calcitanteils.
Liegende Bänderkalke			

stanz. Eine solche, von feinststaubgroßem Dolomit verkittete, tektonische Brekzie (Horizont 1 und 3 in Tab. 7) tritt als trennender, 2–4 m mächtiger, pseudostratigraphischer Horizont zwischen den reinen Dolomiten des unteren Ladin und den anisichen Rauhwacken auf. Die leicht kantengerundeten, großen, länglichen Bruchstücke und die z. T. vollkommen gerundeten, serialporphyroklastischen kleineren Fragmente zeigen keinerlei zusammenhängende sedimentäre Struktur mehr. Die Hauptregelung der Komponenten ist parallel zur ehemaligen Schichtung. Eine genetisch jüngere Bruchschieferung erzeugt häufig eine subsystematische Regelung der kleineren Fragmente senkrecht zur Hauptregelung (erkennbar nur im Handstückbereich). Die Fragmente selbst bestehen aus einem feinkörnigen (0,1 gegenüber 0,007 mm im ladinischen Dolomit) Dolomitpflaster, das gleichmäßig von kohligter Substanz durchstäubt ist. Bei weiterer Zunahme an kohligter Substanz (das Gestein stinkt beim Anschlagen und aus Klüften deutlich bituminös und nach H₂S) resultiert ein feinkrek-

ziöses Gefüge mit beginnender Calcitisierung des Bindemittels. Partienweise ist noch ein zusammenhängender Verband porphyroklastischer Bruchstücke zu erkennen, die von hellem feinkristallinem Calcit verkittet werden. Diese Bereiche schwimmen in einer mikrokristallinen rekristallisierten Matrix, die fleckenweise von Calcit verdrängt wird. Die Löcher können nach der Gestalt durch Auswitterung einzelner Fragmente entstanden sein. Bei fortschreitender Calcitisierung, vor allem in den bereits im Handstück deutlich kristallinen Varietäten (Horizont 26) kommt es gerne zu einer pseudosedimentären mm-Rhythmik hellerer rauhwackiger, calcitischer Lagen mit schwarzen kompakteren, calcitarmen Dolomitlagen. Das durchschnittliche Gefüge der kompakten Lagen (Horizont 26) bilden pseudodichroitische, rundliche Dolomitporphyroblasten (eine dichte Packung mit enger, sich leicht verzahnender Kornbindung). Auffällig ist eine deutlich bräunliche Färbung durch eine feindisperse kohlige Substanz und das fast völlige Fehlen von Zwilling- und Drucklamellen. In der rauhwackigen Varietät

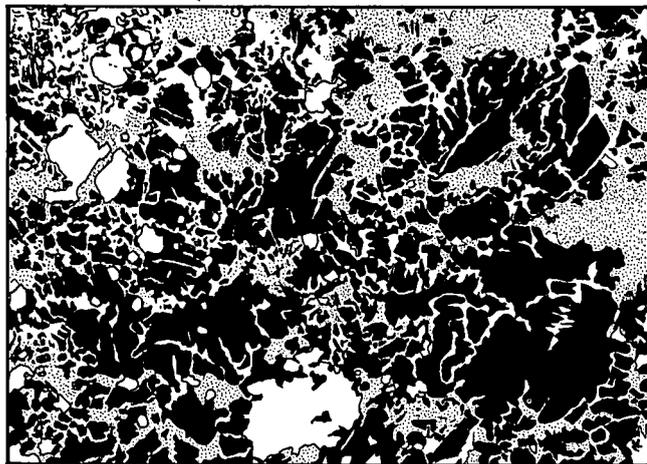


Abb. 11: Rauhwackiger Dolomit des Anis.
Schliff 8617, 1 Nicol; Fundort: 635 m nordnordöstlich Ort Kalkstein, vgl. Tab. 6, Horizont 4.
Schichtung parallel langer Bildkante.
Feinbrekziöser Dolomit = schwarz; dolomitische Matrix mit beginnender Calcitisierung des Bindemittels = punktiert; Löcher (linke Bildhälfte) = weiß.

des gleichen Horizontes 26 verdrängt Calcit zuerst den Dolomit in den Zwickeln und korrodiert dann die Porphyroblasten, die allmählich zu nebulösen Bereichen aufgelöst werden, so daß Calcit ein Netzwerk formt. Die freigesetzte kohlige Substanz wird bei der fortschreitenden Kristallisation von Calcit mit dessen Korngrenzen mechanisch verschoben und sammelt sich im Kern der verdrängten Kornaggregate. Die feinporösen Gesteine (Horizont 23) bestehen aus einem gleichkörnigen Pflaster von pseudodichroitischem, braunem Dolomit. Wie im Handstück deutlich zu erkennen ist, setzt hier die Calcitisierung von Haarrissen aus ein. Im Dünnschliff sind diese oft ohne scharfe Grenze ausgebildet. Von dort aus dringt Calcit in den Intergranularraum der Dolomitkörner ein und löste deren Kornbindung auf.

In sämtlichen Schliffen aus dem Rauhwackenpaket findet sich akzessorischer, meist einheitlich auslöschender Quarz mit Karbonateinschlüssen. Durchwegs greift der Calcit eckig in die mikro- bis feinkristallinen Körner ein und verdrängt bisweilen den Quarz bis auf winzige amöboidale Reste.

Fossilführung

Fossilspuren und gelegentliche deutlich kantengerundete Schalenbruchstücke mit feinprismatischer Calcitstruktur finden sich im gesamten Rauhwackenpaket. Fossilreich ist nur ein 0,50 m mächtiger Bereich (Horizont 11 in Tab. 7) nahe der Hangendgrenze im ladinischen Dolomit mit gelegentlich gut erhaltenen Individuen von Dasycladaceen mit teilweise calcitischem Gerüst. Es dürfte sich um *Diplopora annulatissimae* handeln. In einer calcitischen Matrix schwimmen, ohne sich zu berühren, dunkel gerundete Gebilde (0,2–0,3 mm Durchmesser), die sich bei stärkster Vergrößerung als konzentrisch-schalig aufgebaut erweisen.

Es könnte sich um Ooide handeln. Häufig füllen diese Gebilde die primären Hohlräume der Fossilbruchstücke:

Protozoa		
Foraminifera:	Lituolidae:	<i>Ammobaculites</i> sp.
	Trochamminidea:	<i>Trochammina</i> sp.
Metazoa		
Arthropoda:	unbestimmbare Ostracoden	
Mollusca:	Gastropoda:	<i>Omphalopycha</i> sp.(?)
	Lamellibranchiati:	unbestimmbare Schalenreste
Tentaculata:	Brachiopoda:	unbestimmbare Schalenreste
Echinodermata:	Crinoidea:	unbestimmbare Stielglieder

2.3.4. Dolomite des Ladin

Die graublauen bis rosagrauen Dolomite des Ladin sind in ihrer Verbreitung auf den Permtrias-Hauptzug beschränkt. In der Ansicht vom Kalksteiner Tal prägen sie das für die Permtrias von Kalkstein bezeichnende Bild einer steil aus dem Altkristallin aufragenden Mauer. Im Aufschlußbereich sondern sich die Dolomite dünn- bis dickbankig (20–50 cm) ab. Allgemein sind die grubig-höckrigen Schichtflächen bräunlich bis rostrot belegt. Im Handstück überwiegt der Habitus einer kleinfragmentierten tektonischen Brekzie, die hauptsächlich dolomitisch, untergeordnet calcitisch verkittet ist. Zahlreiche Stylolithen nehmen eine variable Orientierung zur Schichtung ein. Dolomit-Dolomit- und Quarz-Dolomit-Teilgefüge sind mit Calcit-Teilgefügen in den Bänderkalken durchaus vergleichbar. Im Unterschied zu den Bänderkalken tritt kein Albit auf, dagegen neben den häufig senkrecht zur Schichtung gesproßten Hellglimmern akzessorischer Chlorit sowie häufiger Palisadenquarz.

3. Gliederung der polyphasen metamorphen und tektonischen Genese

3.1. Faltungsphase 1

Zu den erkennbar ältesten Relikten struktureller Veränderungen klastischer Sedimente gehören die porphyroblastischen Biotite (Biotit 1) in den feinkörnigen Staurolith-Granat-Oligoklas-Schiefern. Diese Biotite mit sedimentärem Graphit-Intergefüge sind älter als die Hauptschieferung (Abb. 4). Die Faltungsphase ist durch die isoklinale Faltung von quarzitären und Feldspat-Quarz-Lagen gekennzeichnet. Die Faltenachsen B_1 streichen schwerpunktmäßig 120° und fallen mittelsteil nach WNW ein. Fortschreitende Scherfaltung so wie einsetzende metamorphe Differentiation des Feldspat-Quarz-Glimmer-Gefüges in einzelne Feldspat-Quarz- bzw. Glimmer-Lagen führen zu einem achsenflächenparallelen Lagengefüge der Hauptschieferung sf_1 . Komplette Isoklinalfalten im Ausmaß einer ganzen Wellenlänge sind äußerst selten zu beobachten, da die Amplituden über 100 m hinausgehen. Außerdem werden quarzreiche Lagen im Bereich der Faltenflanken nahezu immer boudiniert, parallel B_1 rollgefaltet und von glimmerreichen Lagen der Hauptschieferung stromlinienförmig umflossen. Das Lagengefüge streicht im Mittel $120/45$ SW.

Erst nach der Faltung B_1 mit der Anlage der Schieferungsflächen sf_1 intrudieren schieferungsparallele Magmatite alkaligranitischer bis dioritischer Zusammensetzung. Ein „kaledonischer“ Isochronenalterswert von 436 ± 17 Mill. Jahren von dem mächtigen Metagranitkörper (SATIR, 1975), dessen östliche Ausläufer in das Gebiet von Kalkstein streichen, wird als Intrusionsalter gedeutet.

3.2. Faltungsphase 2

Die ursprünglich wohl einheitlichen Raumlagen der Schieferungsflächen erhalten die Geometrie spezialgefalteter syn- und antiformaler Großformen mit Wellenlängen im 100 m-Bereich.

Die Achsen B_2 dieser symmetrischen Gleitbiegefaltung streichen um die Schwerpunktlage von $N45E$ und fallen mittelsteil nach SW. Wahrscheinlich synkinematisch kommt es zum Höhepunkt der prävariszisch begonnenen, druckbetonten Regionalmetamorphose. Die Metasedimente und die schieferungsparallel intrudierten Magmatite bilden typische Mineralparagenesen der Amphibolitfazies aus:

Staurolith + Granat + Biotit 2 + Muskovit + Quarz;
Biotit 2 + Disthen (nur in Disthen-Quarz-Knauern);
bzw. Plagioklas (An_{30}) + Hornblende + Biotit 2 + Kalifeldspat;
Plagioklas (An_{50}) + Hornblende.

Die Ausbildung der „Augentextur“ der Alkalimetagranite und des stengeligen Gefüges der Metagranodiorite fällt in diese Metamorphose.

SATIR (1975) kommentiert seine Altersbestimmungen am Metagranit von Bruneck: „Grob- und feinkörniger Muskovit, Biotit und Gesamtgestein des pegmatitischen Orthogneises definieren eine Mineralisochronie von 299 ± 12 Mill. Jahren. Dieser Alterswert gibt offensichtlich das Ende der variszischen Metamorphose an“. Im Westen von Kalkstein finden BORSI et al. (1973) ähnliche Alter.

Es folgt in einer Phase relativer tektonischer Ruhe eine retrograde Metamorphose in der Grünschiefer-Fazies. Mineralisationen von Klüften, die genetisch der Faltungsphase 2 zuzuordnen sind, zeigen folgende charakteristische Paragenesen:

Chlorit + Quarz + Klinozoisit;
Plagioklas (An_{0-5}) + aktinolithische Hornblende

Dazu kommen im Gestein die Serizitisierung von Staurolith bzw. Serizit + Epidotminerale als Umwandlungsprodukte von Plagioklas (An_{50-20}), ferner Chloritisierung von Hornblenden und Umwandlung des Biotits in Pennin.

3.3. Ausbildung der alpidischen Geosynklinale

3.4. Alpidische Orogenese (Faltungsphasen 3 bis 5)

Gefügeprägende Ereignisse, die sowohl im Altkristallin als auch in der Permotrias erkennbar sind, werden hier als alpidische Phasen beschrieben.

3.4.1. Phase

druckbetonter Niedrigtemperatur-Metamorphose

3.4.1.1. Überschiebung des tektonisch hangenden Altkristallins

Untersuchungen von Harnischstriemungen in der Permotrias, so wie im tektonisch hangenden bzw. liegenden Altkristallin, weisen einheitlich auf eine nach N-NNE auf-schiebende Bewegung aller Gesteinskomplexe. Die Über-fahrung der Permotrias durch Altkristallin vom Süden, bewirkt eine Abscherung von der kristallinen Basis, Ausbildung von Mylonitisierungszonen an den Grenzen des tektonisch hangenden bzw. liegenden Altkristallins.

3.4.1.2. Kennzeichen der druckbetonten Niedrigtemperatur-Metamorphose

Im ungestörten Altkristallin dominieren die Erscheinungen der Diaphthorese, so daß ausschließlich im Bereich der Permotrias an Veränderungen des Gefüges und der mineralogischen Zusammensetzung die druckbetonte Niedrigtemperatur-Metamorphose beschrieben wird:

- 1) Rekristallisation der Mylonitzonen an der tektonischen Hangend- bzw. Liegendgrenze mit quarzphyllitischem Habitus. Die Quarz-Illit-Teilgefüge entsprechen jenen der rekristallisierten Basisschichten. Kristallinitätsbestimmungen der Hellglimmer ergeben einen $2M_1$ -Serizit. Sekundäre Calcitisierung ist häufig anzutreffen.
- 2) Ausbildung eines schiefrigen Habitus der Basisschichten spitzwinklig zur Schichtung mit sehr guter Kristallinität der $2M_1$ -Hellglimmer. Häufig sekundäre Calcitisierung und Dolomitisierung mit dichter Imprägnation mit idiomorphen Rutil-Kristallen und akzessorischen idiomorphen Zirkonen.
- 3) Umwandlung tonmineralreicher Kalke zu feinschiefrigen bis dünnstengeligen Kalkphylliten. Retikuläre $2M_1$ -Hellglimmer in reineren, tektonisch weniger durchbewegten Kalkbänken.
- 4) Brekzienbildung stark bituminöser Dolomite mit anschließender Rekristallisation und Calcitisierung führen zur Entstehung der rauhwackigen Dolomite. LEINE (1971) nimmt hierfür die Bedingungen einer sehr schwachen Metamorphose an.
- 5) Drucklösung erzeugt in den bankigen Dolomiten tiefgreifende Stylolithen unterschiedlicher Orientierung. Ton- und quarzmineralische Lösungsrückstände sowie die tonigen Zwischenlagen der reinen und der rauhwackigen Dolomite erfahren eine Umbildung zu einem geregelten Quarz-Hellglimmer-Gefüge mit quarzphyllitischem Habitus. Meist alternierend im 0,5 mm-Bereich mit Calcit-Dolomit dürften die oft mehr als 10 cm starken phyllitischen Zwischenlagen zur Hauptsache vom Lösungsrückstand plattiger Dolomite herrühren und nur zum geringen Teil sedimentäre Strukturen abbilden. Hellglimmer und akzessorischer Chlorit sprossen häufig richtungsunabhängig von der sedimentären Absonderung der reinen Dolomite.

3.4.2. Faltungsphase 3

3.4.2.1. Tektonische Teilgefüge

Frühestens am Höhepunkt der Niedrigtemperatur-Metamorphose durchsetzt die Faltungsphase 3 sämtliche Gesteinskomplexe. Die Faltenachse B_3 taucht mit gleicher räumlicher Orientierung wie B_2 flach bis mittelsteil nach SW. Die resultierenden tektonischen Teilgefüge sind abhängig von der mechanisch wirksamen Kompetenz und Anisotropie der Gesteine:

- 1) In mechanisch kompetenten Gesteinen des Altkristallins (Quarz-Feldspat-Gneise, Quarzite und Metamagmatite) und in den dolomitischen mit rauhwackigen Gesteinen der Permotrias tritt, domänenweise gehäuft, eine engständige Bruchschieferung in ($h00$) von B_3 (Abb. 6 und 12) auf.
- 2) In den glimmerreichen Staurolith-Granat-Oligoklas-Schiefern erscheint eine mm-ständige Knickfaltung, megaskopisch als feine Runzelung der Hauptschieferungsflächen (sf_1) kenntlich. Die Achsenebenen

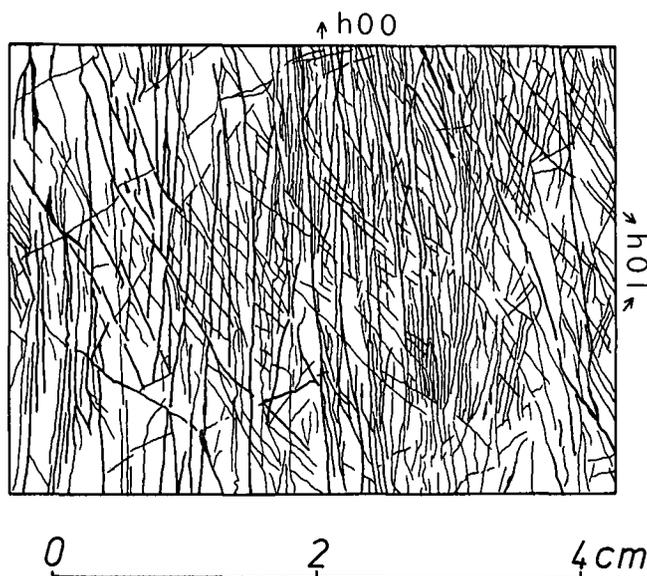


Abb. 12: Bruchschieferung im Dolomit des Anis, in Blickrichtung der Faltenachse. Man erkennt die engstündigen h00-Flächen der Klüftungsschieferung und die h01-Diagonalklüfte.
Fundort: nördlich Ort Kalkstein in der Umgebung von Punkt 1845 m, vgl. Tab. 5, Horizont 15.

der Knickfalten markieren ähnlich der Bruchschieferung ein parallelfächiges Gefüge. Dieses Gefüge steht senkrecht zur Hauptschieferung und parallel zur Bruchschieferung. Die quarzphyllitisch rekristallisierten Mylonite des Altkristallins aus dem Bereich der tektonischen Liegend- bzw. Hangendgrenze zur Permotrias, bilden B_3 -Spitzfalten mit Amplituden von mehreren Zentimetern und durchgescherter Faltenebene. Die anisischen Bänderkalke mit feinhohem Wechsel phyllitischer und calcitischer Lagen erfahren eine B_3 -Spitzfaltung mit zerscherter Achsenebene. Es treten aber auch Gleitbiegefalten mit Amplituden im Dezimeterbereich auf, die parallel zur Achsenebene engständig zerschert sind. In den Scherflächen finden sich Neubildungen von Hellglimmern. Die anisischen Kalkphyllite werden durch Feinfältelung und engständige Diagonal-Klüfte abschnittsweise stengelig parallel B_3 zerlegt.

3.4.2.2. Petrographische Teilgefüge der Faltungsphase 3

- 1) Bruchschieferung: Das Mikrogefüge wird durch die Bruchschieferung glatt bis niedrig auslaufend durchschnitten. In den saueren Gesteinen des Altkristallins (Quarzite, Quarzfeldspat-Gneise und Metagranite) füllen Quarzmörtel die Dehnfugen der Bruchschieferung; in den basischen Metagranodioriten mineralisieren Stilbit, Heulandit, Prehnit, Laumontit und Calcit; in den anisischen und ladinischen Dolomiten schließt später Calcit die Fugen der Bruchschieferung.
- 2) Knickfaltung: Die Glimmer der altkristallinen Schiefer und der rekristallisierten Phyllomylonite werden scharf gebogen oder geknickt. Hellglimmer rekristallisieren und zeichnen polygonal die Mikrofallen nach. Hellglimmerneubildungen sind parallel zur Bruchschieferung orientiert. Quarz wird mobilisiert und rekristallisiert pflasterförmig vornehmlich im Scheitel der Mikrospitzfalten.
Die Hellglimmer der anisischen Kalkphyllite erreichen eine bevorzugte Mineralstreckung parallel B_3 ,

während in den Bänderkalken entlang der parallelen Scherbahnen der Gleitbiegefaltung wie in den Basischichten Quarz-Hellglimmer-Teilgefüge entstehen. Wie die Rekristallisation der Hellglimmer und Schließung der Mikroklüfte durch Prehnit und Laumontit zeigen, überdauert die Niedrigtemperaturmetamorphose die Faltungsphase 3.

3.4.3. Faltungsphase 4

Eine regionale Einengung in NNE–SSW-Richtung wird der Faltungsphase 4 zugeordnet. Die vorherrschenden tektonischen Teilgefüge sind durch steile Störungszonen (N110E streichend) in Form listrischer Aufschiebungen getrennte syn- und antiformale Großfalten (Faltenachsen B_4 : N120E streichend und flach bis mittelsteil NW abtauchend).

3.4.3.2. Tektonische Gliederung in Teilzonen

Parallele Teilzonen, die von Süden nach Norden aufeinander folgen, lassen einen symmetrischen großtektonischen Baustil erkennen:

- 1) Zone A verläuft entlang der Linie Pürglers Kunke über Kalksteiner Eck zur Alfien Alm (vgl. Tektonische Karte, Beilage 2: Teilbereichsdiagramme 1 und 2). Diese etwa 100 m breite Zone markiert den Bereich eines diskordanten Aneinanderstoßens zweier tektonischer Homogenbereiche von B_2 , das im Norden N45E, im Süden N70E streicht. Von Süden her kommt es in dieser Zone zur Externrotation der B_2 -Achsen durch flach WNW-tauchende B_4 -Achsen. Die Amplituden der Falten liegen im Zehnermeter-Bereich. Nach Norden zu kommt es zur völligen Übersättigung der B_2 -axialen Symmetrien durch steiflankige B_4 -Falten von ca. 1 m Amplitude, die sich schließlich in kleine Spitzfalten auflösen. Die nördliche Zonengrenze ist die aufschiebende Hauptstörung.
- 2) Zone B verläuft zwischen Zone A und der Permotrias (vgl. Tektonische Karte, Beilage 2: Teilbereichsdiagramme 6, 7 und 8). Dieser Bereich ist gekennzeichnet durch zunehmend steileres Abtauchen der B_2 -Klein- und Großfalten mit Annäherung an die Permotrias, entsprechend einer Rotation durch eine synformale B_4 -Quergroßfaltung.
- 3) Zone C der Permotrias und der tektonische Hangend- bzw. Liegendgrenze zum Altkristallin (vgl. Tektonische Karte, Beilage 2: Teilbereichsdiagramm 17). Vergleichbar der Zone A stellt diese Zone der Permotrias den Bereich des Aneinanderstoßens zweier tektonischer Einheiten, dem tektonisch hangenden und dem tektonisch liegenden Altkristallin, dar. Mit Annäherung an die Permotrias werden die B_2 -Gefügeelemente passiv rotiert sowie die durch B_3 verfalteten Phyllomylonite einem synformalen B_4 -Faltenbau von ca. 20 m Wellenlänge unterworfen. Im Nahbereich zur Permotrias dominieren B_4 -Spitzfalten, die dann durch texturlosen, tonartigen Mylonit von wenigen Dezimeter Mächtigkeit abgelöst werden. Die Störung selbst entspringt einer Wiederbetätigung der Überschiebungsfäche des tektonisch hangenden Altkristallins. Entsprechend der „Regel von der Stauchfaltengröße“ formt das mächtige Paket der stratigraphisch hangenden dolomitischen Gesteine einen B_4 -Großfaltenbau mit Amplituden von über 100 m, während die rhythmisch sedimentierten, leicht aufblätternden Bänderkalke, Basis-

schichten und Phyllomyonite des tektonisch liegenden Altkristallins einen B_4 -Faltenbau mit Wellenlängen und Amplituden im Dezimeter-Zehnermeter-Bereich aufweisen (vgl. Ab. 7). Die B_3 -Achsen der Bänderkalke und Phyllomyonite werden durch B_4 rotiert analog wie die B_2 -Achsen durch die B_4 -Querfaltung im Altkristallin.

- 4) Zone D verläuft zwischen der Permotrias und der Bodenbach-Linie (vgl. Tektonische Karte, Beilage 2: Teilbereichsdiagramme 16, 15, 14 und 13). Vergleichbar Zone B kommt es zu stetiger Verflachung der B_2 -Groß- und Kleinfalten mit der Entfernung von der Permotrias, entsprechend einer Rotation durch eine antiformale B_4 -Großstruktur.
- 5) Zone E verläuft entlang der Bodenbach-Linie (vgl. Tektonische Karte, Beilage 2: Teilbereichsdiagramm 11). Die tektonische Ausbildung dieses Bereiches ist mit der Zone A identisch.
- 6) Zone F verläuft nördlich der Bodenbach-Linie (vgl. Tektonische Karte, Beilage 2: Teilbereichsdiagramm 10 und 12). Die nördlich der Bodenbach-Linie folgende Umrahmung des Roßtalkares zeigt einen ungestörten Aufbau mit steil SSW-tauchenden B_2 -Achsen.

3.4.3.2. Begleitende Vorgänge der Faltungsphase 4

Als Folge der regionalen NNE–SSW-Einengung erleiden die B_4 -Großstrukturen eine Querdehnung in Achsenrichtung B_4 , d. h. in WNW–ESE-Richtung. In gebankten Dolomiten und Bänderkalcken kommt es zu parallelscharigen Blattverschiebungen im Schichtstrei-

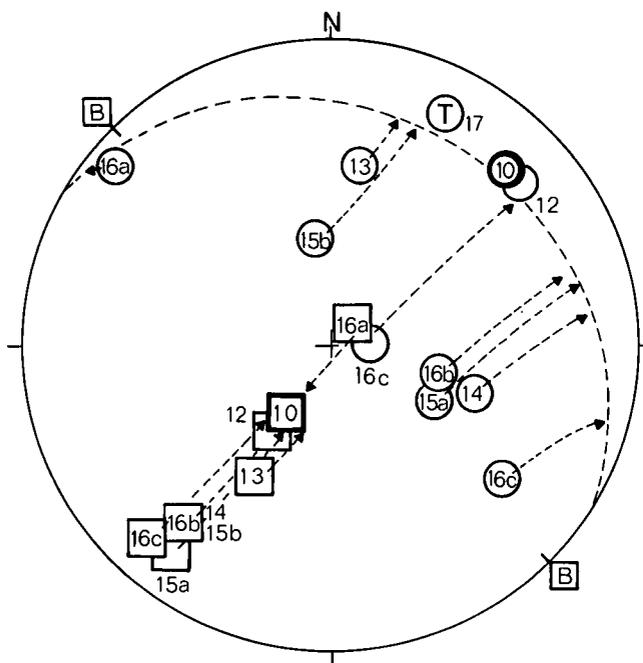
chen, verbunden mit Gleitlinnenbau und Einspießung in das Altkristallin. Entlang der subvertikalen Gleitflächen bewegt sich das tektonisch Hangende nach ESE. Die glimmerreichen Granat-Stauroolith-Schiefer werden vor allem im Bereich der Kerlsnitz um boudinierte Metagranite steilachsrig rotiert.

3.4.4. Faltungsphase 5

Fließende Übergänge von Faltungs- zur Bruchtektonik finden sich sowohl im Altkristallin als auch in der Permotrias. Zumeist als Folge von Stauchungen von Schieferungs- bzw. Schichtflächen an flachen synthetischen Scherflächen bilden sich Stauchfalten. Ihre Faltenachsen B_5 tauchen mit nur geringer Streuung flach W bis WNW. Generell gilt für die Stauchfaltung ein nach NNE-aufschiebender Bewegungssinn. Diese Stauchfalten stellen in Bezug auf die Faltungsphase 4 ein genetisch jüngerer Gefügeelement dar. Genauere Untersuchungen liegen darüber bisher nicht vor. Für die jüngere tektonische Geschichte der Alpen, besonders für die Deckentransporte, können sich in der Zukunft wichtige Erkenntnisse aus einer Bearbeitung dieser Stauchfalten ergeben.

3.4.5. Tektonische Diagramme der Faltungsphasen 2 bis 5

Aus der Vielzahl von Diagrammen einer detaillierten tektonischen Analyse wurden fünf Diagramme (Abb. 13–16) ausgewählt, um die Überlagerungssymmetrien der Faltungsphasen 2 bis 5 zu verdeutlichen.

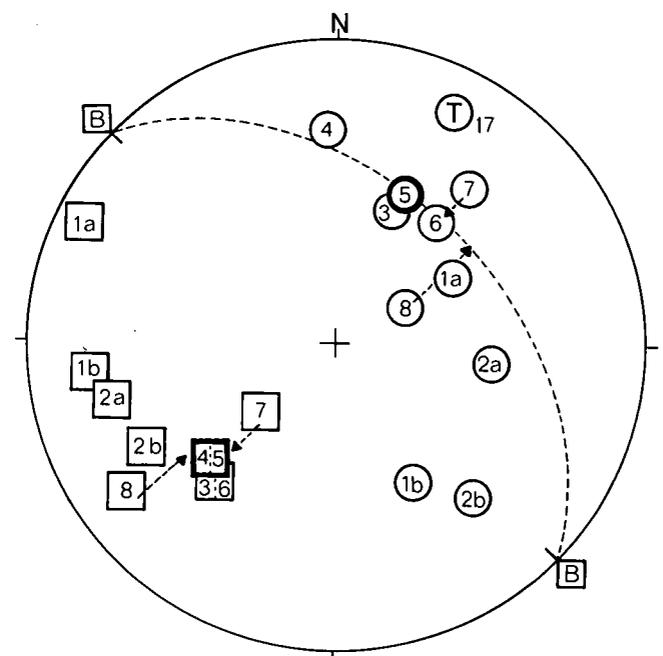


Nördlich der Permotrias

○ Polmaxima der Schieferung

□ B_2 -Achsenmaxima

⊠ Geometrische Rotationsachse



Südlich der Permotrias

↘ Richtung und Ziel der Transformation

1-17 Nrn. der Diagramme der Tektonischen Karte

T 17 Permotrias

Abb. 13: Sammeldiagramme zur Tektonik des Altkristallins nördlich und südlich der Permotrias.

3.4.5.1. Geometrische Zusammenhänge der Faltungsphasen B_4 und B_2

Es wird durch geometrische Transformationen von Gefügedaten versucht, einen Zusammenhang der einzelnen geographischen Teilbereiche der großräumigen Faltenstrukturen herzustellen. Die Geländedetailbeobachtungen sollen so zu einem einheitlichen Bild zusammengefügt werden. Es hat sich als sinnvoll herausgestellt, die Teilbereiche des Altkristallins nördlich der Permotrias getrennt von jenen südlich der Permotrias zu analysieren.

Die Sammeldiagramme (Abb. 13) enthalten die Projektionen der Polpunktmaxima der Schieferungsflächen sf_2 und der B_2 -Achsenmaxima im Altkristallin nördlich und südlich der Permotrias. Die Numerierung entspricht den Diagrammen der Teilbereiche der tektonischen Karte (Beilage 2). Teilbereiche mit mehreren Maxima sind aufgeschlüsselt, wie z. B. 16a, 16b und 16c.

1) Das Altkristallin nördlich der Permotrias
Der Teilbereich 10 (westliche Umrahmung des Roßtalkares) ist repräsentativ für ein generelles sf_2 -Pol- und B_2 -Achsenmaximum, ermittelt aus sämtlichen Teilbereichen 10 bis 16c. Die Punktlage des B_2 -Achsenmaximums wird als Referenz genommen. Durch geometrische Transformationen werden die B_2 -Achsenmaxima der anderen Teilbereiche in diese Referenzpunktlage 10 (fettes Quadrat) überführt. Die dazugehörigen sf_2 -Polmaxima folgen diesen Bewegungen mit gleichen Winkelbeträgen und Richtungen. Die transformierten sf_2 -Polmaxima ordnen sich zu einem π -Kreis, dessen π -Pol mit der B_2 -Referenzpunktlage 10 zusammenfällt. Es läßt sich geometrisch eine horizontale Rotationsachse B mit der Raumlage $N135E$ ableiten.

2) Das Altkristallin südlich der Permotrias
Diese oben dargestellten geometrischen Operationen werden auch auf dem Sammeldiagramm „Südlich der Permotrias“ (Abb. 13) vollzogen. Referenz für das jeweils generelle sf_2 -Pol- und B_2 -Achsenmaximum aller Teilbereiche 1a bis 8 ist der Teilbereich 5. Unter der Annahme einer, wie im Bereich „Nördlich der Permotrias“ horizontalen geometrischen Rotationsachse B , ermittelt sich ein π -Kreis, dessen π -Pol mit dem B_2 -Achsenmaximum 5 zusammenfällt. Die Teilbereiche 1a, 1b, 2a und 2b gehen jedoch mit diesen geometrischen Beziehungen nicht konform, weil sie um boudinierte Metagranitkörper steilachsig rotiert sind.

3) Symmetrologische Interpretation
Die aus den Sammeldiagrammen (Abb. 13) abgeleiteten geometrischen Symmetrien lassen sich wie folgt interpretieren:

- Die geometrischen Rotationsachsen B bzw. B' sind genetisch jünger als die Faltung B_2 . Die Rotationsachse B ist durch ihre NW-SE-Orientierung eindeutig der Faltungsphase B_4 zuzuordnen.
- Prädeformativ in Hinblick auf die Faltungsphase B_4 erweist sich das Altkristallin nördlich und südlich der Permotrias als homogener Gesamtbereich in Bezug auf die Richtungskonstanz der Faltenachsen B_2 . Aus den geographischen und den geometrischen Verteilungen der sf_2 -Polmaxima ergeben sich Systeme spezialgefalteter syn- und antiformaler B_2 -Großfaltenstrukturen mit Vergenz bis Überkipfung nach NW.

- Die Faltungsphase B_4 bewirkt differentielle Rotationen der Gefügeelemente sf_2 und B_2 und erzeugt im Altkristallin nördlich der Permotrias B_2 -Achsenkulmination und südlich der Permotrias B_2 -Achsendepressionen.
- Die Faltung nach B_4 hat lokale Querdehnungen mit differentiellen Rotationen um subvertikale Achsen zur Folge.

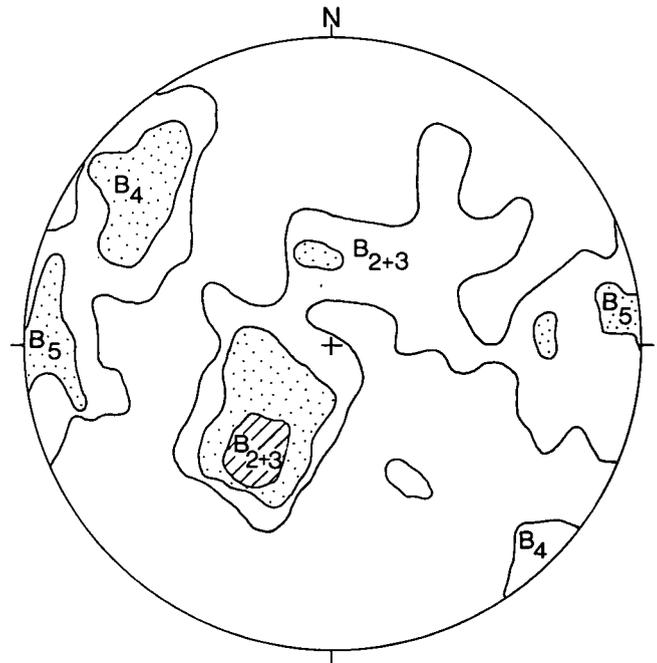


Abb. 14: B-Achsendiagramm Altkristallin, Roßtalkar, Teilbereich 11 der Tektonischen Karte (Tafel 2).

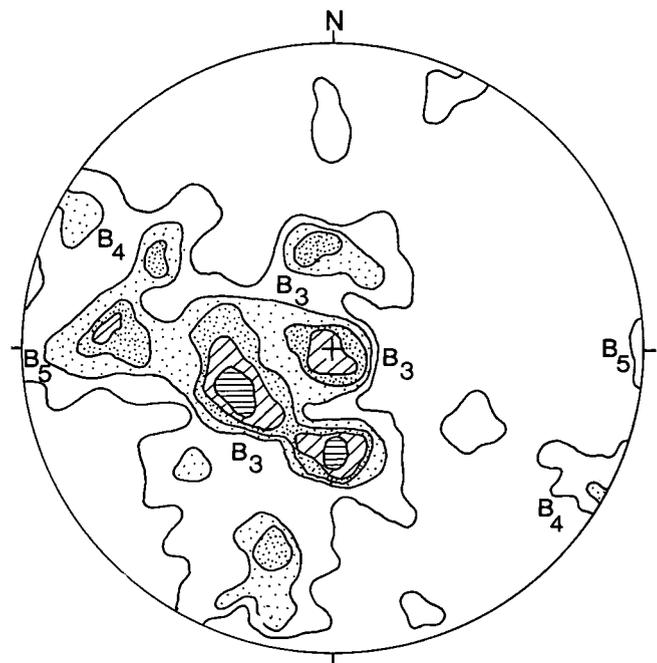


Abb. 15: B-Achsen-Sammeldiagramm der Permotrias.

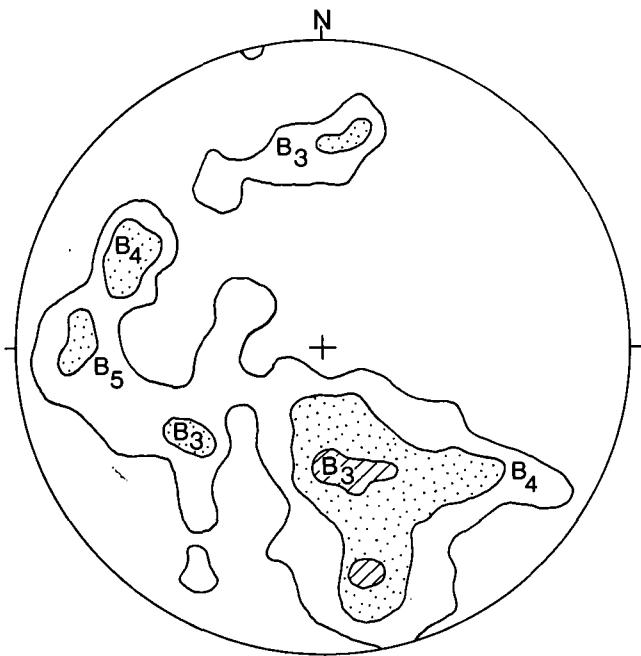


Abb. 16: Beta-Diagramm Permotrias.

3.4.5.2. Vergleichende Betrachtung der B-Achsenverteilungen von Altkristallin und Permotrias

Gegenübergestellt werden:

- 1) Abb. 14: B-Achsendiagramm Altkristallin, Roßtalkar, Teilbereich 11 der Tektonischen Karte (Beilage 2: westlicher Abschnitt der Zone E der Bodenbach-Linie)
- 2) Abb. 15: B-Achsen-Sammeldiagramm der Permotrias
- 3) Abb. 16: Beta-Diagramm Permotrias: Aus dem Gesamtbereich der Permotrias wurden aus 591 Schichtflächen-Messungen 41 gewählt, deren Raumlagen vom generellen Streichen und Fallen stark abweichen. Im SCHMIDT'schen Netz wurden diese 41 Großkreise zum Schnitt gebracht, und die Schnittpunkte ausgezählt. Durch die Beschränkung auf stark abweichende Schichtflächen-Raumlagen resultiert ein klares Bild der Schnittlinien-Verteilungen als mögliche Deformationsachsen B. Die Indizierung der Schnittlinien-Maxima mit B₃, B₄ und B₅ ergibt sich aus dem Vergleich mit dem B-Achsen-Sammeldiagramm der Permotrias.

Aus der vergleichenden Betrachtung der B-Achsenverteilungen vom Altkristallin und der Permotrias lassen sich folgende symmetrische Beziehungen erkennen:

- Sowohl im Altkristallin als auch der Permotrias liegen die absoluten Maxima in den steil SW-tauchenden Achsen. Externrotationen nach flach WNW-abtauchenden B₄-Achsen lösen die absoluten Maxima zu Gürteln in Richtung NNE-SSW auf. Die genetisch älteren, von B₄ verstellten Faltenachsen sind im Altkristallin der Phase B₂ (N45E) und mit gleicher Orientierung der Phase B₃ zugehörig, in der Permotrias nur der Phase B₃.
- Es lassen sich im Altkristallin und der Permotrias gemeinsam die flach WNW- bis NW-abtauchen-

den B₄-Achsen und die flach W-abtauchenden genetisch jüngsten Stauchfalten B₅ ausscheiden.

- Die Ausbildung durchaus übereinstimmender Teilgefüge in Altkristallin und Permotrias in den Phasen 3 und 4 läßt auf eine Einfaltung der Permotrias in das Altkristallin in parautochthoner Lage schließen. Keinesfalls liegt ein abgescherter Span einer Deckenüberschiebung vor.

3.4.5.3. Blockbild zur Tektonik

Die Abbildung 17 stellt eine Zusammenschau des Baues der Umgebung von Kalkstein dar. Aus diesem Bild geht hervor, daß die Schlingentektonik im Sinne SCHMIDEGGS (1937) eine Überlagerung von B₂- und B₄-Großstrukturen ist. Die Permotrias ist in die B₄-Großfaltung eingebunden.

4. Weitere Permotrias-Vorkommen außerhalb des Bereiches der geologischen Karte

Nördlich vom Hof Pichler befinden sich am Ausgang des Grafenbaches zwei weitere sehr kleine Permotrias-Vorkommen, 65 m voneinander entfernt. Geographische Koordinaten der Österreichischen Karte 1:25.000, Blatt 178/3 Außervillgraten: 12°23'40" östlich von Greenwich; 46°48'18" nördlicher Breite.

- 1) Von SENARCLENS-GRANCY (1936) entdeckt und von SCHMIDEGG (1937) beschrieben existiert an der orographisch linken Seite des Grafenbaches in 1400 m Höhe ein gering ausgedehntes, etwa 5 m mächtiges Paket von:

- ca. 3,5 m Bänderkalk, zum stratigraphisch Liegenden dünnplattig aufblättern;
- ca. 1 m karbonatführende Basisschichten;
- 0,5-? m feinkiesige Basiskonglomerate

Tektonisch stellt dieses Vorkommen die W-Flanke (ss=160/73 ENE) und die Sohle (ss = 118/66 NNE) einer unvollständig erhaltenen tektonischen Mulde dar, deren B-Achse steil N- bis NNE in das tektonisch hangende Altkristallin abtaucht. B-Achsenmessungen im Altkristallin und der Permotrias zeigen eine Streuung von steil NNW- bis steil NNE-Abtauchen der Faltenachsen. Das tektonisch hangende Altkristallin verschleiert durch eine intensive Spezialverfaltung einen der Permotrias analogen Muldenbau. Habitus und Raumlage der Spezialfaltung des Altkristallins und der Permotrias lassen auf die gemeinsame Faltungsphase B₃ schließen. Das tektonisch liegende Altkristallin ist nicht aufgeschlossen.

- 2) Bisher noch nicht beschrieben ist ein Vorkommen von Permotrias in der Wiese 65 m westlich der Scholle vom Grafenbach. Auf 10 m Länge bei 3,5 m Mächtigkeit stehen nochmals feinkiesige Basiskonglomerate an. Im Aufschlußbereich herrscht der Eindruck eines in Längserstreckung tordierten Bandes. In dem Abschnitt mit saigerer Stellung ist das Streichen N85E. Geometrisch läßt sich eine steil E-abtauchende Deformationsachse ableiten. Tektonisch liegendes bzw. hangendes Altkristallin ist nicht aufgeschlossen.

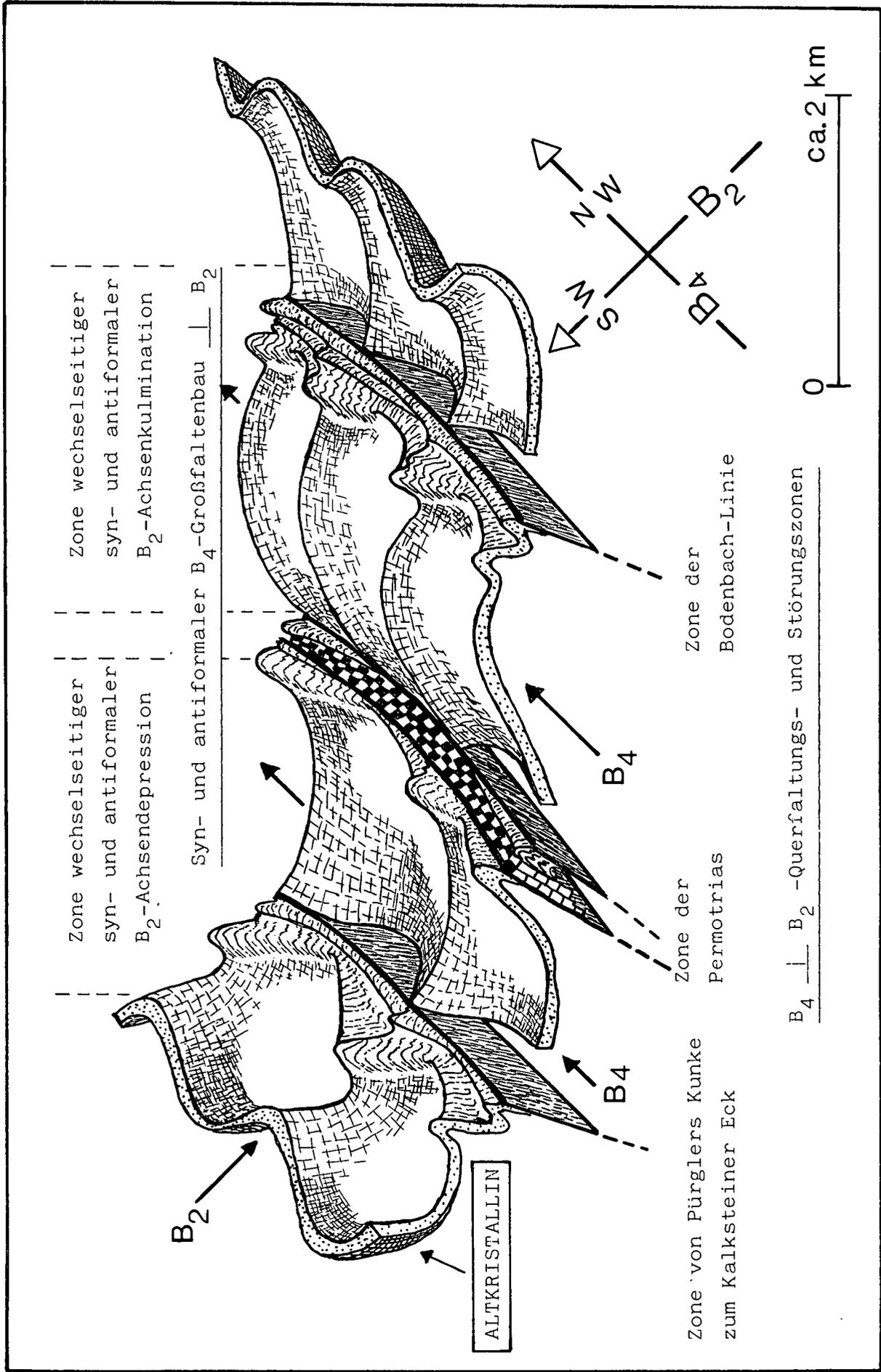


Abb. 17: Die Tektonik des Altkristallins der Gegend von Kalkstein. Schematisiert unter Hervorhebung der Interferenzmuster erstens von B₄-Großfalten, zweitens von B₄-Querfaltungs- und Störungszonen jeweils mit dem älteren B₂-Faltenbau.

Dank

Die Verfasser schulden Herrn Dr. B. LAMMERER und Dr. N. GROHMANN für die kritische Durchsicht des Manuskriptes Dank.

Literatur

- AGTERBERG, F. P.: Tectonics of the crystalline basement of the dolomites in North-Italy. — *Geologica Ultraiectina*, **8**, 1–232, Utrecht 1961.
- AMSTUTZ, G. C. & BUBENICEK, L.: Diagenesis in sedimentary mineral deposits. — In: LARSEN, G. & CHILINGAR, G. V. (Eds.): *Diagenesis in sediments*. — *Developments in Sedimentology*, **8**, Amsterdam 1967.
- ANGENHEISTER, G., BÖGEL, H., GEBRANDE, H., GIESE, P., SCHMIDT-THOMÉ, P. & ZEIL, W.: Recent investigations of surficial and deeper crustal structures of the Eastern and Southern Alps. — *Geol. Rundschau*, **61**, 349–395, Stuttgart 1972.
- ANGENHEISTER, G., BÖGEL, H. & MORTEANI, G.: Die Ostalpen im Bereich einer Geotraverse vom Chiemsee bis Vicenza. — *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, **148**, 50–137, Stuttgart 1975.
- BÖGEL, H., MORTEANI, G., SASSI, F. P., SATIR, M. & SCHMIDT, K.: The Hercynian and pre-Hercynian development of the Eastern Alps. Report on a meeting. — *N. Jb. Paläont. Abh.*, **159**, 87–112, Stuttgart 1979.
- BORSI, S., DEL MORO, A., SASSI, F. P., ZIRPOLI, G.: Metamorphic evolution of the Austridic rocks to the South of the Tauern Window (Eastern Alps). Radiometric and geopetrologic data. — *Mem. Soc. Geol. Ital.*, **12**, 549–571, Pisa 1973.
- BORSI, S., DEL MORO, A., SASSI, F. P., VISONA, D. & ZIRPOLI, G.: On the existence of Hercynian aprites and pegmatites in the lower Aurina valley (Ahrntal, Austrides, Eastern Alps). — *N. Jb. Miner. Mh.*, **11**, 501–514, Stuttgart 1980.
- CHILINGAR, G. V., BISSEL, H. J. & WOLF, K. H.: Diagenesis of carbonate rocks. — In: LARSEN, G., CHILINGAR, G. V. (Eds.): *Diagenesis in sediments*, *Developments in Sedimentology*, **8**, 179–322, Amsterdam 1967.
- CLIFF, R. A.: U-Pb isotopic evidence from zircons from lower Paleozoic tectonic activity in the Austroalpine nappe, the Eastern Alps. — *Contr. Mineral. Petr.*, **71**, 283–288, Heidelberg 1980.
- DAPPLES, E. C.: Diagenesis of sandstones. — In: LARSEN, G. & CHILINGAR, G. V. (Eds.): *Diagenesis in sediments*, *Developments in Sedimentology*, **8**, 91–125, Amsterdam 1967.
- ENGELHARDT, W. V.: Interstitial solutions and diagenesis in sediments. — In: LARSEN, G. & CHILINGAR, G. V. (Eds.): *Diagenesis in Sediments*, *Developments in Sedimentology*, **8**, 503–521, Amsterdam 1967.
- FAIRBRIDGE, R. W.: Phase of diagenesis and authigenesis. — In: LARSEN, G. & CHILINGAR, G. V. (Eds.): *Diagenesis in Sediments*, *Developments in Sedimentology*, **8**, 19–89, Amsterdam 1967.
- FOSTER, M. D., BRYANT, B. & HATHAWAY, J.: Iron-rich muscovitic mica from the Grandfather Mountain Area, North Carolina. — *Amer. Mineral.*, **45**, 839–851, Washington 1960.
- FREY, M.: Die Metamorphose des Keupers vom Tafeljura bis zum Lucmanier-Gebiet. — *Beitr. Geol. Karte der Schweiz, Neue Folge*, **137**, 1–160, Bern 1960.
- FRISCH, W., NEUBAUER, F. & SATIR, M.: Concepts of the evolution of the Austroalpine basement complex (Eastern Alps) during the Caledonian – Variscan cycle. — *Geol. Rundschau*, **73**, 47–68, Stuttgart 1984.
- FÜCHTBAUER, H. & MÜLLER, G.: Sedimente und Sedimentgesteine. — Teil 2: *Sedimentpetrologie* 1–726, Stuttgart 1970.
- FURLANI, M.: Studien über die Triaszonen im Hochpustertal, Eisack- und Penser Tal in Südtirol. — *Denkschr. math.-naturw. Kl. Akad. Wissensch.*, **34–54**, Wien 1921.
- GUHL, M. & TROLL, G.: Mehrphasige Faltengefüge in Altkristallin und Permotrias von Kalkstein in Osttirol, Österreich. — *Verh. Geol. B.-A.*, **1977**, 45–52, Wien 1977.
- HAMMERSCHMIDT, K.: Isotopengeologische Untersuchungen am Augengneis vom Typ Campo Tures bei Rain in Taufers, Südtirol. — *Mem. Sci. Geol.*, **4**, 273–300, Padova 1981.
- HEINISCH, H. & SCHMIDT, K.: Zur kaledonischen Orogenese in den Ostalpen. — *Geol. Rundschau*, **65**, 459–482, Stuttgart 1976.
- HEINISCH, H. & SCHMIDT, K.: Zur Geologie des Thurntaler Quarzphyllits und des Altkristallins südlich des Tauernfensters (Ostalpen, Südtirol). — *Geol. Rundschau*, **73**, 113–129, Stuttgart 1984.
- KLEBELSBERG, R. V.: *Geologie von Tirol*. — 1–872, Berlin 1935.
- KRUMM, H.: Anchimetamorphose im Anis und Ladin (Trias) der Nördlichen Kalkalpen zwischen Arlberg und Kaisergebirge – ihre Verbreitung und deren baugeschichtliche Bedeutung. — *Geol. Rundschau*, **73**, 223–258, Stuttgart 1984.
- LEINE, L.: Rauhewacken und ihre Entstehung. — *Geol. Rundschau*, **60**, 488–524, Stuttgart 1971.
- PETTIJOHN, F. J., POTTER, P. E. & SIEVER, R.: Sand and sandstones. — 1–618, Berlin – Heidelberg – New York (Springer) 1972.
- PISTOTNIK, J.: Die Deferegger Alpen. — In: OBERHAUSER, R. (Red.): *Der Geologische Aufbau Österreichs*, 348–350, Wien – New York (Springer) 1980.
- PURTSCHELLER, F. & SASSI, F. P.: Some thoughts on the pre-Alpine history of the Austridic basement of the Eastern Alps. — *Tschermaks Min. Petr. Mitt.*, **22**, 176–199, Wien 1975.
- RIEDMÜLLER, G.: Genese und Charakteristik der Rauhewacken im Pittental (Niederösterreich). — *Geol. Rundschau*, **65**, 290–332, Stuttgart 1976.
- SASSI, F. P., ZANFERRARI, A., ZIRPOLI, G., BORSI, S. & DEL MORO, A.: The Austrides to the South of the Tauern Window between Mules and the Iseltal: A panorama on recent results. — In: SPP der DFG „Geodynamik des mediterranen Raumes“, *Vortragszusammenfassungen Kolloquium*, Trento 1973.
- SASSI, F. P., ZANFERRARI, A. & ZIRPOLI, G.: Aspetti dinamici dell'evento „Caledoniano“ nell'Austroalpino a sud della finestra dei Tauri. — *Mem. Museo Tridentino di Scienze Naturali*, **20**, 6–30, Trento 1974.
- SATIR, M.: Die Entwicklungsgeschichte der westlichen Hohen Tauern und der südlichen Ötztalmasse auf Grund radiometrischer Altersbestimmungen. — *Dissertation Universität Bern*: 1–84, Bern 1975; *Mem. Ist. Geol. Mineral. Univ. Padova*, **30**, 1975.
- SATIR, M.: Rb-Sr- und K-Ar-Altersbestimmungen an Gesteinen und Mineralien des südlichen Ötztalkristallins und der westlichen Hohen Tauern. — *Geol. Rundschau*, **65**, 394–409, Stuttgart 1976.
- SCHINDLMAYR, W. E.: Geologische Untersuchungen in der Umgebung von Mauts-Stilfes in Südtirol. — *Diss. Univ. München*: 1–113, München 1968.
- SCHMIDEGG, O.: Steilachsige Tektonik und Schlingenbau auf der Südseite der Tiroler Zentralalpen. — *Jb. Geol. B.-A.*, **86**, Wien 1936.
- SCHMIDEGG, O.: Der Triaszug von Kalkstein im Schlingengebiet der Villgrater Berge (Osttirol). — *Jb. Geol. B.-A.*, **87**, 111–132, Wien 1937.
- SCHMIDEGG, O.: Geologische Aufnahmen 1957 auf Blatt St. Jakob i. Def. (171). — *Verh. Geol. B.-A.*, **1958**, 260–261, Wien 1958.
- SENARCLENS-GRANCY, W.: *Aufnahmebericht über Blatt Hopfgarten i. Def. 1 : 50.000*. — *Verh. Geol. B.-A.*, **1936/36**, Wien 1936.
- STAUB, R.: *Der Bau der Alpen*. — *Beitr. geol. Karte Schweiz*, N. F., **52**, Bern 1924.
- TELLER, F.: Neue Vorkommen diploporführender Dolomite und dolomitischer Kalke im Bereich der altkristallinen Schichtreihe Mitteltirols. — *Verh. Geol. R.-A.*, **1883**, 1–3, Wien 1883.
- TOLLMANN, A.: *Ostalpensynthese*. — 1–256, Wien (Deuticke) 1963.
- TROLL, G., FORST, R. & SÖLLNER, F. mit einem geochronologischen Beitrag von BRACK, W., KÖHLER, H. & MÜLLER-SOHNUS, D.: Über Bau, Alter und Metamorphose des Altkristallins der Schobergruppe Osttirols. — *Geol. Rundschau*, **65**, 483–511, Stuttgart 1976.

- WHITTEN, E. H. T.: Structural geology of folded rocks. — 1-663, Chicago (Rand McNally) 1966.
- WINKLER, H. G. F.: Abolition of metamorphic facies. Introduction of the four divisions of metamorphic stage, and of a classification based on isogrades in common rocks. — N. Jb. Mineral. Mh., 1970, 189-248, Stuttgart 1970.
- Manuskript bei der Schriftleitung eingelangt am 20. Mai 1986.

Zusammensetzung und fazielle Entwicklung des Alpenen Buntsandsteins und der Werfener Schichten im westlichen Drauzug (Kärnten/Osttirol)

Von KARL KRAINER*)

Mit 16 Abbildungen und 3 Tabellen

Kärnten
Osttirol
Drauzug
Permoskyth
Alpiner Buntsandstein
Werfener Schichten
Fazies
Sedimentpetrographie

Österreichische Karte 1 : 50.000
Blätter 180, 195, 196, 197

Inhalt

Zusammenfassung	61
Abstract	62
1. Einleitung	62
2. Stratigraphische Gliederung des Skyth	63
3. Alpiner Buntsandstein	65
3.1. Fazielle Entwicklung	65
3.1.1. Fluviale Fazies	65
3.1.2. Marine Fazies	69
3.2. Mineralogische Zusammensetzung	70
3.2.1. Mineralbestand	71
3.2.2. Unterschiede Oberperm – Alpiner Buntsandstein	72
3.2.3. Diagenese	73
3.2.4. Schwerminerale (Perm und Skyth)	74
4. Werfener Schichten	77
4.1. Einleitung	77
4.2. Zusammensetzung	77
4.2.1. Karbonatfreie Sandsteine (und Konglomerate)	78
4.2.2. Stark karbonatführende Sandsteine mit und ohne Biogenreste	78
4.2.3. Klastisch beeinflusste biogenführende Karbonatbänke	78
4.3. Fazielle Ausbildung	79
4.3.1. Werfener Schichten an der Südseite des westlichen Drauzuges	79
4.3.2. Werfener Schichten der Simmerlacher Klamm	81
5. Schlußbemerkungen	82
Dank	89
Literatur	89

Zusammenfassung

Anhand mehrerer Profile werden Alpiner Buntsandstein und Werfener Schichten (Skyth) des westlichen Drauzuges (westliche Gailtaler Alpen und Lienzer Dolomiten) einschließlich dem Vorkommen nördlich der Drau bei Oberdrauburg (Simmerlacher Klamm) sedimentologisch untersucht.

Das Skyth setzt mit dem Alpenen Buntsandstein über dem Oberperm ein. Diese Grenze, die ungefähr mit der Perm-Trias-Grenze gleichzusetzen ist, wird durch einen plötzlichen Umschwung in der Sedimentation markiert und äußert sich in einer sprunghaften Änderung von Lithofazies, mineralogischer Zusammensetzung, textuellem Reifegrad, Schwermineralspektrum und Diageneseprozessen.

Das Skyth selbst kann auf Grund von Ereignissen, die den Charakter von Trans- und Regressionen haben, in drei Mega-sequenzen – Unterer und Oberer Alpiner Buntsandstein und Werfener Schichten – gegliedert werden.

Unterer und Oberer Alpiner Buntsandstein sind faziell ähnlich ausgebildet. Der Untere Alpine Buntsandstein beginnt mit fluvialen Grobschüttungen, die nach oben feiner werden und teilweise in eine wattähnliche, feinklastische Fazies übergehen. Mit einer scharfen Grenze in Form einer Regression setzt darüber der Obere Alpine Buntsandstein ein, wiederum mit fluvialen Grobschüttungen an der Basis, abnehmender Korngröße nach oben und Übergang in eine flachmarine, stark klastisch beeinflusste Gezeitenfazies, vereinzelt mit Anzeichen einer Küstensabkha. Diese Regression konnte im Profil der Simmerlacher Klamm durch Sporenfunde aus „Kohleflözchen“ im Liegenden und Hangenden stratigraphisch schon vor längerer Zeit erfaßt werden und entspricht ungefähr dem „Campill-Ereignis“ in den Südalpinen Werfener Schichten.

Über dem marinen Oberen Alpenen Buntsandstein folgen mit einer Transgression die Werfener Schichten, die an der Südseite des westlichen Drauzuges an der Basis in einer grobklastischen Gezeitenfazies entwickelt sind, nach oben allmählich feinkörniger werden und in eine dünngebankte Abfolge von Tonschiefern und Siltsteinen und eingeschalteten dünnen, meist karbonatführenden Sandsteinbänken übergehen. Im Profil der Simmerlacher Klamm fehlt diese basale Grobfazies, die Werfener Schichten sind dort sehr geringmächtig, führen je-

*) Anschrift des Verfassers: Dr. KARL KRAINER, Institut für Geologie und Paläontologie, Universität Innsbruck, Innrain 52, A-6020 Innsbruck.

doch im Unterschied zur Südseite des westlichen Drauzuges nicht selten Mikrofossilien, besonders Foraminiferen, die eine Einstufung des höheren Profilabschnittes der Werfener Schichten in das Anis vermuten lassen.

Dagegen fehlt in den Werfener Schichten der Simmerlacher Klamm die evaporitische Fazies. Während sich in diesem Profil die Regression am Top der Werfener Schichten lediglich durch eine leicht verstärkte klastische Einschüttung bemerkbar macht, sind an der Südseite des westlichen Drauzuges mächtigere Evaporitabfolgen in Form von Rauhwacken, Gips, Magnesit und Dolomit ausgebildet. Diese Regression im Übergangsbereich Skyth – Anis ist auch in den Nördlichen Kalkalpen (Reichenhaller Rauhwacken) und in den Südalpen deutlich ausgebildet (San Lucano Member).

Die Grenze Alpiner Buntsandstein – Werfener Schichten ist vermutlich mit der „Badia-Transgression“ in den Südalpen Werfener Schichten gleichzusetzen, die Werfener Schichten selbst sind in das oberste Skyth (Spathian) einzustufen und reichen im Profil der Simmerlacher Klamm vermutlich in das unterste Anis hinein.

Zuletzt werden einige Vergleiche mit den skythischen Abfolgen der Nördlichen Kalkalpen angestellt und mögliche Ursachen der Trans- und Regressionsereignisse kurz diskutiert.

Abstract

Lower Triassic (Scythian) Alpine Buntsandstone and Werfen Beds of the western Drau Range (western Gailtal Alps and Lienz Dolomites, Eastern Alps, Austria), the occurrence north of the Drau river near Oberdrauburg (Simmerlach gorge) included, have been studied sedimentologically.

The Scythian Sequence starts with the Alpine Buntsandstone that overlies the clastic Upper Permian sediments. The sharp boundary between Upper Permian clastics and Alpine Buntsandstone approximately corresponds with the Permian/Triassic boundary and is marked by a sudden change of sedimentation (lithofacies, mineralogical composition, textural maturity, heavy mineral suite and diagenetic features), caused by a climatic change from somewhat more arid conditions during Permian to more semiarid conditions during Scythian.

Based on transgressional and regressional events the Scythian sequence is divided into three megasequences: Lower and Upper Alpine Buntsandstone (Alpine Buntsandstone Fm.) and Werfen Beds (Werfen Fm.).

In terms of lithofacies Lower and Upper Alpine Buntsandstone show a quite similar evolution, both are built up by a fining-upward megasequence.

Both megasequences start with sediments of gravelly braided rivers (quartz-rich conglomerates), grading upward into cyclic deposits of sandy braided rivers. In some of the studied sections a clastic shallow marine tidal facies is developed at the top of the megasequences.

The lithofacies assemblages of the gravel dominated braided river deposits at the base of the two megasequences are composed of lithofacies-types Gm (mostly longitudinal bars), Gt (channel fills) and St (migrating dunes in channels, sometimes "sand wedges").

The sand-dominated lithofacies assemblage is dominated by the lithofacies-types Se (channel fills with intraclasts), St (migrating dunes), Sh (sheet-flood deposits) and Fm (overbank deposits), frequently forming small fining-upward sequences (Se → St → Sh → Fm). Lithofaciestypes Sl, Sr, Sp and C (two thin layers of swamp deposits with plants in the Simmerlach section) are subordinate.

The marine environment is characterized by herringbone crossbedding, wave- and current ripples, trace fossils (*Diplocraterion*, *Rhizocorallium*) and sometimes poorly preserved shell imprints amongst other sedimentary features which are not diagnostic.

The Upper Permian sandstones are angular to subangular, poorly sorted lithic arenites, rich in volcanic rock fragments derived from intra-Permian volcanics, nearly free of feldspars and low in quartz, especially monocrystalline quartz. The matrix content is high, the sandstones are not cemented.

The boundary between the Upper Permian sandstones and the Alpine Buntsandstone is marked by a significant change in the heavy mineral suite. Upper Permian sandstones are characterized by dominance of zircon and tourmaline and small amounts of rutile, the heavy mineral suite of the Alpine Bunt-

sandstone is dominated by apatite beneath tourmaline, zircon, rutile and sometimes small amounts of garnet.

The sandstones of the Alpine Buntsandstone are moderately to well sorted, subangular to subrounded, sometimes rounded (marine) lithic arenites, sublitharenites and subarcoses (marine), low in volcanic rock fragments and matrix, high in quartz and moderately high in feldspar. The sandstones are well cemented by authigenic quartz- and feldsparovergrowths and carbonate cements.

Small differences exist in composition and textural maturity between the fluvial and marine environment (marine: better rounded and sorted, higher in feldspar) and also between the different sections studied.

With a sharp boundary caused by a regressional event the Upper Alpine Buntsandstone overlies the megasequence of the Lower Alpine Buntsandstone.

Based on palynomorphs from two thin coal-bearing mudstone layers with plants above and below this regressional event in the Simmerlach Section, the event can be compared with the "Campill Event" of the Werfen Fm. in the Southern Alps.

The Upper Buntsandstone is transgressively overlain by the marine Werfen Beds. In the southern part of the western Drau Range the Werfen Beds show a coarse-grained tidal facies at the base, grading upward into a fine-grained, thin bedded sequence of shales and siltstones with thin carbonaceous sandstones interlayered. In all investigated sections the boundary Upper Alpine Buntsandstone/Werfen Beds is sharp.

The sandstones from the lower part of the Werfen Beds are moderately to well sorted, subangular to subrounded arcoses and subarcoses, sometimes sublitharenites with a composition similar to the sandstones of the Alpine Buntsandstone, only somewhat higher in feldspars and detrital micas. The sandstones from the upper part of the Werfen Beds are highly carbonaceous (50 % carbonate cements), containing also some microfossils in the Simmerlach section (ostracods, echinoderms, small gastropods and above all foraminifers), probably indicating lower Anisian age for the upper part of this section.

No microfossils could be found in the Werfen Beds in the southern part of the western Drau Range.

The regression on top of the Werfen Beds (Scythian/Anisian boundary) in the thin Simmerlach section (the basal, coarse grained clastic tidal facies is not developed there) is marked by slightly increased clastic input.

In the southern part of the western Drau Range this regression is indicated by an evaporitic facies (rauhwacke, gypsum, magnesite, dolomite).

The regression on top of the Werfen Beds is also distinctly developed in the Northern Calcareous Alps (evaporitic "Reichenhaller Rauwacke") and in the Southern Alps (evaporitic "San Lucano Member").

Based on palaeontological data from sections of the eastern Drau Range and the Gurktal Nappe (KRÄINER, 1985) the Werfen Beds are of Upper Scythian age (Spathian), the upper part of the Simmerlach (and Riedgraben) section presumably of lower Anisian age.

Therefore, the boundary Alpine Buntsandstone/Werfen Beds can presumably be correlated with the "Val Badia Transgression" of the Southern Alps.

Finally the investigated sections are compared with the Scythian of the western Northern Calcareous Alps and possible causes of the transgressional and regressional events are discussed.

1. Einleitung

Über Jahrzehnte hindurch wurden die permoskythischen Sedimentabfolgen der Ostalpen, besonders des Oberostalpins, unterschiedlich gegliedert und uneinheitlich bezeichnet, was letztlich zu einer entsprechenden Verwirrung in der Permoskythstratigraphie geführt hat (ausführliche Diskussion bei KRÄINER [1985]).

Intensive sedimentologische Untersuchungen in den letzten Jahren haben es jedoch ermöglicht, das „Permoskyth“, basierend auf überregional wirksamen Leit-

ereignissen, einheitlich zu gliedern und die einzelnen Einheiten auf Grund ihrer jeweils charakteristischen strukturellen, texturellen und kompositionellen – kurz faziellen – Eigenschaften zu charakterisieren und gegeneinander abzugrenzen (z. B. STINGL, 1983, 1984; POSCHER, 1985 im Westabschnitt der Nördlichen Kalkalpen, NIEDERMAYR & SCHERIAU-NIEDERMAYR, 1982 im Drauzug, KRAINER, 1985 in der Gurktaler Decke und im östlichen Drauzug).

In den Gailtaler Alpen liefern ANGER (1964) und MOSTLER (1972) erste Ansätze für eine brauchbare Untergliederung der postvariszischen Klastika.

In der Folge haben NIEDERMAYR (1975, 1985) und NIEDERMAYR et al. (1978) das Permoskyth der westlichen Gailtaler Alpen und Lienzer Dolomiten sedimentologisch untersucht und zuletzt eine lithostratigraphische Gliederung vorgestellt (NIEDERMAYR & SCHERIAU-NIEDERMAYR, 1982).

Im Rahmen der vorliegenden Arbeit wird nun der Versuch unternommen, basierend auf den Ergebnissen von NIEDERMAYR und Mitarbeitern sowie auf eigenen sedimentologischen Untersuchungen den Kenntnisstand besonders der skythischen Abfolge (Alpiner Buntsandstein, Werfener Schichten) bezüglich ihrer faziellen Entwicklung zu erweitern und die lithologische Gliederung zu verfeinern.

Die skythische Abfolge (Alpiner Buntsandstein, Werfener Schichten) wurde an den Profilen „Laaser Wald“, „Gailbergstraße“, „Mensalwald“, „Abfaltersbach“ und „Simmerlacher Klamm“ studiert, das Perm, das ebenfalls in die Untersuchungen miteinbezogen wurde, an den Profilen „Lanz“, „Eggenkofel“, „Ochsengarten“, „Mensalwald“ und „Abfaltersbach“.

Im Folgenden soll die geographische Lage der einzelnen Profile kurz beschrieben werden (siehe auch Abb. 1).

- „Laaser Wald“
Profil am Forstweg von der Lungenheilanstalt Laas Richtung Jukbühel in ca. 1050 m SH im Laaser Wald (vgl. VAN AMEROM et al., 1976b, Abb. 1).

- „Lanz“
Profil entlang des Forstweges von Lanz zur Dellacher Alm, S der Stelzlinger Jagdhütte ab ca. 1290 m SH (vgl. NIEDERMAYR & SCHERIAU-NIEDERMAYR, 1982, Abb. 1).
- „Gailbergstraße“
Profil an der Bundesstraße ungefähr auf halber Strecke zwischen Laas und dem Gailbergsattel (im Bereich der Kehren).
- „Mensalwald“
Profil in einem nördlichen Seitengraben des Lababaches ca. 1,5 km W der Lotteralm im Mensalwald (N Untertilliach).
- „Eggenkofel“
Profil am Südfuß des Eggenkofel in ca. 2000–2100 m SH im obersten Bereich des Nieschen Baches („Gumpedall“).
- „Ochsengarten“
Profil unmittelbar W der Ochsengartenalm entlang des Baches am Eingang zum Windischen Tal (Oberperm bzw. „Grödener Schichten“ liegen tektonisch auf Gailtalkristallin).
- „Abfaltersbach“
Profil entlang des Forstweges an der Ostseite des Badbaches in ca. 1450 m SH (S Abfaltersbach).
- „Simmerlacher Klamm“
Das Profil durch den Alpiner Buntsandstein wurde entlang des Steiges und teilweise im Bachbett durch die Simmerlacher Klamm (Dobelklamm) aufgenommen, die Werfener Schichten im oberen Teil der Steinbruchwand an der SW-Seite der Klamm (N Simmerlach).

1. Stratigraphische Gliederung des Skyth

Erstmals gelang es NIEDERMAYR und Mitarbeitern, im westlichen Drauzug auf Grund sedimentpetrographi-

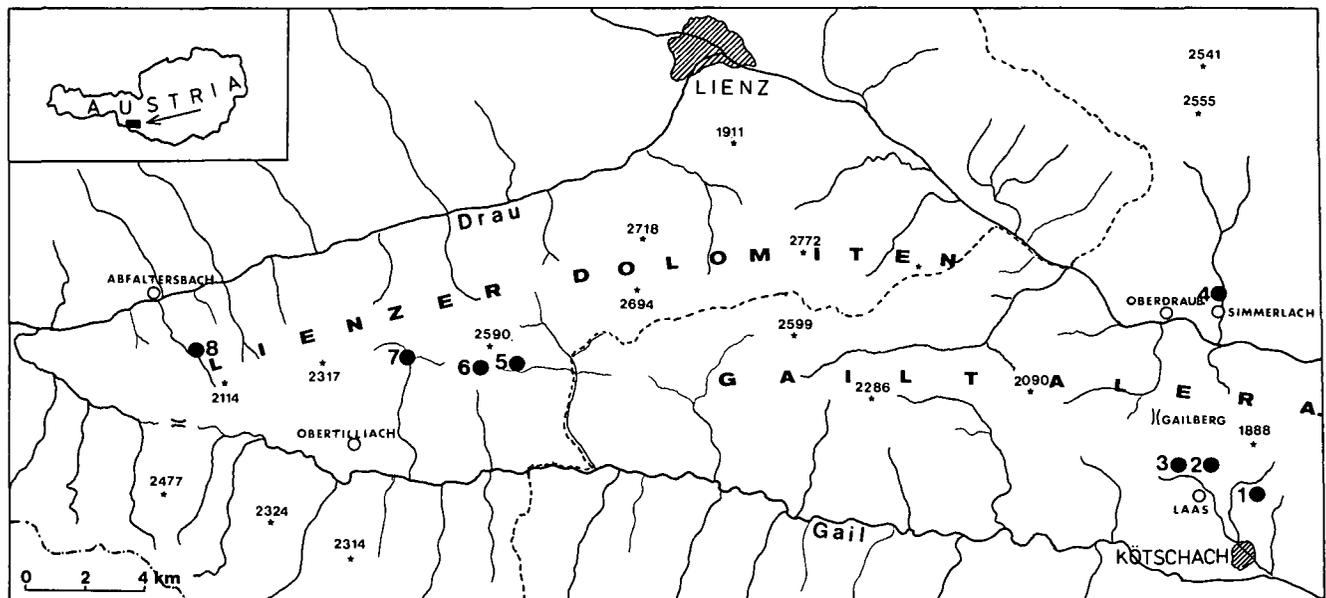


Abb. 1: Lage der untersuchten Profile.

1 = Lanz (Perm); 2 = Laaser Wald (Alpiner Buntsandstein, Werfener Schichten); 3 = Gailbergstraße (Werfener Schichten); 4 = Simmerlacher Klamm (Alpiner Buntsandstein, Werfener Schichten); 5 = Mensalwald (Oberperm, Alpiner Buntsandstein, Werfener Schichten); 6 = Eggenkofel (Unterperm); 7 = Ochsengarten (Oberperm); 8 = Abfaltersbach (Oberperm, Oberer Alpiner Buntsandstein, Werfener Schichten).

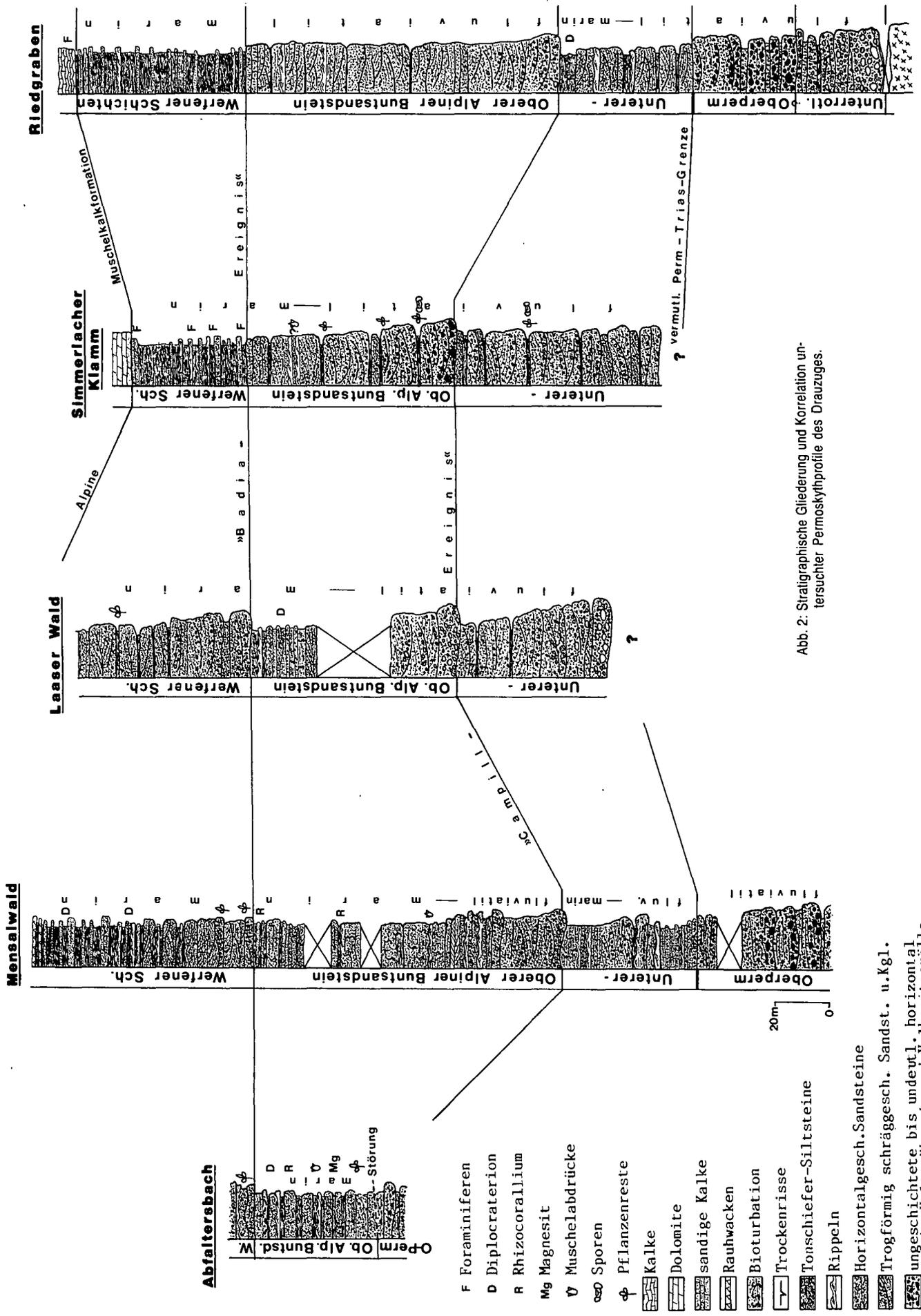


Abb. 2: Stratigraphische Gliederung und Korrelation untersuchter Permoskythprofile des Drauzuges.

scher Untersuchungen den bis dahin als „Permoskyth-sandstein“ zusammengefaßten Komplex in eine permische Abfolge („Grödener Schichten“ sensu NIEDERMAYR & SCHERIAU-NIEDERMAYR [1982]) und eine durch einen plötzlichen Sedimentationsumschwung gekennzeichnete unterskythische Abfolge (Alpiner Bundsandstein) zu trennen.

Wie in den folgenden Abschnitten noch ausführlich dargestellt, ist das Skyth selbst durch drei deutlich ausgebildete und über weite Bereiche verfolgbare, auf Trans- und Regressionsereignisse zurückführbare „Fining Upward“-Megasequenzen gekennzeichnet (Abb. 2).

Der Alpine Buntsandstein (Alpine Buntsandstein Formation) wird dabei aus zwei Megazyklen aufgebaut, wodurch eine Unterteilung in einen Unteren und einen Oberen Alpen Buntsandstein (Unteres und Oberes Alpines Buntsandsteinmember) möglich ist.

Darüber folgt teilweise ebenfalls in Form einer „Oben-fein“-Megasequenz die Werfen-Formation (Werfener Schichten), siehe Abb. 2.

Eine chronostratigraphische Zuordnung dieser lithostratigraphischen Abfolge innerhalb des Skyth ist nur beschränkt möglich, da aussagekräftige Fossilien meist fehlen, vor allem im Übergangsbereich bzw. Grenzbe- reich der einzelnen Einheiten.

KRAINER (1985) konnte jedoch zeigen, daß das nordalpine Skyth im Mittelkärntner Raum und das südalpine Skyth aus ungefähr zeitgleichen Trans- und Regressionsabfolgen aufgebaut ist und ein Korrelation einzelner Ereignisse als sehr wahrscheinlich erscheint (vgl. auch BRANDNER et al., 1984). Ob, in welchem Sinne (z. B. Rang in der lithostratigraphischen Hierarchie) und auf welche ostalpine Einheiten der von NIEDERMAYR & SCHERIAU-NIEDERMAYR (1982) neu definierte Begriff „Grödener Schichten“ angewendet werden kann, soll in einer eigenen Arbeit diskutiert werden (KRAINER in Vorb.).

Daher wird in der vorliegenden Arbeit die zwischen den intrapermischen Vulkaniten und dem Alpenen Buntsandstein liegende grobklastische Serie zunächst noch mit dem provisorischen Arbeitsbegriff „Oberperm“ bezeichnet.

3. Alpiner Buntsandstein

3.1. Fazielle Entwicklung

In fazieller Hinsicht wird der Alpine Buntsandstein aus fluviatilen und marinen Sedimenten aufgebaut. Beide Faziesbereiche lassen sich durch einige wenige „Standardlithofaziestypen“ charakterisieren, die im fluviatilen und mitunter auch im marinen Bereich oft in einer bestimmten Reihenfolge auftreten und Sequenzen bilden.

Der Untere Alpine Buntsandstein stellt als ganzes eine Megasequenz dar, die an der Basis mit grobkörnigen fluviatilen Sedimenten einsetzt, nach oben feiner wird und örtlich (im Profil „Mensalwald“) in eine geringmächtige marine Wattfazies übergeht. Im Profil „Laaser Wald“ und in der Simmerlacher Klamm (eigentliche Bezeichnung lautet „Dobelklamm“) ist der Untere Alpine Buntsandstein rein fluviatil entwickelt.

Auch der Obere Alpine Buntsandstein bildet eine Megasequenz, beginnt an der Basis mit groben fluviatilen

Schüttungen, die nach oben wiederum feinkörniger werden und in ein marines Ablagerungsmilieu überleiten.

3.1.1. Fluviatile Fazies

Die fluviatile Fazies ist im Unteren und Oberen Alpenen Buntsandstein ähnlich ausgebildet. Die Faziesanalyse erfolgt in Anlehnung an die Arbeiten von MIALL (1977, 1978, 1981, 1984), RUST (1978), CANT & WALKER (1976), CANT (1978).

MIALL (1977) hat basierend auf Untersuchungen rezenter und fossiler fluviatiler Sedimente erstmals ein generalisiertes Lithofaziesschema für verzweigte Flußsysteme aufgestellt, das in der Folge weiter ausgebaut wurde (MIALL, 1978; RUST, 1978) und inzwischen verbreitet Anwendung findet. Dieses Lithofaziesschema, das auf rund 20 Lithofaziestypen aufbaut, läßt sich auf nahezu alle fluviatilen Systeme bis hin in den Deltabereich anwenden (MIALL, 1984) und ermöglicht eine relativ einfache und rasche fazielle Beschreibung und Interpretation von Profilen, wobei man innerhalb eines bestimmten Faziesbereiches mit weniger als 10 Lithofaziestypen das Auslangen findet (vgl. z. B. CANT & WALKER, 1976).

Auch im Alpenen Buntsandstein läßt sich die fluviatile und marine Entwicklung durch wenige Lithofaziestypen charakterisieren.

Die im Folgenden für die einzelnen Lithofaziestypen verwendeten Abkürzungen entstammen der Arbeit von MIALL (1978).

Lithofaziestypen der fluviatilen Fazies

- Gm** Ungeschichtete bis schlecht geschichtete, schlecht sortierte, quarzreiche Konglomerate mit grobsandiger Matrix („Orthokonglomerate“, Abb. 11b). Gerölle sind gerundet, teilweise auch eckig, nicht selten eingeregelt, vereinzelt ist Dachziegellagerung (Imbrikation) zu beobachten. Bisweilen sind die Lagen gradiert. Der Matrixgehalt (sandig) kann teilweise hoch sein („Matrixstützung“).
- Gt** Quarzreiche Konglomerate mit undeutlich ausgebildeter trogförmiger Schrägschichtung, häufig gradiert. Im allgemeinen erreichen die Konglomerate, die besonders an der Basis der zwei Megasequenzen ausgebildet sind, sowohl im Unteren als auch im Oberen Alpenen Buntsandstein (z. B. Profil „Laaser Wald“) Korngrößen von ca. 15 cm. Im Profil Simmerlacher Klamm könne einzelne Vulkanitgerölle an der Basis des Oberen Alpenen Buntsandsteins auch Korngrößen über 15 cm erreichen. Meist liegt die Korngröße der Konglomerate (Gm und Gt) unter 10 cm, die Bankmächtigkeit beträgt max. knapp über 2 m, meist unter 1 m.
- St** Trogförmig schräggeschichtete Sandsteine, meist grobkörnig, mit eingestreuten Kiesgeröllen (Abb. 11d). Einzelne Bänke sind bis zu mehrere dm mächtig. Dieser Lithofaziestyp ist an der Basis der fluviatilen Abfolgen (Profil „Laaser Wald“) den Konglomeratlagen in Form rasch auskeilender Sandsteinkörper zwischengeschaltet. Durch Korngrößenabnahme gehen die Konglomerate (Gm und Gt) meist in trogförmig schräggeschichtete Sandsteine über.
- Sp** Grobkörnige Sandsteine mit planarer Schrägschichtung, an der Basis mit Kiesgeröllen bis ca. 1 cm, einzelne Bänke max. 20–30 cm mächtig. Dieser Lithofaziestyp ist sehr selten ausgebildet

(im Oberen Alpinen Buntsandstein, Profil „Mensalwald“).

- Se** Grobsandsteine bis Feinkonglomerate, häufig schräggeschichtet, erosiv eingeschnitten in Form kleiner Rinnen mit aufgearbeiteten roten siltigen, mm- bis cm-großen Tonschieferscherben (aufgearbeitete Überflutungssedimente) an der Basis. Diese Tonschieferscherben sind oft parallel zu den Schrägschichtungsblättern eingeregelt. Quarz ist oft gut gerundet, die einzelnen Lagen sind häufig gut sortiert und matrixarm (gut ausgewaschen).
- Sh** Meist fein- bis mittelkörnige Sandsteine, horizontalgeschichtet, dünn gebankt, meist nur wenige dm mächtig.
- Sl** Meist mittelkörniger, teilweise auch feinkörniger Sandstein mit sehr flacher Schrägschichtung, max. ca. 20 cm mächtig.
- Sr** Feinkörniger Sandstein mit Kleinrippeln und Rippelschichtung (Schrägschichtung), max. ca. 10 cm mächtig.
- Fm** Dünne, max. ca. 30 cm mächtige (Profil Simmerlacher Klamm) siltige, rote Zwischenlagen, vor allem im sandigen Profilabschnitt.
- C** Im Profil Simmerlacher Klamm treten im Alpinen Buntsandstein zwei „Kohleflözchen“ auf. Das „Liegendflöz“ ist eine rund 20 cm dicke Lage aus meist grünlichen, tonig-siltigen Sedimenten, aus denen Sporen bekannt sind. Das „Hangendflöz“ besteht aus einer ca. 50 cm mächtigen Wechsellaagerung stark pflanzenführender schwarzer Tonschiefer, ebenfalls Sporen enthaltend, und grauer, siltiger bis feinsandiger Zwischenlagen.

Jeder Lithofaziestyp charakterisiert nun ein bestimmtes hydrodynamisches Environment, d. h. er ist unter bestimmten Strömungsverhältnissen entstanden.

Auf Grund einer Reihe von Untersuchungen an rezenten Flüssen und experimentell im Strömungskanal sind die hydrodynamischen Bedingungen, unter denen einzelne Lithofaziestypen und die für sie charakteristischen Strukturen gebildet werden, relativ gut bekannt (z. B. HARMS & FAHNESTOCK, 1965; SIMONS et al., 1965). Daher ist es auch möglich, aus den einzelnen Lithofaziestypen und ihrer Vergesellschaftung im Profil (Sequenzen), gewisse Rückschlüsse auf das Ablagerungsmilieu zu ziehen und daraus ein einfaches Sedi-mentationsmodell aufzubauen.

Die einzelnen Lithofaziestypen im fluviatilen Bereich des Alpinen Buntsandstein sind nun häufig zu „Finig- Upward- Sequenzen“ kombiniert (Abb. 3).

Im Profil der Simmerlacher Klamm dominieren die Lithofaziestypen Gm, Gt, St, Se und Fm, andere sind selten. Die einzelnen Sequenzen beginnen an der Basis mit Konglomeratlagen (Gm, Gt, z. T. Se), die meist in trogförmig schräggeschichtete und grobkörnige Sandsteinlagen (St) übergehen. (Abb. 11c, d). Am Top der Sequenzen sind oft dünne Siltlagen (Fm), in zwei Fällen „Kohleflözchen“ (C) ausgebildet.

Im Profil „Laaser Wald“ dominieren an der Basis der fluviatilen Abfolgen Konglomeratlagen (Gm und Gt), in die vereinzelt dünne, rasch auskeilende Sandsteinkörper (St) eingeschaltet sind (Abb. 11b). Die Konglomeratlagen gehen in grobkörnige, trogförmig schräggeschichtete Sandsteine (St) über. Im höheren, feinkörnigeren Abschnitt der fluviatilen Abfolgen treten an der Basis der einzelnen Sequenzen häufig schräggeschichtete Feinkonglomerate bis Grobsandsteine mit aufgear-

beiteten Tonschieferscherben (Se) auf, die meist in trogförmig schräggeschichtete Sandsteine (St), selten in horizontalgeschichtete Sandsteine (Sh) übergehen. Am Top der Sequenzen sind oft dünne Siltlagen ausgebildet (Fm). Im Profil „Mensalwald“ ist der grobkörnige Bereich ähnlich ausgebildet (Konglomerate Gm, Gt, gehen in schräggeschichtete Sandsteine St über). Im feinkörnigeren Bereich ist über trogförmig- oder horizontalgeschichteten Sandsteinlagen (St, Sh) nicht selten Rippelschichtung zu beobachten (Sr). Die Sandsteinlagen (St, Sh, selten Sl, Sp) folgen über erosiv in Form kleiner Rinnen eingeschnittenen, dünnen Feinkonglomeratlagen (Gt), teilweise mit aufgearbeiteten Tonscherben (Se).

Die fluviatile Fazies wird also fast ausschließlich aus Rinnensedimenten (Rinnenfüllungen, Barren) aufgebaut, mit abnehmender Korngröße treten auch feinkörnige Überflutungssedimente auf. Die Art der Rinnensedimente und ihrer Sedimentstrukturen ist generell stark abhängig von der Korngröße des Sediments bzw. vom Kies-Sand-Verhältnis, vom Sediment-Input und der Art der Wasserführung. BLUCK (1979) hat gezeigt, daß es in unterschiedlichen Klimabereichen – im proglazialen Bereich (Island), im gemäßigten Bereich (Schottland) und im semiariden-ariden Bereich (Marokko) – zur Ausbildung verzweigter Flußsysteme mit denselben Lithofaziestypen kommt. Diese unterschiedlichen Klimabereiche haben jedoch 2 gemeinsame Merkmale, nämlich eine stark schwankende Wasserführung (jahreszeitlich bedingt) und eine geringe Vegetationsbedeckung.

Rezentuntersuchungen haben gezeigt, daß die nicht- bis undeutlich geschichteten Konglomeratlagen (Gm) im proximalen Bereich („Upper Fan“) verzweigter Flußsysteme in Form longitudinaler Barren zwischen den einzelnen Rinnen im oberen Fließregime, d. h. zur Zeit des Hochwassers gebildet werden (MCDONALD & BANERJEE, 1971; RUST, 1972; BOOTHROYD & ASHLEY, 1975; CHURCH & GILBERT, 1975; BOOTHROYD & NUMMEDAL, 1978). Diese longitudinalen Barren migrieren nur bei Hochwasser. Schräggeschichtete Konglomeratlagen (Gt, Se) entstehen durch migrierende Transversalbarren in den einzelnen Rinnen (MCDONALD & BANERJEE, 1971). Nach ORE (1964) und SMITH (1970) entstehen longitudinale Barren hauptsächlich dort, wo grobkörniges und schlecht sortiertes Material vorherrscht. Allerdings sind die Barrentypen raschen Veränderungen unterworfen, vor allem infolge Korngrößenänderungen und/oder Änderungen in der Wasserführung. Aus longitudinalen Barren entwickeln sich bei überwiegend Sandanlieferung andere Barrentypen (Transversal-, Diagonal-, Uferbarren), die durch laterale Anlagerung (Entstehung von Schrägschichtung) charakterisiert sind.

In sandigen verzweigten Flußsystemen mit flachen und kleinen Rinnen mit stark herabgesetzter Strömung werden bevorzugt transversale Barren mit planarer und trogförmiger Schrägschichtung (Sp, St) gebildet (HEIN & WALKER, 1977). Trogförmige Schrägschichtung entsteht generell in den Rinnen durch migrierende Sanddünen oder Megarippeln im unteren Fließregime (MCDONALD & BANERJEE, 1971; BOOTHROYD & ASHLEY, 1975; CANT & WALKER, 1978). Nach HARMS et al. (1975) entsteht trogförmige Schrägschichtung (St) aus linguoiden Sanddünen und planare Schrägschichtung aus Sanddünen mit einem mehr oder weniger geraden Kammerlauf.

Die linsigen, schräggeschichteten Sandsteineinschlüssen in den Konglomeraten, die an der Basis der fluviatilen Abfolgen vereinzelt auftreten, können durch Ab-

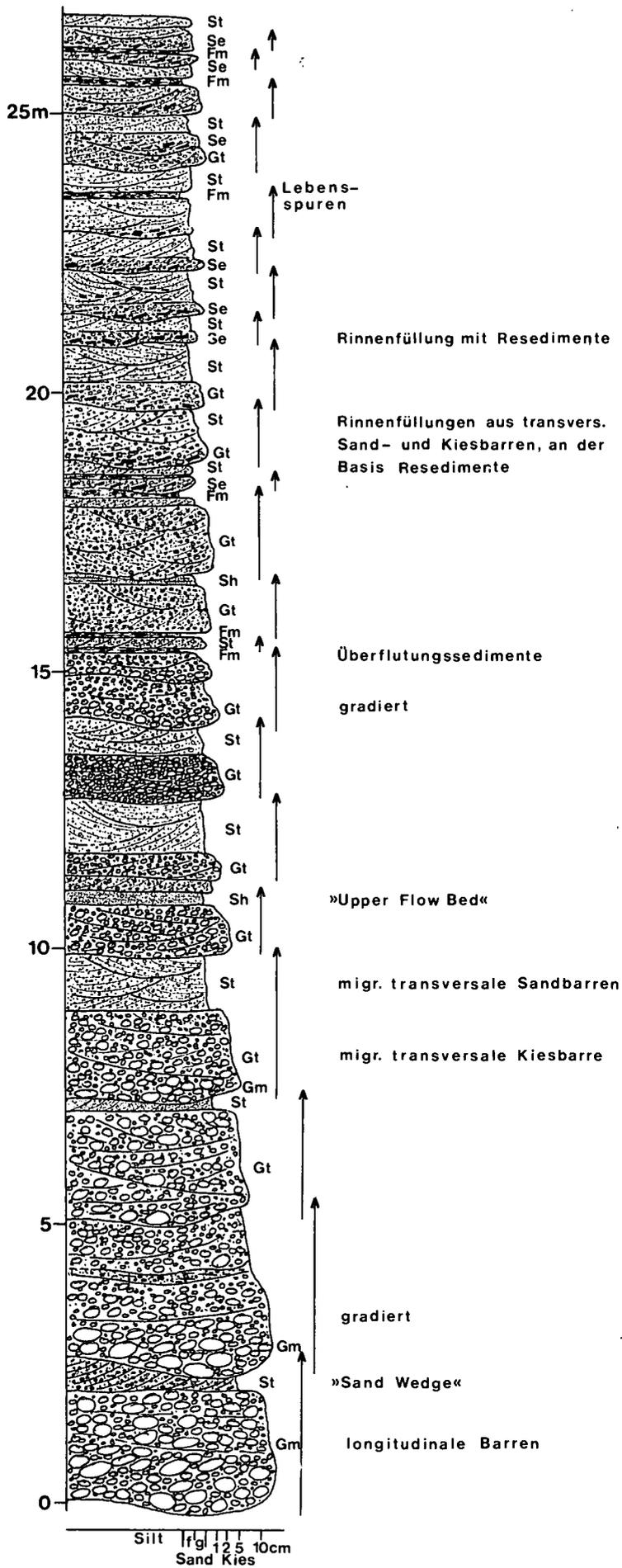


Abb. 3: Detailprofil aus der fluviatilen Abfolge des Unteren Alpinen Buntsandsteins, Profil Laaser Wald.
 Gm, Gt, St, Sh, Se, Fm = Lithofaziestypen (Erklärung im Text), Pfeile markieren einzelne Ober-fein Kleinssequenzen.

nahme der Strömungsgeschwindigkeit und dabei entstehenden Sandmegarippen gebildet werden (BOOTHROYD & ASHLEY, 1975) oder am Barrenrand, ebenfalls infolge sinkender Strömungsintensität durch laterale Sandanlagerung („Sand Wedges“ sensu RUST, [1972]). Letztere Möglichkeit konnte vom Verfasser rezent auch am Inn beobachtet werden.

Im distalen, sandigen Abschnitt kommt es infolge der flach ausgebildeten und durch zunehmende Verzweigung kleinen Gerinne häufiger zu flächenhaften Überschwemmungen. Dabei entstehen die „Upper Flow Beds“ (horizontalgeschichtete Sandlagen, Sh) und bei abnehmender Strömungsgeschwindigkeit kommt es zur Bildung siltig-toniger Überflutungssedimente (Fm) (BOOTHROYD & ASHLEY, 1975). Zur Entstehung horizontalgeschichteter Sandlagen (Sh) wiesen COLLINSON & THOMPSON (1982) darauf hin, daß diese, falls sie nicht glimmerreich sind, bevorzugt im oberen Fließregime entstehen.

Unter anderem haben BLUCK (1967, 1980), WILLIAMS & RUST (1969), MIALL (1977) aufgezeigt, daß „Fining-Upward“-Sequenzen auch in einem verzweigten Flußsystem entstehen, vor allem durch Überschwemmungsereignisse, und nicht nur auf mäandrierende Flüsse zurückzuführen sind („Point-Bar-Sequenzen“).

Allerdings sind „Fining-Upward“-Sequenzen aus mäandrierenden und verzweigten Flußsystemen nicht leicht unterscheidbar. Unterscheidungsmerkmale haben vor allem JACKSON (1978) und BLUCK (1979, 1980) herausgearbeitet. Das Fehlen von Epsilon-Schrägschichtung (= planare Schrägschichtung) ist kein Unterscheidungskriterium, wie vielfach angenommen, da sie auch in verzweigten Flußsystemen häufig auftreten kann (JACKSON, 1978; BLUCK, 1979).

Im Alpinen Buntsandstein fehlen jedoch die typischen „Point-Bar-Sequenzen“, vor allem die dafür charakteristischen und meist mächtigeren Überflutungssedimente sind selten und sehr geringmächtig. Auch sind diese Überflutungssedimente nicht auf den planar schrägschichteten Uferbarren (Point Bars mit Epsilon-Schrägschichtung) entwickelt.

Der fluviatile Alpine Buntsandstein ist vielmehr aus Lithofaziestypen aufgebaut, die bevorzugt in einem verzweigten Flußsystem gebildet wurden und besonders im sandigen Abschnitt „Fining-Upward“-Sequenzen bilden (vgl. auch STINGL, 1984; KRAINER, 1985).

Das vor allem auf Grund der Rotfärbung der Sedimente und ihrer geringen bis fehlenden Pflanzenführung anzunehmende semiaride Klima mit stark schwankender Wasserführung der Gerinne und geringer Vegetationsbedeckung (keine Stabilisierung von Barren und Flußufern) hat auf alle Fälle die Ausbildung eines verzweigten Flußsystems gefördert.

Insgesamt zeigt die fluviatile Fazies der einzelnen Megasequenzen eine Abfolge von einem grobkörnigen bzw. geröllbetonten, eher proximalen verzweigten Flußsystem aus longitudinalen Kiesbarren und grobkörnigen Rinnenfüllungen mit vereinzelt eingeschalteten Sandsteinlinsen. Diese Entwicklung geht allmählich durch Korngrößenabnahme in ein gemischt sandig-kiesiges und schließlich in ein distales, sandiges verzweigtes Flußsystem über, das häufig aus „Fining-Upward“-Sequenzen aufgebaut wird (basale, erosiv eingeschnittene gröbere Rinnenfüllungen, darüber schräg- oder horizontalgeschichtete Sandsteine, am Top feinkörnige Überflutungssedimente [Abb. 3]).

Ähnliche Lithofaziestypen wie im Alpinen Buntsandstein, ebenfalls zu „Fining-Upward“-Sequenzen kombiniert, haben CANT & WALKER (1976) aus der devonischen Battery Point-Formation (Kanada) beschrieben und mit dem rezenten verzweigten Flußsystem des South Saskatchewan verglichen (CANT, 1978; CANT & WALKER, 1978).

Mit der Korngrößenabnahme innerhalb der einzelnen Megasequenzen ist auch eine Abnahme in der Bankmächtigkeit zu beobachten, verursacht durch die flacheren Rinnen, die sich zunehmend stärker verzweigen und eine immer geringere Strömungsgeschwindigkeit aufweisen (vgl. FRIEND, 1978). Dies hat auch zur Folge, daß es häufiger zu flächenhaften Überschwemmungen („Sheet-floods“) und den dabei entstehenden Überflutungssedimenten kommt. Die im distalen Bereich vereinzelt auftretenden horizontalgeschichteten Sandsteine des oberen Fließregimes sind ebenfalls auf Überschwemmungsereignisse zurückzuführen.

Markant sind die Unterschiede zwischen Oberperm („Grödener Schichten“) und Unterskyth (Alpiner Buntsandstein), nicht nur bezüglich der kompositionellen und textuellen Eigenschaften, sondern auch bezüglich ihrer lithofaziellen Ausbildung.

Die wesentlichen lithofaziellen Unterschiede sollen kurz herausgestrichen werden. Im Vergleich zum Alpinen Buntsandstein ist das Oberperm allgemein grobkörniger und unreifer entwickelt. Es überwiegen Konglomerate und Grobsandsteine (Abb. 11a) mit einem hohen Anteil an Matrix, Vulkanit- und Kristallingeröllen (polymikte Konglomerate, stellenweise „Porphyrkonglomerate“). Die einzelnen Schüttungen sind im allgemeinen mächtiger und das Oberperm ist aus einer geringeren Anzahl von Lithofaziestypen aufgebaut. Überwiegend sind es unreife, meist ungeschichtete, häufig gradierte Konglomerate (Gm) mit viel sandiger Matrix, oft mit Fanglomeratcharakter, sowie massige, bis horizontalgeschichtete, meist grobkörnige Sandsteine (Sh). Trogförmig schrägschichtete Konglomerate und Grobsandsteine (Gt und St) sind nur untergeordnet zu beobachten, feinkörnige Überflutungssedimente (Fm) sind selten. Andere Lithofaziestypen fehlen mehr oder weniger vollständig.

Die ungeschichteten Konglomerate und massigen bis horizontalgeschichteten Sandsteine, die sich lateral oft über einige Zehnermeter verfolgen lassen und oft Sequenzen bilden (Konglomerate gehen durch allmähliche Korngrößenabnahme in Sandsteine über, selten sind am Top der Sequenzen noch feinkörnige Überflutungssedimente ausgebildet) prägen im Oberperm das lithofazielle Bild und sind als ephemerale Bildungen aufzufassen, somit ein Hinweis auf stärker aride Klimabedingungen als im Skyth. Diese beiden dominierenden Lithofaziestypen sind auf schichtflutartige Ereignisse zurückzuführen, ausgelöst durch nur selten auftretende, dafür aber sehr heftige Niederschläge.

Deutlich ausgebildete Rinnen und die dazugehörigen schrägschichteten Rinnensedimente, wie sie für den Alpinen Buntsandstein charakteristisch sind, treten im Oberperm stark in den Hintergrund.

Die lithofazielle Ausbildung des Alpinen Buntsandsteins mit den deutlich besser ausgewaschenen und besser gerundeten Sedimenten und den deutlich ausgeprägten Rinnen verlangt ein höheres Wasserangebot als im Oberperm.

3.1.2. Marine Fazies

Unterer Alpiner Buntsandstein

Der Untere Alpine Buntsandstein ist in den Profilen „Laaser Wald“ und Simmerlacher Klamm durchwegs fluviatil ausgebildet. Im Profil „Abfaltersbach“ fehlen der Untere Alpine Buntsandstein sowie die fluviatile Abfolge des Oberen Alpiner Buntsandsteins, sie sind tektonisch abgeschert.

Im Profil „Mensalwald“ sind die obersten 10–12 m des Unteren Alpiner Buntsandsteins in einer marinen Wattfazies ausgebildet, ähnlich wie im Profil Riedgra-

ben (Abb. 4). Der Übergang vom fluviatilen in den marinen Faziesbereich ist fließend, eine scharfe Abgrenzung ist nicht möglich. Es handelt sich um eine dünngebantke, überwiegend sandige, rot gefärbte Abfolge aus Lithofaziestypen, wie sie auch in der fluviatilen Fazies häufig vorkommen. Es sind dies dünne, trogförmig schräggeschichtete Feinkonglomeratlagen mit häufig aufgearbeiteten tonig-siltigen Resedimenten, sowie trogförmig schräggeschichtete und horizontalgeschichtete Sandsteinlagen. Zusätzlich treten häufiger Kleinrippeln, teilweise in Form von Wellenrippeln, dünne, selten bioturbate Tonschieferzwischenlagen und vor allem

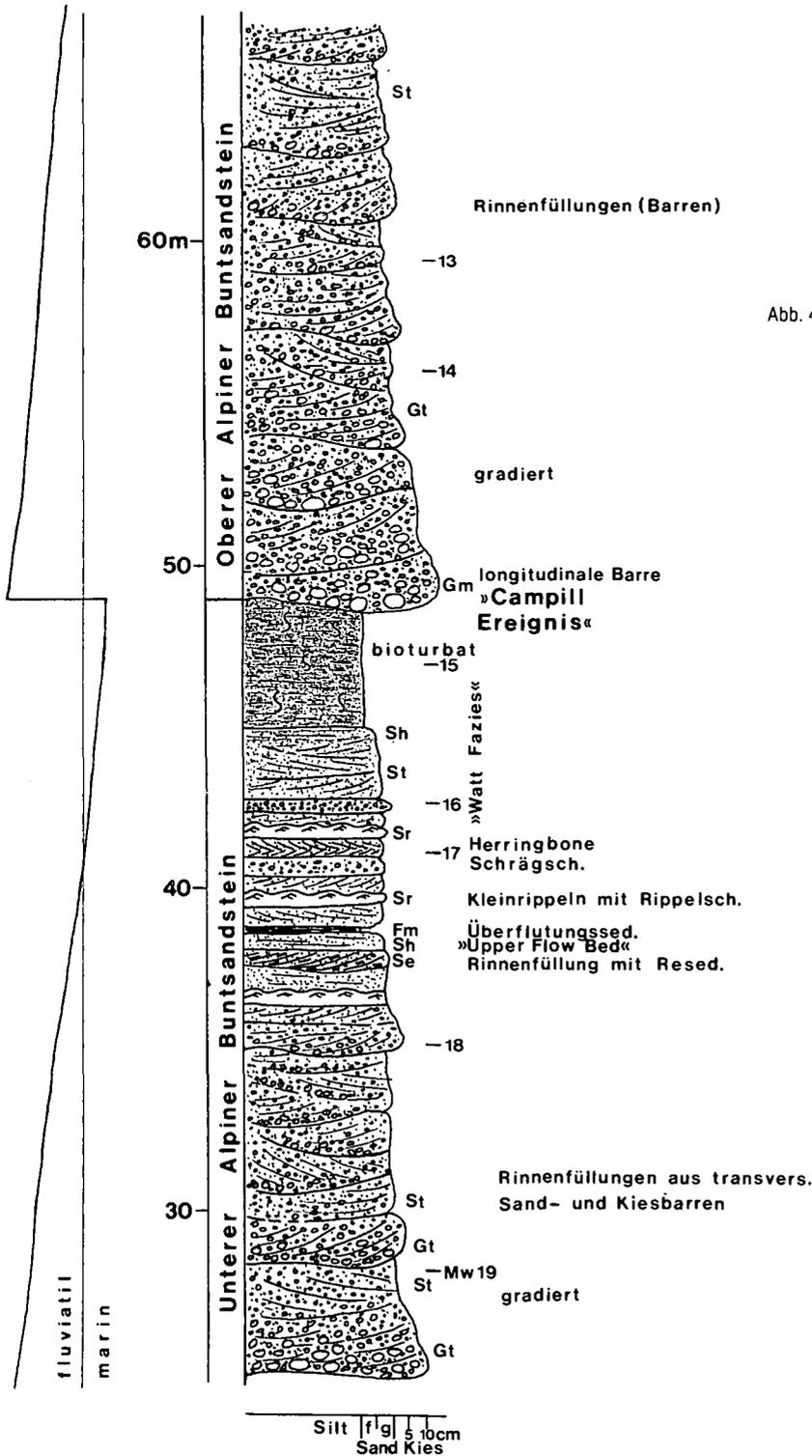


Abb. 4: Detailprofil mit Regression an der Grenze Unterer – Oberer Alpiner Buntsandstein, Mensalwald. Gt, St, Se, Sh, Sr, Fm = einzelne Lithofaziestypen (Erklärung im Text).

die für den Gezeitenbereich typischen Sandsteinlagen mit „Herringbone-Schrägschichtung“ auf. Den Abschluß bilden ca. 4 m mächtige, durchwühlte, rote, matrixreiche feinkörnige Sandsteine. Hinweise für marines Milieu liefern Wellenrippeln und „Herringbone-Schrägschichtung“ sowie die starke lithologische Ähnlichkeit zur marinen Wattfazies im Profil Riedgraben in derselben stratigraphischen Position. Ein eindeutiger Beleg für marines Milieu konnte allerdings nicht gefunden werden.

Oberer Alpiner Buntsandstein

Der Obere Alpine Buntsandstein beginnt an der Basis jeweils mit grobkörnigen Schüttungen (Regression [Abb. 4]) und geht über sandige fluviatile Bildungen in eine marine Fazies über, bildet dadurch eine „Finig-Upward“-Megasequenz.

Im Profil Simmerlacher Klamm besteht der marine Obere Alpine Buntsandstein aus einer überwiegend rot, teilweise auch grünlichgrau gefärbten Abfolge von trogförmig schräggeschichteten Sandsteinen, Sandsteinen mit sehr flacher Schrägschichtung, horizontalgeschichteten Sandsteinlagen, feinsandigen, stark karbonatischen Lagen mit flaseriger Schichtung, feinsandigen Lagen mit Kleinrippeln und teilweise bioturbaten roten Siltlagen. Selten sind kleine Belastungsmarken und Strömungsmarken (Fließrichtung aus N, 355°) zu beobachten.

An zwei Stellen waren in dieser Abfolge fragliche Muschelabdrücke enthalten, in einer siltigen grauen Lage kam Pflanzenhäcksel zum Vorschein. Mariner Faziescharakter ist hier zwar sehr wahrscheinlich, aber nicht eindeutig nachweisbar.

Im Profil „Mensalwald“ ist innerhalb der grobkörnigen fluviatilen Fazies des Oberen Alpinen Buntsandsteins eine wenige m mächtige Abfolge aus dünngebankten Sand- und Siltsteinbänken entwickelt. Die Sandsteine sind teilweise schräggeschichtet, führen häufig aufgearbeitete rote siltige Tonscherben, zeigen selten Trockenrisse und sind teilweise stark durchwühlt. Ebenso sind die roten Siltsteine stark durchwühlt, Lebensspuren sind häufig, u. a. tritt cf. *Diplocraterion* auf, was auf marines Milieu schließen läßt (Wattfazies ähnlich wie im Riedgrabenprofil).

Eine charakteristische marine Fazies ist am Top des Oberen Alpinen Buntsandsteins an der Südseite des westlichen Drauzuges ausgebildet und läßt sich vom Laaser Wald (N Kötschach) bis in den Raum S Abfaltersbach verfolgen (Abb. 9).

Am besten aufgeschlossen ist diese markante Fazies im Profil „Abfaltersbach“ und im Profil „Mensalwald“, im Podlaniggraben ist die skythische Abfolge tektonisch gestört. Im Profil „Laaser Wald“ ist diese Fazies dagegen gut aufgeschlossen.

Es ist eine Abfolge von dm bis m mächtigen mürben, rötlichen, auch gelblich-braun anwitternden, meist karbonatreichen, teilweise auch matrixreichen Sandsteinlagen. Charakteristisch sind bis zu mm-große, gut gerundete, locker eingestreute Quarzkomponenten, wodurch häufig eine bimodale Korngrößenverteilung gegeben ist. Selten sind in diesen Sandsteinen (z. B. am Top im Profil „Abfaltersbach“) vor allem rötliche, selten auch grüne, bis rund 10 cm große, siltig-feinsandige Resedimente zu beobachten (Abb. 14c,d). Bioturbation ist häufig (u. a. *Diplocraterion*). Mitunter sind die Sandsteine quarzreicher, gebankt und nicht bioturbat, vereinzelt sind Trockenrisse zu beobachten (Abb. 12a).

Zwischen den Sandsteinbänken finden sich cm- bis wenige dm-mächtige rote und grüne Tonschiefer bis Siltsteine sowie bis zu mehrere m mächtige Abfolgen, die aus einer cm-dm-Wechselagerung von bis zu etwa 10 cm dicken, stark karbonatischen Sandsteinbänken mit teilweise bimodaler Korngrößenverteilung, dünnen rötlichen Silt- bis feinkörnigen Sandsteinbänken mit Kleinrippeln sowie grünen und roten, häufig bioturbaten Siltsteinen bis Tonschiefern (*Diplocraterion*, *Rhizocorallium*) aufgebaut sind (Abb. 12b). Selten findet man in den siltigen bis feinsandigen Lagen schlecht erhaltene, nicht mehr bestimmbare Muschelabdrücke. Im Profil „Abfaltersbach“ konnte an der Basis dieser marinen Abfolge vereinzelt Pflanzenhäcksel gefunden werden. In diesem Profil ist im tieferen Abschnitt auch Magnesit in Form einer dünnen Lage und cm großer Konkretionen enthalten.

Das vereinzelt Auftreten von Muschelabdrücken in dieser Fazies weist auf marine Ablagerungsbedingungen. Auch *Diplocraterion* und *Rhizocorallium* sind nur aus marinen Sedimenten bekannt und besonders für den Gezeitenbereich typisch (IRELAND et al., 1978).

Eine genauere fazielle Interpretation vor allem der grobkörnigen Sandsteinbänke ist allerdings nicht möglich, da auf Grund der meist starken Durchwühlung und starken Karbonatzementation strukturelle und textuelle Gefügeigenschaften nicht mehr erhalten sind. Hin und wieder aufgearbeitete Tonschiefer-Siltresedimente in diesen Sandsteinen deuten auf eine Aufarbeitung feinkörniger Sedimente durch stärkere Strömung hin, wie dies beispielsweise in Gezeitenkanälen (Prielen) während der Ebbe- oder Flutströmung der Fall sein kann.

Die gut gerundete grobe Sandfraktion der mitunter bimodalen Sandsteinlagen stammt entweder aus aufgearbeiteten äolischen Sedimenten, die z. B. fluviatil antransportiert und marin umgelagert wurden (eine primär äolische Einwehung ist auf Grund der relativ groben Korngröße eher auszuschließen) oder ist überhaupt das Produkt küstennaher Sedimentationsprozesse. Zuletzt konnten KRAINER (1985) und POSCHER (1985) einige Hinweise auf äolische Sedimente im Alpinen Buntsandstein herausarbeiten.

Eingeschwemmte Pflanzenreste (Profil „Abfaltersbach“) weisen auf einen relativ küstennahen Ablagerungsraum hin. Der hohe Karbonatgehalt ist wohl zumindest teilweise auf eine primäre Karbonatfällung aus dem Meerwasser zurückzuführen. Vereinzelt auftretende Magnesitlagen und -konkretionen können als Hinweis auf zeitweise evaporitische Bedingungen (Küstensabkha) gewertet werden.

Bei den Sedimenten des marinen Oberen Alpinen Buntsandsteins handelt es sich somit um relativ küstennahe, flachmarine, vermutlich gezeitenbeeinflusste klastische Bildungen mit zeitweise evaporitischen Verhältnissen. Ähnliche Sedimentationsbedingungen findet man rezent zum Beispiel im stark klastisch beeinflussten Abschnitt an der SW-Küste des Sinai entlang des Golf von Suez, wo ebenfalls äolische Sedimente eingeweht und fluviatil eingeschwemmt werden und stellenweise Küstensabkhas entwickelt sind.

3.2. Mineralogische Zusammensetzung

Zur Erfassung des Mineralbestandes und der Diageneseprozesse wurden die einzelnen Profile beprobt. Zu Vergleichszwecken wurde auch das Perm genauer un-

tersucht, die permische Abfolge soll jedoch in einer gesonderten Arbeit dargestellt werden.

Das Probenmaterial wurde an Hand von ca. 200 Dünnschliffen unter dem Mikroskop untersucht. An sämtlichen Proben (ausgenommen karbonatreiche Sandsteine und Karbonatlagen der Werfener Schichten) wurde ferner das Schwermineralspektrum ermittelt, zur genaueren Untersuchungsmethodik siehe KRAINER (1985).

3.2.1. Mineralbestand

Detritische Komponenten sind mono- und polykristalliner Quarz, vulkanische Gesteinsbruchstücke, metamorphe und vereinzelt sedimentäre Gesteinsbruchstücke, Feldspat, detritische Glimmer und Schwerminerale (siehe Tab. 1).

Bei den monokristallinen Quarzen ist immer ein geringer Anteil an Porphy Quarzen feststellbar. Die polykristallinen Quarze lassen sich auf Grund ihrer Ausbildung (Anzahl, Korngröße, Korngrößenverteilung und Art der Korngrenzen der internen Kristallindividuen) in verschiedene Typen unterteilen, die jedoch alle von einem metamorphen Liefergestein (Gailtalkristallin) zu beziehen sind.

Bei den vulkanischen Gesteinsbruchstücken, die Aufarbeitungsprodukte des intrapermischen Vulkanismus darstellen, konnten dieselben Typen beobachtet werden, wie sie aus dem Alpinen Buntsandstein des Mittelkärntner Raumes und des östlichen Drauzuges beschrieben wurden (KRAINER, 1985). Dasselbe gilt auch für die metamorphen Gesteinsbruchstücke (Qz-Fsp, Qz-Gl, Qz-Fsp-Gl). Zusätzlich treten in allen untersuchten Profilen, auch im Perm, vereinzelt ganz charakteri-

stische Quarz-Turmalin-Gesteinsbruchstücke auf. Typisch für den Alpinen Buntsandstein der untersuchten Vorkommen sind auch metamorphe Gesteinsbruchstücke aus grobkörnigem Quarz, Glimmer und meist perthitischem Kalifeldspat, sowie grobkörnige Quarz-Glimmer-Plagioklas (Albit)-Bruchstücke, beide wohl aus Gneisen zu beziehen.

In einzelnen Lagen finden sich immer wieder bis zu mehrere cm große, aufgearbeitete, intensiv rot gefärbte tonig-siltige Intraklaste. Sedimentäre Gesteinsbruchstücke in Form von Extraklasten fehlen vollkommen.

Charakteristisch für den Alpinen Buntsandstein ist ein durchwegs vorhandener, mäßiger bis vereinzelt relativ hoher Feldspatgehalt, überwiegend in Form unverzwilligter Kalifeldspäte. Mikrokline, verschiedene Perthittypen und granophyrische Quarz-Feldspatverwachsungen sind selten. Plagioklas konnte im Alpinen Buntsandstein des Drauzuges nur in Form von Einsprenglingen in vulkanischen Gesteinsbruchstücken beobachtet werden, im Profil der Simmerlacher Klamm tritt dagegen Plagioklas auch in Form von detritischen Körnern auf. Für dieses Profil ist auch das recht häufige Auftreten von teilweise recht großen perthitischen Kalifeldspäten und „gefüllten“ Plagioklasen, beide aus Metamorphiten stammend, ein typisches Merkmal (Abb. 15a). So sind z. B. in grobkörnigen Sandsteinen bis Feinkonglomeraten relativ frische perthitische Feldspäte von Größen bis zu 7 mm, teilweise mit verzwilligten Entmischungen, keine Seltenheit. Im Profil Simmerlacher Klamm stammt im Vergleich zu den anderen Profilen ein höherer Feldspatanteil aus Metamorphiten (Glimmerschiefer und Gneise).

Detritische Glimmer sind durchwegs in geringer Menge vorhanden, und zwar in Form von mehr oder weniger stark deformierten Muskowiten und meist schon

Tabelle 1: Mineralogische Zusammensetzung untersuchter permischer und skythischer Sandsteine.

V = ungefähre Anteil an Komponenten vulkanischer Herkunft (Porphy Quarze, vulkanische Gesteinsbruchstücke, vulkanischer Chert, Feldspäte); Qm = monokristalliner Quarz; Qp = polykristalliner Quarz; Chert = „vulkanischer Chert“; vGBR = vulkanische Gesteinsbruchstücke; GBR = metamorphe und sedimentäre Gesteinsbruchstücke; F = Feldspat; Fz = Feldspatzement; Gl = detritische Glimmer; Zkb = Karbonatzement; Zqz = Quarzzement; Mf = sekundäre Matrix aus zersetzten Feldspäten; M = Matrix.

	V	Qm	Qp	Chert	vGBR	GBR	F	Fz	Gl	Zkb	Zqz	Mf	M
Simmerlach [32 Proben]													
Unterer Alpinen Buntsandstein [8]	40	19,5	14,7	15,0	15,4	16,0	9,5	0,1	1,3	—	0,3	0,2	8,0
Oberer Alpinen Buntsandstein [12]	45	18,0	13,8	15,9	16,5	13,9	13,4	0,4	0,6	1,7	1,0	—	4,8
Werfener Schichten, basal [3]	35	17,8	12,2	15,9	4,4	10,1	18,8	n.d.	4,5	9,6	—	—	6,7
Werfener Karbonatsandsteine [9]	10	11,3	3,1	4,2	0,5	1,7	9,3	—	3,2	66,7	—	—	—
Abfaltersbach [29 Proben]													
Oberperm („Grödener Schichten“) [5]	45	15,6	17,2	10,6	22,1	15,0	1,7	—	0,7	0,4	—	2,7	14,0
Oberer Alpinen Buntsandstein [10]	15	25,8	18,3	2,1	0,6	10,1	13,0	n.d.	0,9	23,4	0,2	—	5,6
Werfener Sandsteine [4]	15	19,6	26,8	4,3	1,3	13,1	20,0	1,9	3,7	—	2,3	0,4	6,6
Eggenkofel [5 Proben]													
Unterrotliegend [5]	—	10,2	11,4	—	—	51,7	0,6	—	6,0	—	—	—	20,1
Mensalwald [46 Proben]													
Oberperm („Grödener Schichten“) [7]	45	12,1	19,0	12,7	20,1	16,4	4,6	—	1,1	—	—	0,4	13,6
Unterer Alpinen Buntsandstein [21]	15	29,3	28,9	3,7	1,6	11,8	11,0	1,1	1,8	0,1	3,2	—	7,5
Oberer Alpinen Buntsandstein [10]	20	15,1	26,7	5,8	4,3	22,6	16,7	0,8	0,5	0,1	2,7	—	4,7
Oberer Alpinen Buntsandst. (marin) [2]	10	24,5	22,4	1,1	—	9,4	15,4	0,7	1,1	22,6	1,0	—	1,8
Werfener Schichten (Grobfazies) [4]	15	17,1	25,1	5,2	1,0	15,1	23,1	2,2	2,2	1,9	0,9	—	4,2
Werfener Schichten [2]	15	27,7	9,5	4,9	0,2	9,7	28,1	2,3	2,5	12,9	1,3	—	0,9
Lanz [10 Proben]													
Unterrotliegend [6]	—	8,7	17,6	0,4*)	—	54,4	1,3	—	0,5	7,3	—	—	9,8
Oberperm („Grödener Schichten“) [4]	40	16,4	18,9	13,4	19,9	8,1	0,8	—	1,4	—	—	3,8	17,3
Laaser Wald [16 Proben]													
Unterer Alpinen Buntsandstein [3]	15	28,2	29,5	3,8	1,2	8,3	14,3	2,5	2,1	—	6,1	—	4,0
Oberer Alpinen Buntsandstein [7]	20	22,2	22,7	8,9	2,6	13,4	12,0	1,1	2,3	—	2,9	—	6,9
Werfener Schichten (Grobfazies) [6]	15	22,8	27,5	1,2	0,2	10,7	21,3	2,4	3,4	—	2,0	—	5,2

*) sedimentärer Chert (Kieselschiefer)

entmischten Biotiten. Chlorit ist selten. Die Matrix besteht aus einem durch Hämatitpigment rötlichbraun gefärbten Phyllosilikat-Quarz-Feldspat-Gemenge. Gut ausgewaschene Sandsteine sind matrixfrei, die Porenräume sind durch Quarz- und Feldspatzement, z. T. auch durch Karbonat ausgefüllt.

3.2.2. Unterschied Oberperm – Alpiner Buntsandstein

Der plötzliche Sedimentationsumschwung mit dem Einsetzen des Alpinen Buntsandsteins führt auch zu einer markanten Änderung sowohl im kompositionellen als auch im textuellen Reifegrad der Sedimente (Tab. 1, 2 und Abb. 5, 6).

Gegenüber den permischen Sandsteinen (und Konglomeraten) weist der Alpine Buntsandstein einen deutlich höheren kompositionellen und textuellen Reifegrad auf. Die wichtigsten Unterschiede seien kurz aufgelistet:

Bei den permischen Sandsteinen handelt es sich um schlecht sortierte, angulare bis subangulare lithische Arenite mit einem hohen Anteil an vulkanischen Aufarbeitungsprodukten des intrapermischen Vulkanismus sowie einem sehr geringen bis vollkommen fehlenden Feldspatgehalt. Der Anteil an Quarz, besonders monokristallinem Quarz, ist ebenfalls gering. Der Matrixgehalt ist hoch (über 10 %) und stark mit Hämatit pigmentiert, wodurch die Sedimente eine intensiv rote Färbung aufweisen (Abb. 13c, d).

Diagenetischer Zement (Qz, Fsp, Karb) fehlt, daher sind die permischen Klastika kaum verfestigt und erscheinen im Gelände mürb. Die Konglomerate sind charakterisiert durch einen sehr hohen Anteil an vulkanischen Komponenten („Porphyrkonglomerate“) und auch an metamorphen Geröllen, Quarzgerölle sind nur in geringen Prozentsätzen vertreten. Auch die Konglomerate sind kaum verfestigt.

Die Sandsteine des Alpinen Buntsandsteins sind in Abhängigkeit von der Fazies (fluviatil – marin) als mäßig bis gut sortierte, subangulare bis subgerundete lithische Arenite, Sublitharenite und Subarkosen

zu bezeichnen, zeigen einen deutlich geringeren Anteil an vulkanischen Komponenten und einen durchwegs vorhandenen, mäßig hohen Feldspatgehalt. Der Gehalt an Quarzkomponenten ist deutlich höher als in den permischen Sandsteinen, der Matrixgehalt deutlich geringer (durchschnittlich um 5 %), was eine deutlich hellere Gesteinsfarbe zur Folge hat. Die Sandsteine sind mehr oder weniger stark zementiert (authigene Quarz- und Feldspatanwachssäume, Karbonatzement) und sind daher wesentlich stärker verfestigt als die mürben Sandsteine des Perm. Dasselbe gilt auch für die Konglomerate, die überwiegend aus Quarzgeröllen aufgebaut sind und sehr wenig Vulkanit- und Metamorphitgerölle führen (Abb. 13a,b).

Innerhalb des Alpinen Buntsandsteins sind nun gewisse Schwankungen in der Zusammensetzung der Sandsteine festzustellen, besonders die Regression an der Grenze Unterer – Oberer Alpiner Buntsandstein wirkt sich mehr oder weniger deutlich aus, am deutlichsten im Riedgrabenprofil (siehe KRAINER, 1985). Auch im Profil „Mensalwald“ äußert sich diese Regression in einer leichten Abnahme des Reifegrades im fluviatilen Oberen Alpinen Buntsandstein, wobei im Vergleich zum Unteren Alpinen Buntsandstein der Gehalt an monokristallinem Quarz stark zurückgeht, der Anteil an vulkanischen Komponenten dagegen leicht, jener an Gesteinsbruchstücken und Feldspat etwas stärker ansteigt (siehe Tab. 1, 2 und Abb. 5, 6).

Ähnlich, jedoch nicht so deutlich wirkt sich die Regression im Profil „Laaser Wald“ aus, im Profil der Simmerlacher Klamm zeigt die Regression, abgesehen von der plötzlich einsetzenden Vulkanitgeröllschüttung (Abb. 11c), in der Sandsteinfraktion keine besonderen Auswirkungen auf die Zusammensetzung.

Geringe Unterschiede bestehen generell auch zwischen fluviatiler und mariner Fazies, und zwar sowohl im Unteren als auch im Oberen Alpinen Buntsandstein. Die marinen Sandsteine zeigen im Durchschnitt einen etwas besseren Rundungs- und Sortierungsgrad sowie einen höheren Feldspatgehalt. Aus Tab. 1, 2 und Abb. 12f geht auch hervor, daß der Alpine Buntsandstein (und die Werfener Schichten) der Simmerlacher

Tabelle 2: Bezeichnung, Sortierungs- und Rundungsgrad untersuchter Sandsteine.

	Bezeichnung ¹⁾	Sortierung ²⁾	Rundung ³⁾
Werfener Schichten			
Westlicher Drauzug (Südseite)	Arkosen – Subarkosen, selten Sublitharenite	mäßig – gut	subangular – subrounded
Simmerlach	Feldspatreiche lithische Arenite	mäßig – gut	subangular
Oberer Alpiner Buntsandstein			
Westlicher Drauzug, marin	Lithische Arenite – Subarkosen	mäßig – gut, z. T. bimodal	subrounded – rounded
Westlicher Drauzug, fluviatil	Lithische Arenite – Sublitharenite	mäßig – gut	subangular
Simmerlach, marin	Lithische Arenite	mäßig – gut	subangular
Simmerlach, fluviatil	Lithische Arenite	mäßig – schlecht	angular – subangular
Unterer Alpiner Buntsandstein			
Westlicher Drauzug, marin	Subarkosen – Sublitharenite	mäßig – gut	subrounded – rounded
Westlicher Drauzug, fluviatil	Sublitharenite – Subarkosen	mäßig – gut	subrounded
Simmerlach, fluviatil	Lithische Arenite	mäßig	angular – subangular
Oberperm („Grödener Schichten“)			
Westlicher Drauzug	Lithische Arenite	schlecht – mäßig	angular – subangular
Laaser Schichten (Unterrotliegend)			
Westlicher Drauzug	Lithische Arenite	schlecht – sehr schlecht	angular

¹⁾ Bezeichnung nach dem Klassifikationsschema von PETTJOHN et al. (1972), modifiziert nach DOTT (1964), wobei Q-Pol = mono- und polykristalliner Quarz, F-Pol = Feldspat und GBR-Pol = diverse Gesteinsbruchstücke und „vulkanischer Chert“.

²⁾ Sortierung nach COMPTON (1962).

³⁾ Rundung nach POWERS (1953).

Klamm einen durchwegs viel schlechteren textuellen und kompositionellen Reifegrad aufweist als in den Profilen „Laaser Wald“ und „Mensalwald“.

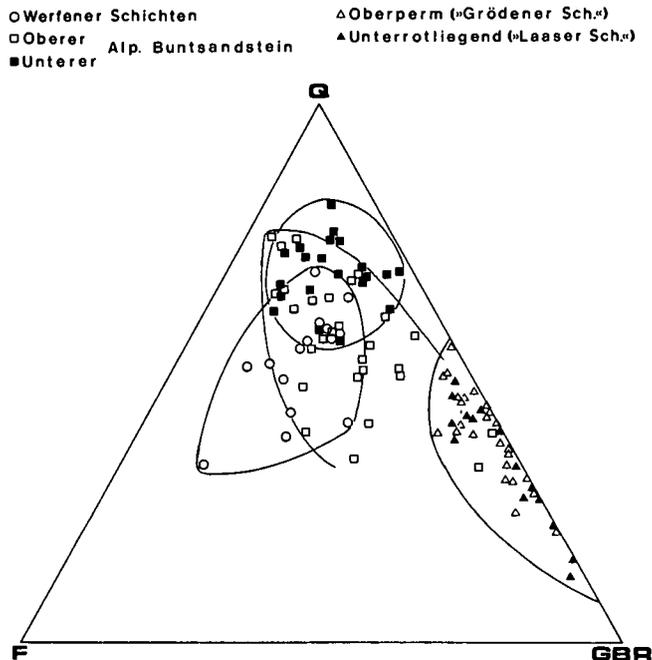


Abb. 5: Permische und skythische Sandsteine des westlichen Drauzuges (ohne Simmerlacher Klamm) im Dreiecksdiagramm Q (monokristalliner Quarz) – F (Feldspat) – GBR (Gesteinsbruchstücke). Zwischen permischen und skythischen Sandsteinen ist ein deutlicher Unterschied in der Zusammensetzung zu erkennen. Auch innerhalb des Skyth unterscheiden sich die einzelnen Abfolgen recht deutlich. Nähere Erklärungen im Text.

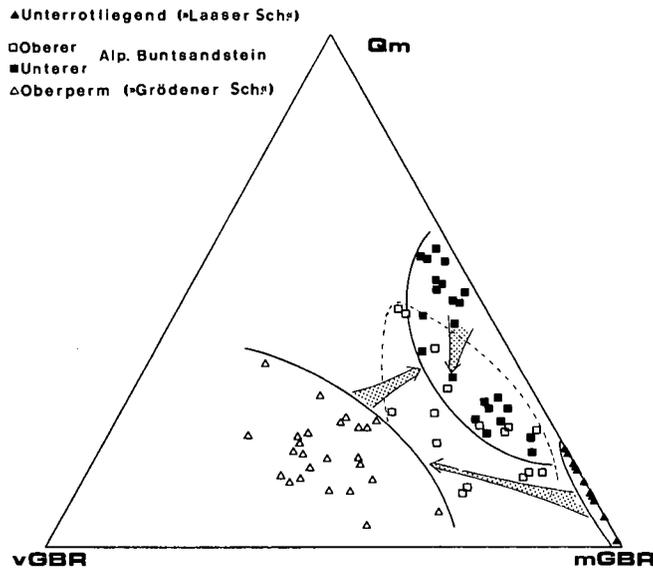


Abb. 6: Permische und skythische Sandsteine des westlichen Drauzuges (ohne Simmerlacher Klamm) im Dreiecksdiagramm Qm (monokristalliner Quarz) – vGBR (vulkanische Gesteinsbruchstücke) – mGBR (metamorphe Gesteinsbruchstücke). Das Unterrotliegend ist durch einen hohen Anteil an metamorphen Gesteinsbruchstücken charakterisiert, im Oberperm („Grödener Schichten“) macht sich der Einfluß des intrapermischen Vulkanismus deutlich bemerkbar (viele vulkanische Gesteinsbruchstücke aufgearbeitet). Die Perm-Trias-Grenze äußert sich wiederum in einem markanten Sedimentationsumschwung, der Anteil an vGBR im Unteren Alpinen Buntsandstein nimmt stark ab. Unterschiede bestehen auch zwischen Unterm und Oberem Alpinen Buntsandstein. Nähere Erklärungen im Text.

3.2.3. Diagenese

Mit dem plötzlichen Sedimentationsumschwung an der Basis des Alpinen Buntsandsteins ändern sich auch die Diageneseprozesse signifikant, da diese, besonders die Frühdiagenese, sehr stark vom Ablagerungsmilieu (mineralogische Zusammensetzung, textuelle Eigenschaften wie Rundung, Sortierung, Packungsdichte – davon sind Permeabilität und Porosität abhängig – Geometrie der einzelnen Sandsteinkörper, Chemismus der Porenwässer) kontrolliert werden (siehe z. B. BJØR-LYKKE, 1983; FÜCHTBAUER, 1966, 1983; HAYES, 1979; GLENNIE et al., 1978).

Die textuell und kompositionell unreifen permischen Sandsteine sind durch das Fehlen von diagenetischen Zementmineralen charakterisiert. Der Grund liegt darin, daß der Porenraum zwischen den detritischen Komponenten durchwegs mit primärer Matrix ausgefüllt war, was die primäre Porosität und Permeabilität entsprechend herabgesetzt hat. Dadurch war auch kein größerer freier Porenraum für die Ausfällung von Zement vorhanden, die tonige Matrix, die die detritischen Komponenten umgibt, wirkte sich außerdem hemmend auf die Bildung von authigenen Anwachssäumen, z. B. von Quarz, aus (HEALD & LARESE, 1974). Nur selten konnten sich kleine Quarzanwachssäume bilden.

Charakteristische Diageneseprozesse der permischen Sandsteine sind der Abbau der Feldspäte zu Phyllosilikaten (häufig Phyllosilikatpseudomorphosen nach Feldspat), Umkristallisation der Matrix und authigene Hämatitneubildung.

Der diagenetische Abbau der Feldspäte zu Kaolinit-Sericit führte zur Bildung sekundärer Matrix, die sich von der primären Matrix durch das fehlende Hämatitpigment meist deutlich unterscheidet (Abb. 14a, b). Verbreitet ist die Bildung von Hämatit in Form von fein verteiltem Pigment in der feinkörnigen Matrix, z. T. auch in Form größerer Hämatitaggregate. Hämatitaureolen um entmischte Biotite, Hämatit entlang von Spaltrissen oder innerhalb der einzelnen Biotitscheiter weisen darauf hin, daß ein Teil des zur Hämatitbildung notwendigen Fe durch den diagenetischen Abbau von Biotit freigesetzt wurde.

Allgemein wird die Entstehung des rotfärbenden Hämatitpigments in kontinentalen Sedimenten auf Diageneseprozesse zurückgeführt (z. B. WALKER, 1976; TURNER, 1974). Die Hämatitbildung weist auch auf oxidierende Verhältnisse während der Diagenese.

Die primäre Matrix ist durchwegs umkristallisiert, wobei NIEDERMAYR et al. (1984) durch Bestimmung der Illit-Kristallinität eine schwach metamorphe Überprägung der permoskythischen Abfolge nachweisen konnte.

Der deutlich höhere textuelle Reifegrad der Sedimente des Alpinen Buntsandsteins führte auch zu entsprechend anderen Diageneseprozessen als im Perm. Der häufig vorhandene freie Porenraum zwischen den detritischen Komponenten in den meist gut ausgewaschenen Sandsteinen ermöglichte die Ausfällung von Zement in Form von authigenen Quarz- und Feldspatanwachssäumen und von meist grobspätigem Karbonat im Porenraum.

Auch innerhalb des Alpinen Buntsandsteins zeigen die einzelnen Faziesbereiche und Lithofaziestypen unterschiedliche Diageneseinflüsse. Der fluviatile Faziesbereich, gegenüber dem Perm wesentlich besser ausgewaschen (matrixärmer), weist vor allem authigene, syntaxiale Anwachssäume um monokristallinen, sel-

ten auch polykristallinen Quarz auf. Weniger häufig sind authigene Feldspatanwachssäume um detritische Feldspäte. Im marinen Faziesbereich sind Feldspatanwachssäume stärker vertreten (neben ebenfalls häufig auftretenden Quarzanwachssäumen [Abb. 16a]).

Detritisches Feldspatkorn und Anwachssaum zeigen unterschiedliche Auslöschung, was auf Unterschiede in der chemischen Zusammensetzung und der Kristallstruktur zwischen detritischem Kern und Saum zurückzuführen ist. Die Anwachssäume sind chemisch reine Kalifeldspatendglieder mit rhombischer Umrißform (Adularhabitus), wie sie auch aus anderen Sandsteinen bekannt sind (z. B. STABLEIN & DAPPLES, 1977; WAUGH, 1978). Eine ausführliche Diskussion über Feldspatanwachssäume sowie chemische Analysen finden sich bei KRAINER (1985).

Karbonatzement tritt vor allem im marinen Oberen Alpinen Buntsandstein auf, besonders in den z. T. grobkörnigen bimodalen Sandsteinen und verdrängt Quarz und Feldspäte, wodurch mitunter ein poikilitisches Gefüge entsteht.

Während Feldspäte in dieser Fazies nicht selten Anwachssäume aufweisen, sind solche bei Quarz äußerst selten.

Im Profil „Abfaltersbach“ tritt in der marinen Fazies des Oberen Alpinen Buntsandsteins zumindest eine, wenige cm dicke, sehr magnesitreiche, leicht knollig ausgebildete Lage auf, wenige cm über dieser Lage sind in einem grobkörnigen, karbonatreichen Sandstein cm-große Magnesitknollen enthalten. Dieses Auftreten von Magnesit ist ein Indiz für ein zeitweise stärker evaporitisches Milieu (Küstensabkha). Magnesit tritt in Form kleiner rundlicher Aggregate (Konkretionen) auf, die das feinkörnige Sediment während des Wachstums verdrängt haben, wodurch mitunter ein pseudofluidales Gefüge entstanden ist (Abb. 15b). Das feinkörnige Sediment (toniges Material und eckiger Quarz in Siltkorngröße) füllen den Zwickelraum zwischen den feinkristallinen gelblich-bräunlichen Magnesitaggregaten aus und „umfließen“ diese. Locker eingestreut sind auch diverse Quarz- und Feldspatkomponenten in Korngrößen bis ca. 2 mm, selten etwas darüber. Die Bildung der Magnesitaggregate wird auf Grund der eben beschriebenen Merkmale auf Diageneseprozesse (Frühdigenese) zurückgeführt.

Magnesit konnte im Profil „Mensalwald“ auch am Top der Werfener Schichten in einer dünnen Lage sowie in Verbindung mit Rauhewacken beobachtet werden.

Während im Skyth die Magnesitbildung eindeutig an ein marines Küstensabkha-Milieu gebunden ist, zeigen die permischen magnesitführenden, feinkörnigen Sedimente des Drauzuges ebenso wie jene an der Basis der Nördlichen Kalkalpen im Raume St. Johann i. T. – Hochfilzen (STINGL, 1983) entgegenger der Darstellung von NIEDERMAYR et al. (1979) fazielle Merkmale eines kontinentalen Ablagerungsraumes (Playa – Inlandsabkha). Für eine endgültige Klärung des Bildungsmilieus permischer Magnesite (Inland- oder Küstensabkha) sind jedoch noch weitere Untersuchungen notwendig.

3.2.4. Schwerminerale (Perm und Skyth)

Die gesamte Permoskythabfolge wurde hinsichtlich ihrer Schwermineralführung untersucht, wobei jedoch nur die durchsichtigen Schwerminerale ausgezählt wurden, opake SM und Glimmer wurden nicht berücksichtigt.

Das Spektrum setzt sich aus folgenden durchsichtigen Schwermineralen zusammen:

Turmalin, überwiegend aus Metamorphiten stammende grüne Varietäten, oft reich an Kohlenstoffeinschlüssen (Schörl).

Rutil, in geringen Prozentsätzen immer vorhanden.

Zirkon, gerundete (vermutlich aus dem Kristallin) und idiomorphe Typen (aus den intrapermischen Vulkaniten).

Apatit, teilweise sehr häufig, vermutlich überwiegend aus dem Kristallin stammend.

Granat, selten in höheren Prozentsätzen, meist nur in Spuren oder gänzlich fehlend, aus Granatglimmerschiefern stammend.

In einzelnen Körnern finden sich noch Titanit und Hornblende, als diagenetische Neubildung tritt Anatas und z. T. massenhaft Baryt in Erscheinung.

Die Untersuchungen haben gezeigt, daß sich die einzelnen lithostratigraphischen Einheiten durch ein jeweils spezifisches Schwermineralspektrum charakterisieren lassen (siehe Tab. 3 und Abb. 7).

Die Laaser Schichten (Unterrotliegend) weisen einen hohen SM-Gehalt von bis zu 5 % auf, wobei der überwiegende Teil aus opaken Mineralen, vor allem Hämatit, sowie Glimmer besteht. Der Gehalt an durchsichtigen SM ist durchwegs sehr gering und stark abhängig vom kristallinen Untergrund: In den Lienzer Dolomiten, S des Eggenkofel, überwiegt Granat neben wenig Turmalin, Apatit und Zirkon (Granatglimmerschiefer aufgearbeitet).

N Kötschach (oberhalb Lanz) dominieren Apatit und Zirkon neben mäßiger Turmalinführung, Granat fehlt (Glimmerschiefer aufgearbeitet).

Im Bereich Stockenboi – Riedgraben überwiegt Turmalin neben Zirkon und Apatit.

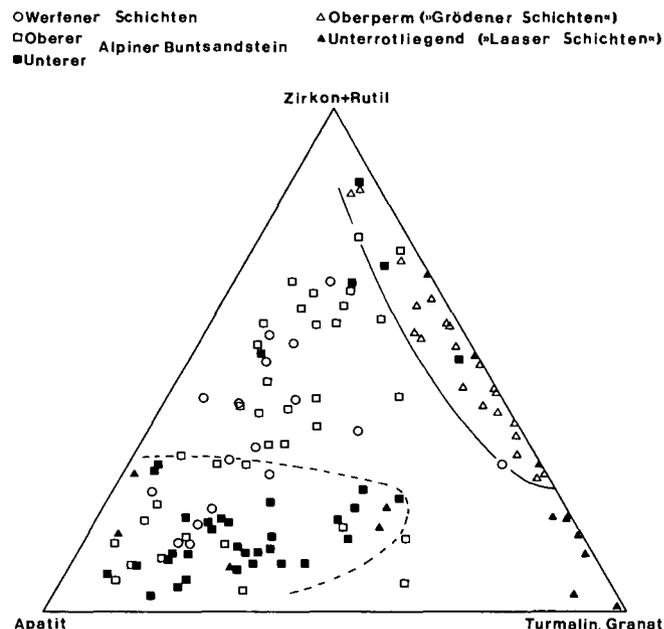


Abb. 7: Schwermineralspektren (durchsichtige SM) permischer und skythischer Sandsteine des westlichen Drauzuges im Dreiecksdiagramm Zirkon/Rutil – Apatit – Turmalin/Granat (Darstellungsart nach NIEDERMAYR, 1975, Abb. 3; vergleiche auch mit KRAINER, 1985, Abb. 4). Während das Perm durch eine Zirkon-Turmalin-Vormacht gekennzeichnet ist, überwiegt in den skythischen Sandsteinen meist der Apatit. Nähere Erklärungen im Text.

Tabelle 3: Schwermineralgehalte permoskythischer Sandsteine Kärntens.

	SM-Gehalt*)	Tu	Ru	Zi	Ga	Ap	andere
Unterrotliegend [26 Proben]							
Eggenkofel [2]	5 %	4,9	0,9	1,3	88,2	4,7	
Lanz [4]	2,7 %	12,7	0,8	31,3	—	55,2	(Kb)
Stockenboi [4]	0,7 %	44,5	3,6	35,7	—	16,2	(Kb)
Riedgraben [6]	0,6 %	80,0	4,0	15,0	—	1,0	
Ulrichsberg [1]	0,4 %	2,0	13,0	58,0	12,0	15,0	Chl, St, Ba
Christophberg [9]	2,8 %	6,9	7,8	72,0	2,0	11,3	Ti, An, Ba
Oberperm [41 Proben]							
Abfaltersbach [14]	1,2 %	45,5	4,2	45,3	—	5,0	Ga, Ti, Ba
Mensalwald [5]	0,9 %	47,5	5,0	42,5	—	4,9	
Lanz [4]	0,7 %	22,4	8,8	55,3	1,5	12,0	
Riedgraben [4]	0,4 %	55,8	6,1	38,1	—	—	
Dobratsch [2]	0,7 %	6,7	4,7	81,7	—	6,9	An, Ba
Ulrichsberg [5]	0,5 %	25,8	18,0	48,2	0,3	7,6	Ti, An, Ba
Christophberg [7]	0,4 %	40,2	19,8	39,7	0,3	—	Hb, Ba
Unterer Alpiner Buntsandstein [35 Proben]							
Mensalwald [16]	0,7 %	27,4	3,0	15,2	—	54,4	Ba
Laas [3]	0,6 %	24,8	3,4	15,1	—	56,7	
Riedgraben [11]	0,35 %	24,6	4,8	7,8	0,1	62,7	
Simmerlach [5]	0,4 %	23,0	2,5	65,5	0,8	8,2	
Oberer Alpiner Buntsandstein [48 Proben]							
Mensalwald [7]	0,5 %	9,6	2,7	13,2	—	74,5	
Laas [5]	0,4 %	22,8	3,6	13,3	—	60,3	
Riedgraben [12]	0,4 %	24,1	1,5	44,8	0,2	29,4	Ti
Simmerlach [7]	0,6 %	19,4	1,5	48,7	6,0	24,4	
St. Pauler Berge [5]	0,3 %	18,0	9,4	30,7	—	41,9	Hb, Ga
Ulrichsberg [12]	0,7 %	9,8	5,5	19,6	0,1	65,0	Hb, An, Ba
Werfener Schichten [37 Proben]							
Abfaltersbach [4]	0,6 %	21,8	10,7	19,9	—	47,6	
Laas [5]	0,55 %	15,3	7,0	16,2	0,2	61,3	
Kranzwandgraben [6]	0,2 %	10,7	10,6	31,4	1,4	45,9	
Ulrichsberg [12]	0,15 %	11,7	11,1	40,2	0,6	36,4	
St. Pauler Berge [2]	0,2 %	6,7	14,9	59,5	0,7	18,4	An
Riedgraben [3]	0,2 %	32,2	1,4	48,5	—	17,9	Ti
Mensalwald [5]	0,35 %	16,4	10,4	30,8	—	42,4	(Kb)

*) SM-Gehalt (einschließlich opake SM, Glimmer, Karbonat usw.) in Gewichtsprozent, bezogen auf die Gesamtprobenmenge.
 Tu + Ru + Zi + Ga + Ap = 100 %.

Das Unterperm der Gurktaler Decke („Werchzirmschichten“), das auf Altpaläozoikum aufliegt, ist dagegen durch eine starke Zirkonführung sowie einen geringen Gehalt an Apatit, Rutil, Turmalin und Granat charakterisiert.

Das Oberperm („Grödener Schichten“) zeigt einen etwas geringeren SM-Gehalt (0,4–1,2 %), opake SM (Hämatit) überwiegen jedoch noch immer bei weitem. Gegenüber dem Unterperm treten jedoch zwischen den einzelnen Profilen keine größeren Unterschiede mehr auf. Das Spektrum ist gekennzeichnet durch eine Zirkon-Turmalin-Vormacht mit geringer Rutilführung und selten sehr geringer Granat- und Apatitführung.

Bei den Zirkonen überwiegen idiomorphe Typen, die aus den intrapermischen Vulkaniten zu beziehen sind (NIEDERMAYR et al., 1978), untergeordnet finden sich auch gerundete Zirkone, vermutlich aus dem kristallinen Untergrund (div. Glimmerschiefer, Gneise) stammend. Turmalin (grün, Schörl), Rutil und Apatit sind ebenfalls aus dem kristallinen Basement zu beziehen.

Stellenweise ist eine starke Barytführung zu beobachten.

Mit dem Einsetzen des Alpenen Buntsandsteins ist auch eine markante Änderung im SM-Spektrum zu beobachten. Im allgemeinen ist der SM-Gehalt etwas geringer als im Perm, die Werte können jedoch durch stellenweise stärkere Karbonat- und Barytführung erhöht werden.

Auffallend ist ein gegenüber dem Perm wesentlich geringerer Gehalt an opaken SM und ein um ein Vielfaches höherer Anteil an durchsichtigen SM, also ein we-

sentlich geringeres Verhältnis opake SM : durchsichtige SM.

Die markante Änderung im SM-Spektrum äußert sich ferner darin, daß mit dem Einsetzen des Alpenen Buntsandsteins gleichzeitig eine starke Apatitführung einsetzt und gegenüber dem Oberperm vor allem die Zirkonführung stark zurückgeht. Der Anteil an Rutil ändert sich dagegen kaum (siehe Abb. 8).

Innerhalb des Alpenen Buntsandsteins wirken sich stärkere Änderungen im Hauptmineralbestand auch auf das SM-Spektrum aus. Als Beispiel sei hier das Riedgrabenprofil erwähnt (siehe Abb. 8, bezüglich des Hauptmineralbestandes siehe KRÄINER, 1985): Im Unteren Alpenen Buntsandstein ist das SM-Spektrum durch eine starke Apatitführung gekennzeichnet, der Zirkon- und Turmalin Gehalt nimmt gegenüber dem Oberperm stark ab. Mit dem regressiven Einsetzen des Oberen Alpenen Buntsandsteins in Form unreifer Sedimente mit einem hohen Gehalt an vulkanischen Komponenten kommt es an der Basis zunächst zu einer verstärkten Schüttung von Turmalin, die Apatitführung geht zurück.

Etwa 20 m über der Basis des Oberen Alpenen Buntsandsteins tritt plötzlich der Zirkon stark in den Vordergrund, der Turmalin- und Apatitgehalt nimmt dagegen ab.

Geringer sind die Unterschiede zwischen Unterem und Oberem Alpenen Buntsandstein im Profil „Mensalwald“, und zwar sowohl bezüglich des Hauptmineralbestandes als auch bezüglich des SM-Spektrums (vgl. Abb. 8).

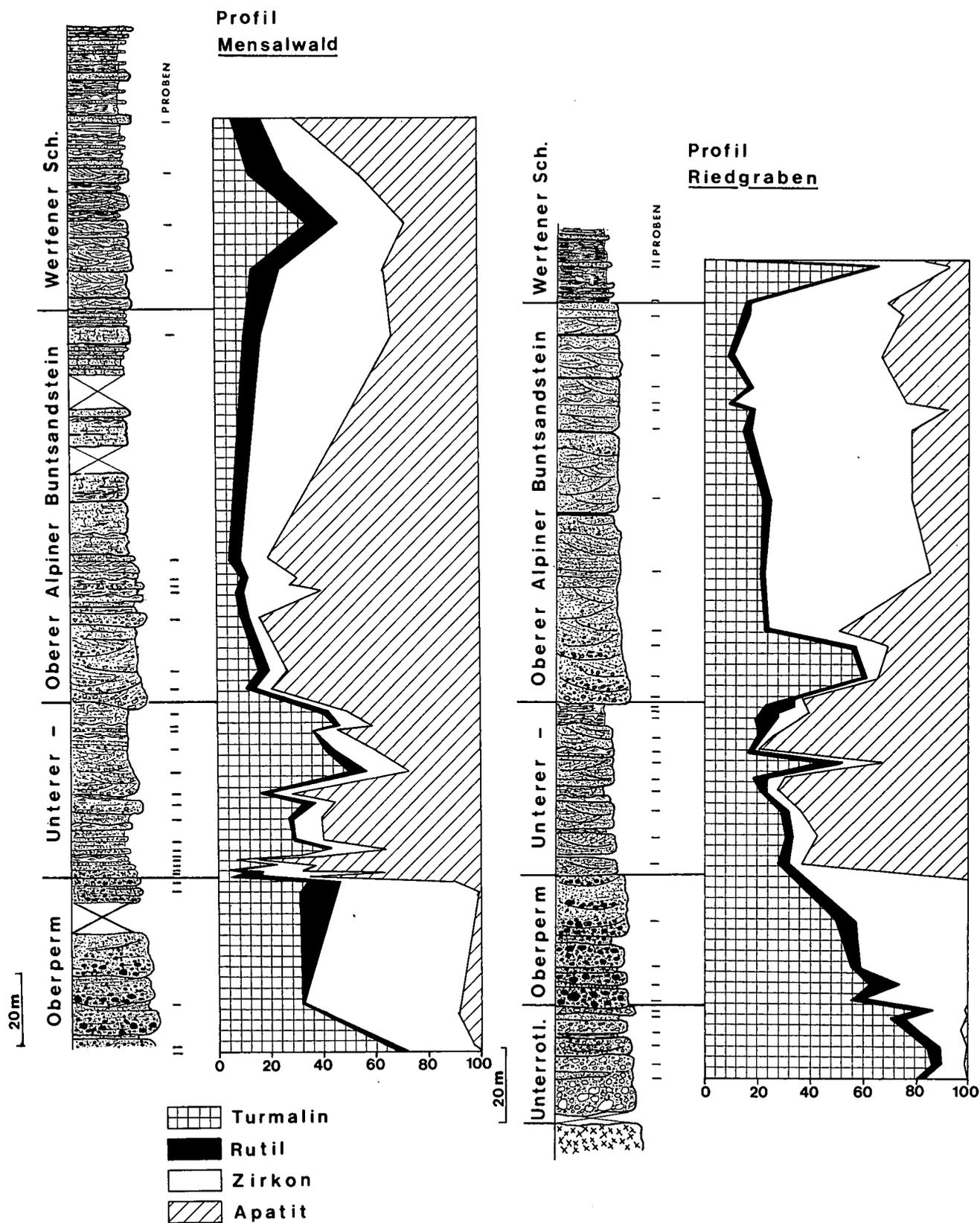


Abb. 8: Schwermineralverteilung in den Profilen „Riedgraben“ und „Mensalwald“. Nähere Erklärungen im Text.

Mit dem Einsetzen des Oberen Alpiner Buntsandsteins ist eine leichte Abnahme des Turmalingehaltes und eine leichte Zunahme des Apatitgehaltes festzustellen. Ähnlich wie im Riedgraben, jedoch nicht so si-

gnifikant, kommt es auch hier ca. 30 m über der Basis des Oberen Alpiner Buntsandsteins plötzlich zu einer etwas stärkeren Zirkonführung, die jedoch rasch wieder zurückgeht.

Sehr gering sind auch die Unterschiede im Profil der Simmerlacher Klamm. Abgesehen von der plötzlich einsetzenden starken Vulkanitgeröllführung an der Basis des Oberen Alpinen Buntsandsteins zeigen auch die Sandsteine keine wesentlichen Unterschiede in ihrer Zusammensetzung.

Hinsichtlich des SM-Spektrums ist der Untere Alpine Buntsandstein zirkonreich, die Turmalinführung ist mäßig, die Apatitführung gering, Granat tritt in Spuren auf.

Im Oberen Alpinen Buntsandstein nimmt der Gehalt an Zirkon und Turmalin ab, der Apatitgehalt nimmt stark zu. Charakteristisch für den Oberen Alpinen Buntsandstein ist auch ein durchwegs vorhandener, geringer Granatgehalt.

Im Profil „Laaser Wald“ (N Kötschach) treten weder im Hauptmineralbestand noch im SM-Spektrum merkliche Unterschiede zwischen Unterem und Oberem Alpinem Buntsandstein auf.

Abschließend sei noch darauf hingewiesen, daß der Apatit im Alpinen Buntsandstein (und in den Werfener Schichten) häufig authigene Anwachssäume aufweist (Abb. 12c, e).

Authigene Apatitanwachssäume sind auch aus dem germanischen Buntsandstein bekannt (VALETON, 1953). Die Bedeutung des plötzlichen Auftretens von Apatit und den authigenen Weiterwachssäumen mit dem Einsetzen des Alpinen Buntsandsteins soll kurz diskutiert werden.

Zunächst sei noch darauf hingewiesen, daß der Feldspat dasselbe Verhalten zeigt wie der Apatit. Das mehr oder weniger vollständige Fehlen von Apatit und Feldspat in der permischen Abfolge und ihr plötzliches Einsetzen an der Basis des Alpinen Buntsandsteins ist nicht auf eine Änderung im Liefergebiet, sondern auf die geänderten Sedimentationsverhältnisse zurückzuführen.

NICKEL (1973) konnte zeigen, daß Apatit im sauren Milieu stark löslich ist und im alkalischen Bereich bei zunehmendem pH-Wert stabil wird. Ein ähnliches Verhalten zeigt auch der Feldspat. Unter dem Einfluß mariner Porenwässer und kontinentaler, meteorischer Wässer, die reich an Alkalien und Si sind, ist Feldspat stabil, während er im neutralen und sauren Bereich instabil wird (BJØRLYKKE, 1983; v. ENGELHARDT, 1973).

Die bereits erwähnten starken Verwitterungserscheinungen an den ohnehin nur in geringer Menge vorhandenen Feldspäten der permischen Sandsteine weisen auf eine saure Reaktion der Porenlösungen hin, was gleichzeitig auch zu einer Auflösung des Apatits geführt haben muß („intrastratal solution“).

Ein beträchtlicher Teil an Feldspat und Apatit muß auch schon durch Verwitterungsprozesse zersetzt worden sein.

Das Auftreten von relativ frischen Feldspäten und Apatit im Alpinen Buntsandstein, beide mit authigenen Anwachssäumen, ist auf eine nun alkalische Reaktion der Porenlösungen zurückzuführen.

Die Ursache für diese plötzliche Änderung nicht nur des Chemismus der Porenwässer sondern des gesamten Sedimentationscharakters kann auf klimatische Änderungen zurückgeführt werden, möglicherweise spielt hier auch die gegenüber dem Perm sicher höhere Sedimentationsrate ebenfalls eine gewisse Rolle.

4. Werfener Schichten

4.1. Einleitung

Die Grenze Alpinen Buntsandstein – Werfener Schichten ist an der Südseite des westlichen Drauzuges scharf ausgeprägt. Über dem marinen Oberen Alpinen Buntsandstein folgen mit einem plötzlichen Fazieswechsel als Folge einer Transgression des „Werfener Meeres“ in den Profilen „Abfallersbach“ und „Mensalwald“ hellgrünlich gefärbte Grobsandsteine und selten Konglomerate (Abb. 9), im Profil „Laaser Wald“ zunächst hellrötliche, dann ebenfalls grünlich gefärbte Grobsandsteine und Konglomerate mit Korngrößen bis zu 5 cm.

Nach oben nimmt die Korngröße allmählich ab, es folgen feinkörnige Sandsteine, die schließlich in eine Abfolge von Tonschiefern – Silten mit eingeschalteten, nach oben immer dünner und feinkörniger werdenden karbonatischen Sandsteinbänken übergehen.

Diese Oben-fein-Megasequenz innerhalb der Werfener Schichten ist als Folge abnehmender grobklastischer Einschüttung zu sehen. Am Top macht sich letztlich noch eine Regression in Form von Magnesit-führenden Lagen und Rauhwackenbänken bemerkbar (Profil „Mensalwald“). Im Lammergraben östlich Laas gehen die Werfener Schichten ähnlich wie im Kranzwandgraben (Dobratsch-Südseite, siehe KRAINER, 1985) in eine Abfolge aus grauen Dolomiten und Magnesit-führenden Gipseinschaltungen über (NIEDERMAYR, 1985). Das südalpine Äquivalent dieser durch eine Regression bedingten Evaporitfazies am Top der Werfener Schichten, im Übergangsbereich Skyth – Anis stellt das San Lucano Member dar (PISA et al., 1978; BROGLIO LORIGA et al., 1983).

Während an der Südseite des westlichen Drauzuges an der Basis der Werfener Schichten eine charakteristische Abfolge aus Konglomeraten und Sandsteinen ausgebildet ist und die Werfener Schichten mehr als 80 m mächtig werden (Profil „Mensalwald“), ist im Profil Simmerlacher Klamm, ebenso wie im Riedgrabenprofil (siehe KRAINER, 1985) diese grobkörnige Fazies an der Basis der Werfener Schichten nicht entwickelt, es fehlen auch die Evaporite am Top der Werfener Schichten.

Mit nur rund 25 m Mächtigkeit sind die Werfener Schichten im Profil Simmerlacher Klamm sogar noch geringmächtiger als im Riedgraben, die Grenze zum Alpinen Buntsandstein ist nicht sehr scharf ausgebildet. Auffallend für die Werfener Schichten der Simmerlacher Klamm sind stark klastisch beeinflusste, biogenführende Karbonatbänke (Ostrakoden, Foraminiferen), die an der Südseite des westlichen Drauzuges nicht beobachtet werden konnten.

4.2. Zusammensetzung

Hinsichtlich der mineralogischen Zusammensetzung können innerhalb der Werfener Schichten grob folgende Sandsteintypen unterschieden werden:

- Karbonatfreie Sandsteine (und Konglomerate) der basalen Werfener Schichten an der Südseite des westlichen Drauzuges.
- Karbonatführende Sandsteine mit und ohne Biogenreste.
- Klastisch beeinflusste, biogenführende Karbonatbänke.

4.2.1. Karbonatfreie Sandsteine (und Konglomerate)

An der Südseite des westlichen Drauzuges sind die unteren Werfener Schichten ausschließlich aus karbonatfreien Sandsteinen und Konglomeraten zusammengesetzt. Es sind locker gepackte Quarzkonglomerate mit Korngrößen von max. 5 cm (Profil „Laaser Wald“ an der Basis). Vulkanitgerölle und Kristallingerölle treten selten in den basalen Konglomeratlagen im Profil „Laaser Wald“ auf. Die Matrix ist meist sandig, die Gerölle sind gut gerundet.

Die Sandsteine sind als mäßig bis gut sortierte, subangular bis subgerundete Arkosen bis Subarkosen, selten Sublitharenite zu bezeichnen (siehe Abb. 15c,d, Tab. 2).

Prinzipiell finden sich in den Werfener Sandsteinen dieselben Komponenten wie im Alpenen Buntsandstein, der Anteil an mono- und polykristallinen Quarzen ist in beiden ähnlich, auch bei den diversen Gesteinsbruchstücken („vulkanische Chertkomponenten“, vulkanische und metamorphe Gesteinsbruchstücke) sind die Unterschiede gering. Durchwegs höher ist jedoch der Anteil an detritischen Glimmern und vor allem der Feldspatgehalt.

Die Feldspäte sind meist frisch, zeigen vereinzelt aber auch Zersetzungerscheinungen. Zum Großteil handelt es sich um unverwilligte Kalifeldspäte, selten sind Mikrokline und perthitische Feldspäte. Im Profil „Mensalwald“ konnten vereinzelt auch Plagioklase (Albit) beobachtet werden.

Das Schwermineralspektrum ist ebenfalls ähnlich wie im Alpenen Buntsandstein, auffallend ist nur der höhere Rutilgehalt in den Werfener Sandsteinen (ausgenommen im Profil Riedgraben). Im Bereich Kötschach – Abfattersbach dominiert ähnlich wie im Profil im Kranzwandgraben (Dobratsch-Südseite) Apatit neben Zirkon, Turmalin und Rutil, vereinzelt tritt etwas Granat auf.

Im Profil Riedgraben und in den Werfener Sandsteinen der Gurktaler Decke dagegen dominiert Zirkon neben Apatit, Turmalin, Rutil und etwas Granat, in Sandsteinen mit einem höheren Gehalt an vulkanischen Aufarbeitungsprodukten treten also im SM-Spektrum auch erhöhte Zirkongehalte auf.

In den Werfener Sandsteinen sind auch ähnliche Diagenesevorgänge abgelaufen wie im Alpenen Buntsandstein. Weit verbreitet sind authigene Quarz- und besonders authigene Feldspatanwachssäume, z. T. mit rhombischen Umrißformen (Adularhabitus). Auch Apatit ist häufig authigen weitergewachsen (Abb. 12d). Bis auf den basalen Anteil im Profil „Laaser Wald“ fehlt das rotfärbende Hämatitpigment, die Sandsteine und Konglomerate sind dann hellgrünlich gefärbt.

Im Profil Simmerlacher Klamm treten mehr oder weniger karbonatfreie Sandsteine nur vereinzelt in Form dünner Bänke in den tieferen Werfener Schichten auf. Es sind intensiv rote glimmerreiche Feinsandsteinlagen und glimmerärmere mittelkörnige Sandsteine, z. T. im cm-Bereich wechsellagernd. Die Sandsteine zeigen einen ähnlichen Reifegrad wie im Profil Riedgraben. Der Sortierungs- und Rundungsgrad ist deutlich schlechter als an der Südseite des westlichen Drauzuges, hoch ist der Anteil an vulkanischen Aufarbeitungsprodukten. Auch der Feldspatgehalt ist hoch, die Feldspäte sind jedoch häufig stärker zersetzt und zeigen weniger häufig authigene Anwachssäume. Auch in die-

sem Profil ist ein geringer Plagioklasanteil festzustellen.

Vereinzelt sind aufgearbeitete rote, siltige Tonschieferkomponenten (Intraklaste) zu beobachten. Bioturbation ist selten.

4.2.2. Stark karbonatführende Sandsteine mit und ohne Biogenreste

Dieser Sandsteintypus entspricht dem Mikrofaziestyp IV bei KRAINER (1985) und ist an der Südseite des westlichen Drauzuges in den höheren Werfener Schichten, im Profil Simmerlacher Klamm innerhalb der gesamten Werfener Abfolge in Form dünner, max. wenige dm mächtiger Bänke in den Tonschiefern bis Siltsteinen eingeschaltet. Der Karbonatgehalt ist meist sehr hoch, beträgt häufig über 50 %, (max. 84 %), an detritischen Komponenten überwiegen Quarz und Feldspat (meist Kfsp, etwas Plag) neben vulkanischen und metamorphen Gesteinsbruchstücken sowie detritischen Glimmern. Vereinzelt sind auch siltige Resedimente und aufgearbeitete karbonatische Sandsteine (Profil Simmerlacher Klamm) vorhanden. Authigene Anwachssäume bei Feldspäten, vor allem aber bei Quarz, sind selten. Diese beiden Minerale werden meist randlich von Karbonat verdrängt, wodurch häufig ein poikilitisches Gefüge entsteht: Reste von Quarz und Feldspat, detritischen Glimmern und Gesteinsbruchstücken, die ebenfalls verdrängt werden, schwimmen in einer Grundmasse aus Karbonat.

Diese Prozesse haben die ursprünglichen textuellen Eigenschaften (Rundung, Sortierung) meist vollständig verwischt.

Karbonatzement ist inhomogen ausgebildet, häufig feinkristallin (meist bräunlich, Fe-reich) und grobspätig (meist hell, Fe-arm) nebeneinander (mehrere Generationen).

In diesen Sandsteinen treten im Profil Simmerlacher Klamm nicht selten Foraminiferen und andere Biogenreste (v. a. Ostrakoden) auf.

4.2.3. Klastisch beeinflusste, biogenführende Karbonatbänke

(Abb. 16b)

In den Werfener Schichten der Simmerlacher Klamm treten immer wieder mehr oder weniger stark klastisch beeinflusste, biogenführende, dünne (um 10 cm) Karbonatbänke auf, wobei folgende Typen unterschieden wurden:

- Klastisch beeinflusster biogenführender Pelmikrit mit leicht umkristallisierter mikritischer Grundmasse und dunklen, mikritischen rundlichen Komponenten (?Pellets), sparitisierten Karbonatkomponenten mit dunkler Mikritrinde sowie eingestreuten Quarz, Feldspat und Glimmer in Silt-Feinsandkorngröße. An Biogenresten sind Foraminiferen und Ostrakoden häufig vertreten. Die Grundmasse ist teilweise sammelkristallisiert (grobspätig).
- Geschichteter und leicht gradierter Ostrakodenmikrit mit Foraminiferen, vereinzelt Kleingastropoden und Peloiden sowie vor allem in gröberen Lagen mit viel eckigem Quarz und Glimmer (0,1–0,2 mm).

- Klastisch beeinflusster biogenführender Mikrospartit – Mikrit mit Foraminiferen, Ostrakoden, selten Echinodermenresten, Kleingastropoden sowie Peloiden (z. T. umrindet) und ebenfalls mikritisch umrindeten Karbonatkomponenten, häufig bioturbat. Eckiger Quarz und Glimmer in Siltkorngröße sind eingestreut.

Diese Sedimenttypen konnten in den Werfener Schichten an der Südseite des westlichen Drauzuges interessanterweise bisher nicht beobachtet werden.

Im Profil Simmerlacher Klamm führen die stark karbonatführenden Sandsteine vereinzelt, die klastisch beeinflussten, biogenführenden Karbonatbänke relativ häufig Foraminiferen, wobei Herr Univ.-Doz. Dr. W. RESCH folgende Arten bestimmen konnte:

Probe Si 18

?*Glomospira* (2–3x); juvenil

Probe Si 22, 24, 25

Ammodiscus parapriscus HO

Ammodiscus cf. *parapriscus* HO

Ammodiscus aff. *parapriscus* HO

cf. *Glomospira* sp., meist juvenil

Glomospirella cf. *shengi* HO

?*Trochammina*

Lituolacea, indet.

Earlandia cf. *tintinniformis* (MISIK)

?*Agathammina* sp.

(?)*Aulotortus sinuosus* WEYNSCHENK

Zu dieser Foraminiferenfauna bemerkt RESCH folgendes: „Die Foraminiferenfauna dieses Profilabschnittes läßt innerhalb der Trias keine genaue Altersbestimmung zu. Gekammerte Sandschaler treten sonst erst ab alleroberstem Skyth auf. *Agathammina* (nicht sicher bestimmbar; prinzipiell schon ab Karbon bekannt) ist aus den Werfener Schichten noch nicht belegt. *Aulotortus sinuosus* kommt erst ab Anis, ist im Schliff Si 24 aber stark umkristallisiert und daher nicht sicher bestimmbar (wobei *Mesodiscus eomesozoikus* [OBERHAUSER] aber ausgeschlossen werden kann). Insgesamt zeigt die Fauna einen eher anisischen Aspekt.“

Die Proben Si 30, 31, 32, 33 führen

Ammodiscus cf. *parapriscus* HO

Glomospira sp.

Glomospirella shengi HO

Earlandia tintinniformis (MISIK)

Dazu RESCH: „Die Foraminiferenfauna dieses Profilabschnittes läßt innerhalb der Trias ebenfalls keine genaue Altersbestimmung zu, zeigt aber bei Berücksichtigung der lithofaziellen Entwicklung gegenüber entsprechenden Werfener Schichten durch das gänzliche Fehlen der Gattungen *Cornuspira* und *Meandrospira* einen völlig ungewohnten Aspekt. Einer Einstufung ins Anis steht außer ihrer Lage im Profil über den Proben Si 22–25 auch aus diesem Grund nichts im Wege.“

In den Werfener Schichten im Bereich zwischen Abfalterbach und Kötschach konnten hingegen keinerlei Mikrofossilien festgestellt werden. An Makrofossilien waren unbestimmbare Muschelabdrücke und Pflanzenreste zu beobachten. Aus dem Profil „Laaser Wald“ konnten VAN AMEROM et al. (1967a, b) folgende Pflanzenreste bestimmen: *Pleuromeia* cf. *sternbergii* (MUNSTER) CORDA, *Voltzia* sp., „Samen“ von *Pleuromeia* ???, „Samen“ unbekannter Herkunft, unbestimmbare Blattfragmente und „Wurzelreste“.

Im Bereich des „Laaser Waldes“ hat bereits GEYER (1901) *Myacites fassaensis* WISSMANN nachgewiesen.

4.3. Fazielle Ausbildung der Werfener Schichten

4.3.1. Werfener Schichten an der Südseite des westlichen Drauzuges

Als Typusprofil für die Südseite der Lienzer Dolomiten soll das einzige fast vollständig aufgeschlossene Werfener Profil im „Mensalwald“ näher besprochen werden.

Im Raume N Kötschach zeigen die Werfener Schichten eine etwas andere fazielle Ausbildung. Allerdings sind hier nur die tieferen Anteile, nämlich die grobklastische Fazies (Profil „Laaser Wald“) und der Übergangsbereich in die feinklastische Fazies (Profil „Gailbergstraße“) sowie die evaporitische Fazies am Top der Werfener Schichten (im Lammergraben E Laas) gut aufgeschlossen.

Generell zeigen die Werfener Schichten an der Südseite des westlichen Drauzuges folgende Entwicklung:

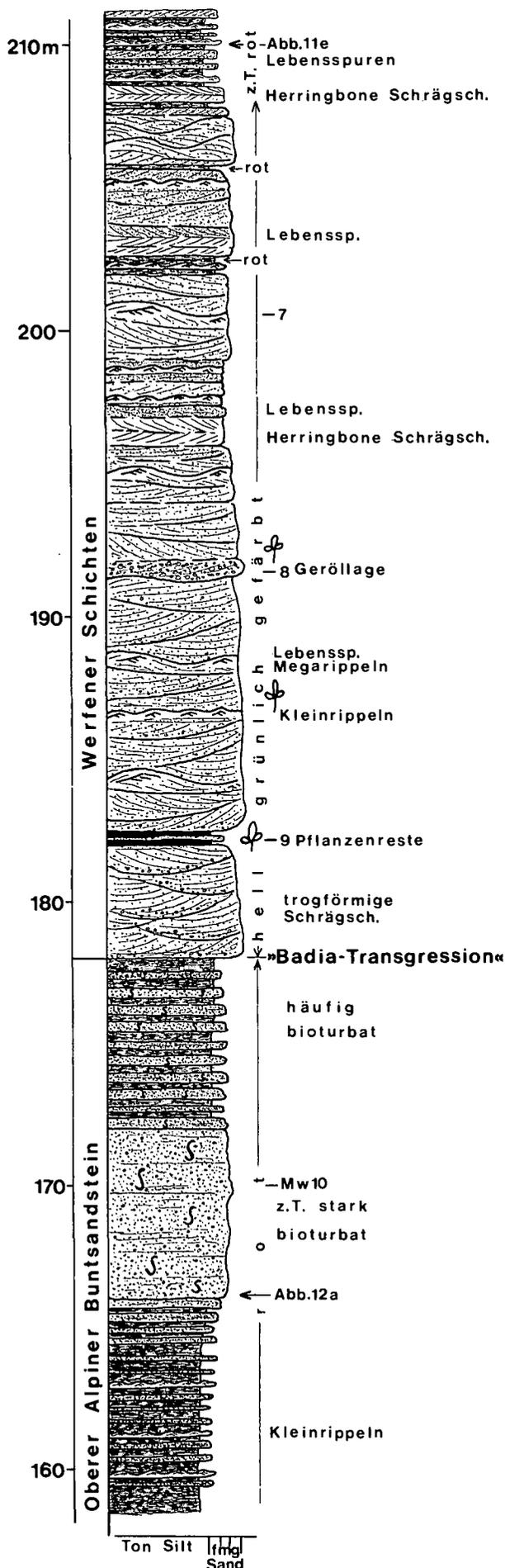
- Eine grobklastische Fazies an der Basis, diese geht allmählich in eine
- feinklastische Fazies (tonig-siltige Abfolge mit eingeschalteten dünnen karbonatischen Sandsteinbänken) über, am Top der Werfener Schichten kommt es als Folge einer Regression zur Ausbildung einer
- evaporitischen Fazies, die mit Rauhwackelagen, eingeschaltet in Tonschiefer-Siltsteine, einsetzt (Profil „Mensalwald“) und in eine Abfolge aus grauen, gebankten Dolomiten, z. T. rauhwackig, und eingeschalteten Gipslagen gipfelt. Diese Dolomite und Gipse sind analog den Verhältnissen an der Dobratsch-Südseite bereits dem untersten Anis zuzuordnen und wie in den Nördlichen Kalkalpen als „Reichenhaller Schichten“ zu bezeichnen.

Im Profil „Mensalwald“ besteht die grobklastische Fazies der basalen Werfener Schichten aus folgenden Lithofaziestypen (siehe Abb. 9):

Häufigster Lithofaziestyp sind trogförmig schräggeschichtete, dm-mächtige, hellgrünliche Sandsteine, an der Basis grobkörnig, nach oben allmählich feinkörniger werdend. Am Top der Schräggeschichteten Sandsteine sind oft Megarippen ausgebildet, auf den Megarippen (tidal sand waves?) können vereinzelt auch noch Kleirippen auftreten. Hin und wieder sind auf den Schichtflächen Lebensspuren zu beobachten. Nicht selten ist gegenläufige Schrägschichtung (bimodale oder „herringbone“-Schrägschichtung) entwickelt. Im tieferen Teil der grobklastischen Fazies ist eine dünne Geröllage eingeschaltet mit Quarzkomponenten bis zu 2 cm locker eingestreut.

Zwischen den schräggeschichteten Sandsteinbänken sind vereinzelt dünne, siltige graue Lagen, z. T. mit Lebensspuren eingeschaltet.

Im höheren Bereich dieser Fazies kommt es zunehmend zur Einschaltung von rot und grün gefärbten tonig-siltigen Zwischenlagen, z. T. stark bioturbat (z. T. *Diplocraterion*). Die Sandsteinlagen werden dünner, zunehmend treten feinkörnige, dünne Sandsteinlagen mit Kleirippen in Erscheinung, auch ungeschichtete bis unendlich horizontalgeschichtete Sandsteinbänke sowie durchwühlte rote Sandsteinlagen sind vereinzelt anzutreffen. Selten sind trogförmig schräggeschichtete Sandsteine mit aufgearbeiteten Intraklasten. „Herringbone“-Schrägschichtung ist weiterhin ausgebildet, trogförmig schräggeschichtete Sandsteine werden seltener.



Ungefähr 4–5 m über der Grenze Alpiner Buntsandstein – Werfener Schichten sind drei mehrere cm dicke, dunkelgraue bis schwarze, tonig-kohlige Lagen mit Pflanzenresten eingeschaltet. Auch in den basalen Sandsteinen sind immer wieder größere Pflanzenreste eingeschwemmt (ebenso im Profil „Abfaltersbach“).

Im Profil „Abfaltersbach“ sind nur die untersten 4–5 m der Werfener Schichten aufgeschlossen, die jedoch dieselbe fazielle Ausbildung wie im Profil „Mensalwald“ zeigen: grünlich gefärbte schräggeschichtete Sandsteine mit Mega- und Kleinrippeln, mehr oder weniger horizontalgeschichtete Sandsteine, vereinzelt Bioturbation, dünne Konglomerateinschaltungen mit Quarzgeröllen bis 3 cm und die für die basalen Werfener Schichten typischen eingeschwemmten Pflanzenreste.

Die feinkörnige Fazies, die sich allmählich durch Abnahme in der Bankmächtigkeit und Korngröße und durch zunehmendes Auftreten von Tonschiefern-Siltsteinen aus der grobklastischen Fazies entwickelt, besteht aus einer Abfolge von grünen, roten, selten bioturbaten Tonschiefern bis Siltsteinen, in die gröbere Bänke von

- flach schräggeschichteten Sandsteinen,
- horizontalgeschichteten oder ungeschichteten, selten bioturbaten, feinkörnigen Sandsteinen,
- feinkörnigen Sandsteinen mit Kleinrippeln,
- gelblichen, karbonatreichen Bänken, z. T. mit Magnesit,
- und am Top gelblichen, sandigen Rauhewackenbänke eingeschaltet sind.

Die Sandsteine sind durchwegs mehr oder weniger stark karbonatführend. Der Übergang in das Anis ist im Profil „Mensalwald“ nicht mehr aufgeschlossen, doch deuten die eingeschalteten Rauhewackenbänke auf die beginnende Regression hin.

N Kötschach (oberhalb von Laas) sind die basalen Werfener Schichten (grobklastische Fazies) noch gröber ausgebildet als im Profil „Mensalwald“. Während in den Profilen „Mensalwald“ und „Abfaltersbach“ die Werfener Schichten mit hellgrünlich gefärbten Klastika einsetzen, sind im Profil „Laaser Wald“ die untersten 20 m hellrötlich gefärbt, erst dann erfolgt ein allmählicher Farbumschlag zu hellgrünlich.

Über dem marinen Oberen Alpiner Buntsandstein setzen mit einer scharfen Grenze die Werfener Schichten ein, zunächst mit einer Abfolge aus locker gepackten, trogförmig schräggeschichteten Quarzkonglomeraten mit Korngrößen bis 5 cm, die durch Gradierung in grobkörnige, trogförmig schräggeschichtete Sandsteine mit cm-großen Kiesgeröllen eingestreut übergehen. In den grobkörnigen Sandsteinen sind vereinzelt aufgearbeitete Tonschieferresedimente enthalten.

An der Basis sind nur vereinzelt feinkörnige Sandsteinlagen, meist horizontalgeschichtet, sowie dünne Siltlagen eingeschaltet. Mit dem Farbumschlag von hellrötlich zu grünlich treten neben den trogförmig schräggeschichteten und zunehmend seltener auftretenden Feinkonglomeraten und Grobsandsteinen vermehrt feinkörnige Sandsteine und tonig-siltige Einschaltungen in Erscheinung. Innerhalb der hellgrünlich ge-

Abb. 9: Detailprofil mit der Grenze Oberer Alpiner Buntsandstein – Werfener Schichten, Mensalwald. Nähere Erklärungen im Text.

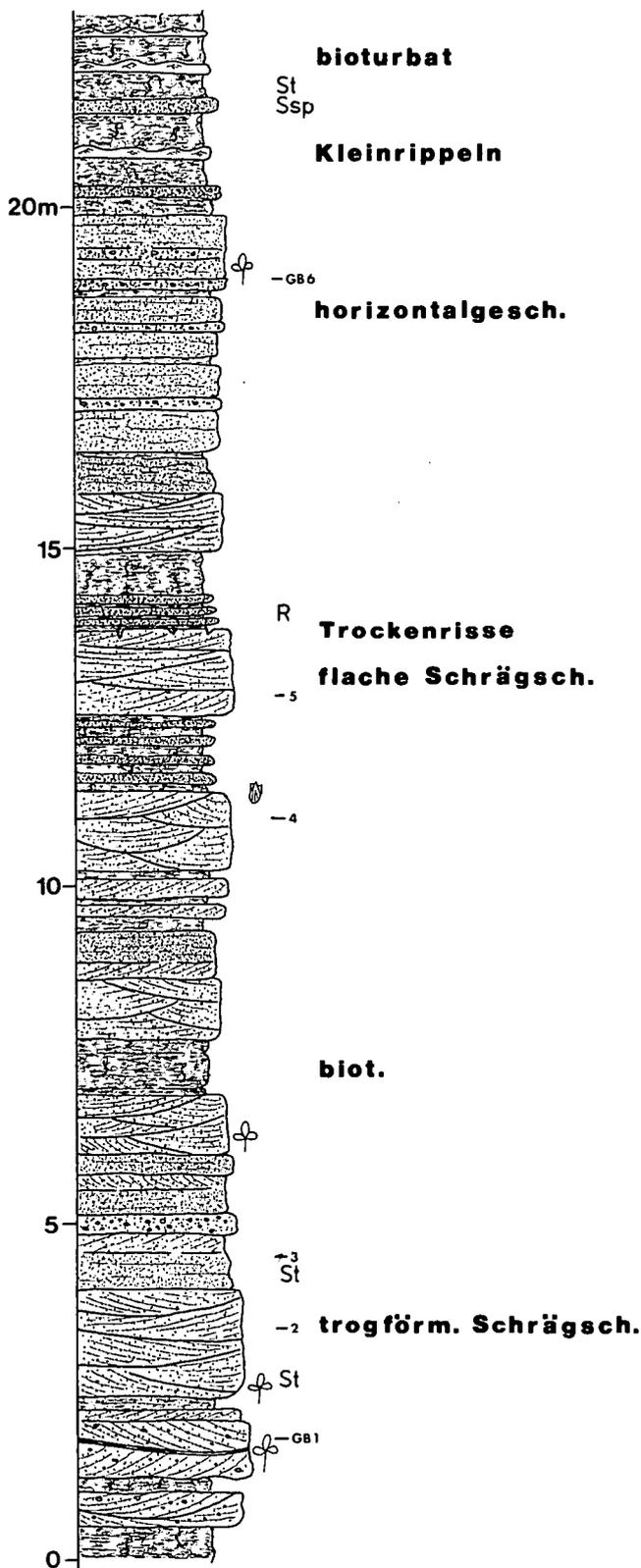


Abb. 10: Profil durch die Werfener Schichten (Übergangsfazies) an der Gailbergstraße.
 St = Strömungsmarken; R = *Rhizocorallium*; dazu Pflanzenreste und Muschelabdrücke.

färbten Grobsandsteine ist eine ca. 30 cm dicke dunkelgrau-schwarze, tonige Einschaltung zu beobachten, aus der VAN AMEROM et al. (1967a, b) die bereits erwähnten Pflanzenreste bestimmen konnten. Auch in den darüberfolgenden, meist grobkörnigen Sandsteinen sind vereinzelt Pflanzenreste eingeschwemmt.

Im Vergleich zur Grobklastischen Fazies im Profil „Mensalwald“ sind folgende Punkte auffallend: die Rotfärbung an der Basis, die grobkörnigere Ausbildung, keine „herringbone“-Schrägschichtung, keine Rippeln und keine Lebensspuren.

Der Übergangsbereich von der grobkörnigen in die feinkörnige Fazies ist an der Gailbergstraße aufgeschlossen (Abb. 10).

Die Abfolge besteht aus hellen, meist schrägschichteten, grob- bis feinkörnigen Sandsteinen, horizontalgeschichteten, selten rötlich gefärbten Sandsteinen, am Top der Abfolge mit aufgearbeiteten Karbonatkomponenten, dünne, feinsandige Bänke mit Kleinrippeln, die ebenfalls am Top der Abfolge in rötliche, meist bioturbate Silte, sowie grünliche und rötliche, häufig bioturbate Silte bis Tonschiefer eingeschaltet sind.

Die Schichtflächen der Sandsteinbänke zeigen an der Schichtunterseite eine rinnenförmige Auskolkung in E-W-Richtung (110°) mit scharfer Begrenzung an der Ostseite der Auskolkung, sowie eingeregelt größere Pflanzenreste, ebenfalls in E-W-Richtung (100°).

Im mittleren und höheren Profilabschnitt sind mitunter Muschelabdrücke, Lebensspuren (u. a. *Rhizocorallium*) sowie Trockenrisse, Schleifspuren und diverse Strömungsmarken, ebenfalls in E-W-Richtung (100°) zu beobachten.

Die Rippelkämme der Kleinrippeln am Top der Abfolge verlaufen auch ungefähr in E-W-Richtung (100°) und zeigen eine zweite Strömungsrichtung in N-S-Richtung an.

Die E-W-gerichteten Strömungsmuster passen gut mit der grobkörnigen Ausbildung der basalen Werfener Schichten im Profil „Laaser Wald“ überein, diese Fazies wird nach W hin (Profil „Mensalwald“) feinkörniger, hier ist ebenfalls eine Schüttung aus E anzunehmen. Dieser E-W-Trend zeichnet sich schon im Alpinen Buntsandstein ab.

Der höhere Anteil (feinkörnige Fazies) der Werfener Schichten ist im Raum N Kötschach nur sehr schlecht aufgeschlossen, es handelt sich vermutlich um eine Abfolge aus überwiegend Tonschiefer bis Siltsteinen mit eingeschalteten dünnen, karbonatreichen Sandsteinbänken, die dann allmählich in die bereits erwähnte Evaporitfazies (Lammergraben) übergehen.

4.3.2. Werfener Schichten der Simmerlacher Klamm

Eine andere fazielle Entwicklung zeigen die Werfener Schichten der Simmerlacher Klamm.

Die Untergrenze der Werfener Schichten wurde in diesem Profil dort gezogen, wo über dem marinen Oberen Alpinen Buntsandstein recht scharf eine rund 23 m mächtige dünnbankige, abwechselnd rötlich und grünlich-bräunlich gefärbte Abfolge mit härteren, gröberen Zwischenlagen (karbonatreiche Sandsteine) von max. ca. 10 cm Dicke einsetzt.

Es sind meist feinkörnige, stark karbonatische Sandsteine, häufig mit Kleinrippeln am Top. Im tieferen Teil der Werfener Schichten sind auch teilweise schrägschichtete, grobsandige Lagen mit Kiesgeröllen bis gut 5 mm und aufgearbeiteten tonigen roten Intraklasten sowie Sandsteinbänke mit Horizontal- bis nur ganz flach geneigter Schrägschichtung ausgebildet.

Selten sind Megarippeln zu beobachten. Die Tonschiefer-Siltsteine zeigen vereinzelt Bioturbation. Zunächst ist im Profil eine kontinuierliche Abnahme in der

Korngröße nach oben und gleichzeitig eine Zunahme im Karbonatgehalt der Sandsteine zu beobachten, erst am Top der Abfolge wird wieder etwas gröberer klastischer Detritus eingeschüttet (Regression), über grünlich-grauen Siltsteinen folgen rund 30 cm dicke, stark karbonatische feinkörnige Sandsteine, die schließlich in graue, gebankte, z. T. leicht sandige Dolomite der Alpenin Muschelkalkformation übergehen. Evaporite fehlen in diesem Profil.

Die basale grobkörnige Abfolge in den Profilen „Abfalterbach“ und „Mensalwald“ wird aus flachmarinen Gezeitenbeeinflussten Sedimenten aufgebaut.

Hinweise auf marines Milieu liefern vor allem die häufig auftretenden Sandsteinbänke mit „Herringbone“-Schrägschichtung, Lebensspuren (*Diplocraterion*) sowie der textuelle Reifegrad der Sedimente (gut ausgewaschen und stark zementiert).

Es treten hauptsächlich Lithofaziestypen des höherenergetischen Bereiches auf wie Rinnenfüllungen (Priele) und migrierende Sandbarren verschiedener Dimensionen (Rippeln und Megarippeln, „sand waves“). Sediment wurde hauptsächlich durch Gezeitenströmungen und nur untergeordnet durch Wellenbewegung transportiert und sedimentiert, wie dies rezent beispielsweise in Gezeitendeltas und Ästuaren der Fall ist (vgl. BOOTHROYD, 1978).

Die an der Basis der Abfolge eingeschwemmten und vereinzelt sogar zu dünnen „Kohleflözchen“ zusammengeschwemmten Pflanzenreste berechtigen die Annahme eines relativ küstennahen Ablagerungsraumes.

Diese grobkörnige Fazies an der Basis der Werfener Schichten setzt in Form einer Transgression über dem flachmarinen Oberen Alpenin Buntsandstein ein, die Sedimentation erfolgte unter höherenergetischen Bedingungen bei einer gleichzeitig starken grobklastischen Einschüttung.

Wesentlich schwieriger ist die Faziesinterpretation der basalen Werfener Schichten im Profil „Laaser Wald“. Dieses Profil liefert innerhalb der grobkörnigen Fazies keinerlei Hinweise auf marines Milieu. Die basale, hellrötlich gefärbte Abfolge ist deutlich gröber entwickelt als im Profil „Mensalwald“, zeigt sogar fluviatile Merkmale und folgt wie im Profil „Mensalwald“ über marinem Oberen Alpenin Buntsandstein. Dies würde, wie bereits erwähnt, eine Schüttungsrichtung von E (Kötschach) nach W (Lienzer Dolomiten) zur Folge haben. Eine solche Schüttungsrichtung wird auch schon im Alpenin Buntsandstein angedeutet. Während im Profil „Laaser Wald“ der gesamte Untere Alpine Buntsandstein fluviatil entwickelt ist, zeigt im Profil „Mensalwald“ der oberste Abschnitt des Unteren Alpenin Buntsandsteins bereits marinen Faziescharakter. Auch im Oberen Alpenin Buntsandstein ist die marine Fazies im W (Lienzer Dolomiten) mächtiger und stärker karbonatführend als im Profil „Laaser Wald“.

Die im Profil an der Gailbergstraße erhaltenen Strömungsmarken (Auskolkung, Schleifspuren, eingeregelt Pflanzenreste) bestätigen ebenfalls E–W-gerichtete Strömungsverhältnisse.

Diese an der Gailbergstraße aufgeschlossene Abfolge leitete bereits in die dünnbankige, feinerklastische Fazies über, die auf eine zunehmende Verflachung und allmählich nachlassende Einschüttung von grobklastischem Material zurückzuführen ist.

Die feinkörnige Fazies ist vergleichbar mit den Werfener Schichten des mittelkärntner Raumes (KRAINER, 1985), allerdings fehlen die biogenreichen Bänke (z. B.

Crinoidenschuttbänke, Lumachellen) in den Werfener Schichten des westlichen Drauzuges vollkommen.

Bemerkenswert an den Werfener Schichten der Simmerlacher Klamm ist neben der geringen Mächtigkeit und der fehlenden Grobfazies an der Basis vor allem das recht häufige Auftreten von Foraminiferen und anderen Biogenresten und einigen damit verbundenen Lithofaziestypen, die an der Südseite des westlichen Drauzuges fehlen. Paläogeographisch ist dies nicht leicht zu erklären (siehe Diskussion im letzten Kapitel).

Außerdem weist die Foraminiferenfauna der Werfener Schichten im Profil der Simmerlacher Klamm zumindest teilweise auf bereits anisches Alter, die Werfener Fazies reicht somit in diesem Profil sehr wahrscheinlich in das unterste Anis hinein. Daraus ist auch zu schließen, daß hier der Alpine Buntsandstein stratigraphisch höher hinaufreicht als an der Südseite des Drauzuges oder im Mittelkärntner Raum.

Dasselbe ist auch für das Riedgrabenprofil anzunehmen, wo die Werfener Schichten lithofaziell ähnlich ausgebildet sind wie in der Simmerlacher Klamm und im obersten Profilabschnitt, im Übergangsbereich zum Alpenin Muschelkalk, ebenfalls eine ähnliche Foraminiferenfauna nachgewiesen werden konnte, die auch auf anisches Alter hindeutet (KRAINER, 1985).

5. Schlußbemerkungen

Die von KRAINER (1985) im Riedgrabenprofil (nordöstlicher Drauzug) herausgearbeitete Dreigliederung des Skyth und dessen scharfe Abgrenzung gegenüber dem Perm konnte auch im westlichen Drauzug in den Profilen „Laaser Wald“ und „Mensalwald“ nachgewiesen werden, ebenso auch im Profil der Simmerlacher Klamm (Abb. 2).

Diese Gliederung basiert auf folgenden, inzwischen über weite Strecken nachgewiesenen Ereignissen:

- Das scharfe Einsetzen des Alpenin Buntsandsteins in Form eines markanten Sedimentationsumschwunges (vermutliche Perm-Trias-Grenze).
- Durch eine innerhalb des Alpenin Buntsandsteins deutlich ausgesprägte Regression, die mit dem „Campill-Ereignis“ der südalpinen Werfener Schichten zu vergleichen ist (KRAINER, 1985), kann dieser in einen Unteren und einen Oberen Alpenin Buntsandstein gegliedert werden.
- Über dem Alpenin Buntsandstein folgen in Form einer Transgression ebenfalls mit einer scharfen Grenze die Werfener Schichten. Diese Transgression kann auf Grund der im Mittelkärntner Raum in den basalen Werfener Schichten enthaltenen Makro- und Mikrofauna, die jener des südalpinen Val Badia Members entspricht, mit der „Val Badia Transgression“ in Verbindung gebracht werden. Auf diese mögliche Korrelation süd- und nordalpinen Events innerhalb des Skyth haben bereits BRANDNER et al. (1984) hingewiesen.
- Die im Mittelkärntner Raum und im östlichen Drauzug (Dobratsch) am Top der Werfener Schichten einsetzende Regression (KRAINER, 1985), die in den Südalpen und Nördlichen Kalkalpen ebenfalls deutlich ausgeprägt ist, macht sich im westlichen Drauzug genauso bemerkbar.

Auch im Westabschnitt der Nördlichen Kalkalpen, wo das tiefere Skyth ebenfalls in Buntsandsteinfazies

ausgebildet ist, zeigt das Skyth eine Dreigliederung in einen Unteren Alpinen Buntsandstein, der scharf mit einem „lithofaziellen Schnitt“ über dem Oberperm einsetzt (POSCHER, 1985) und eine Megasequenz aufbaut. Darüber folgen ebenfalls in Form einer Megasequenz der Obere Alpine Buntsandstein, der wiederum von den Werfener Schichten überlagert wird. Allerdings dürfte die von STINGL (1984) im Profil Eckersbach bei Leogang (Salzburg) aufgestellte Gliederung zu revidieren sein. Die von STINGL (1984) als Oberer Alpiner Buntsandstein eingestuftes weißen und grauen Konglomerat- und Grobsandschüttungen sind bereits den Werfener Schichten zuzurechnen, wie dies aus dem Profil der Bockkluffklamm N Dienten klar hervorgeht.

Dort setzen wie im Profil Eckersbach über einer dünngebankten rötlichen feinkörnigen Sandsteinfazies mit einem scharfen Schnitt Grobschüttungen ein, unmittelbar darüber treten aber bereits die ersten Lumachelnagen auf, die eindeutig der Werfener Fazies zuzurechnen sind. Die Grenze Unterer – Oberer Alpiner Buntsandstein liegt wesentlich tiefer und äußert sich in einem ebenfalls recht markanten Sedimentationsumschwung (POSCHER, in Druck, eigene Beobachtungen).

Im Ostabschnitt der Nördlichen Kalkalpen, etwa ab Werfen, fehlt die Fazies des Alpinen Buntsandsteins, das gesamte Skyth ist in Werfener Fazies ausgebildet, die einzelnen Ereignisse (Trans- und Regressionen) zeichnen sich aber genauso deutlich ab.

Bemerkenswert ist auch die großzyklische Abfolge des skythischen germanischen Buntsandstein und dessen Gliederung in drei Fining-Upward-Sequenzen („Sohlbanktyp von grob zu feinklastisch“), nämlich Unterer, Mittlerer und Oberer Buntsandstein, die ihrerseits aus zahlreichen Kleinzyklen aufgebaut sind (HOPPE, 1976). Eine Korrelation einzelner Ereignisse des süd- und ostalpinen Skyth mit jenen des germanischen Buntsandsteins haben bereits BRANDNER et al. (1984) versucht, ist allerdings bisher nicht möglich.

Im Drauzug wird das Skyth aus 3 allozyklischen Megasequenzen aufgebaut, jede Megasequenz, besonders der fluviatilen Fazies, besteht aus zahlreichen autozyklischen Kleinsequenzen. Während allozyklische Sequenzen (Megasequenzen) ihre Ursache außerhalb des Sedimentationsbereiches haben (tektonische Bewegungen, Klimaänderungen, eustatische Meeresspiegelschwankungen), liegen die Ursachen für autozyklische Sequenzen (Kleinsequenzen) innerhalb des Sedimentationsraumes (Verlagerung von Rinnen usw.) (BEERBOWER, 1964; MIAL, 1980).

Nachdem das Skyth einen Zeitraum von ca. 6 Mill. Jahren umfaßt (ODIN, 1982), ist für die untere und obere Megasequenz (Unterer Alpiner Buntsandstein, Werfener Schichten) eine Dauer von jeweils etwa 2–3 Mill. Jahren anzunehmen. Für die mittlere Megasequenz (Oberer Alpiner Buntsandstein), die etwa dem Campill Member der Südalpen entspricht und damit nur die Hälfte des Nammalian umfaßt, dürfte daher ein Zeitraum von maximal vielleicht 1 Mill. Jahre in Frage kommen.

Es sind demnach „stratigraphische Zyklen 3. Ordnung“ (VAIL et al., 1977) bzw. „Mesotheme“ (RAMSBOTTOM, 1979), die sowohl in den Süd- als auch in den Ostalpen, möglicherweise auch im germanischen Becken entwickelt und zumindest teilweise auf eustatische Meeresspiegelschwankungen zurückzuführen sind („Campill-Regression“ an der Grenze Unterer – Oberer Alpiner Buntsandstein und dazu gehörende Transgres-

sion und die „Val Badia Transgression“ an der Grenze Alpiner Buntsandstein – Werfener Schichten und die zu diesem Zyklus gehörende Regression an der Skyth – Anis-Grenze, siehe BRANDNER, 1984).

Im untersuchten Bereich äußert sich die Perm-Trias-Grenze, die weltweit scharf ausgeprägt ist, durch einen markanten Sedimentationsumschwung, der auf eine Klimaänderung hinweist. Durch tektonische Prozesse kann dieser Umschwung nicht erklärt werden (keine Belebung des Hinterlandes oder Absenkung des Sedimentationsraumes).

Als auslösende Ursachen sowohl für eustatische Meeresspiegelschwankungen als auch für Klimaänderungen werden in erster Linie plattentektonische Prozesse diskutiert. Vor allem Volumenänderungen der mittelozeanischen Rücken infolge unterschiedlicher Spreadingraten sowie unterschiedliche Land-See-Verteilungen infolge von Rift- und Subduktionsprozessen sind bezüglich eustatischer Meeresspiegelschwankungen und Klimaänderungen von besonderer Bedeutung (BRANDNER, 1984; MIAL, 1984).

Abschließend sollen noch Überlegungen zur paläogeographischen Entwicklung im Skyth angestellt werden. Dazu ist es auch notwendig, die paläogeographische Situation im Perm, soweit diese bekannt ist, mitzuberücksichtigen.

Vorausgeschickt sei auch noch, daß trotz der recht genauen Kenntnis der faziellen Entwicklung einiger weniger Profile zunächst nur ein sehr grobes paläogeographisches Modell entwickelt werden kann.

Betrachtet man zunächst das Perm, so ist dieses durchwegs kontinental (fluviatil) ausgebildet, wobei sich aus dem Vergleich einzelner Profile des Drauzuges sowohl im Liegenden als auch im Hangenden der intrapermischen Vulkanite eine Schüttungsrichtung von W und N nach S und SE ergibt.

Während im W (S Eggenkofel) das Unterrotliegend nur wenige m mächtig ist und aus grobem Lokalschutt besteht, auch im N des Drauzuges (Stockenboi, Riedgraben) das Unterrotliegend durchwegs in einer proximalen, grobklastischen fluviatilen Fazies entwickelt ist, treten an der Südseite des Drauzuges im Raum Kötschach mächtigere und zunehmend feinkörnigere Sedimente (distale Fazies), teilweise mit lakustrinen Bildungen auf (vgl. NIEDERMAYR & SCHERIAU-NIEDERMAYR, 1982).

Unklar ist die Situation im Bereich des Dobratsch, wo das Perm einerseits transgressiv auf dem Karbon von Nötsch liegen soll, andererseits (im Nötschgraben) transgressiv auf Quarzphyllit des Gailtalkristallins, und zwar bereits mit aufgearbeiteten Vulkanitgeröllen des intrapermischen Vulkanismus (SCHÖNLAUB, 1985).

Auch auf der Westseite am Eingang des Tiebelgrabens (Stockenboi) soll Perm mit aufgearbeiteten Vulkanitgeröllen auf dem kristallinen Untergrund aufliegen (FRITSCH, 1961).

Demnach fehlt sowohl im Nötschgraben als auch an der Westseite des Tiebelgrabens das Unterrotliegend („Laaser Serie“), die Sedimentation setzt dort erst nach dem intrapermischen Vulkanismus ein, was möglicherweise mit einer intrapermischen Bruchtektonik in Verbindung mit dem Vulkanismus zu erklären ist. Dies bedarf jedoch ebenso wie die Frage der Beziehung des Karbon von Nötsch zur Permotrias des Dobratsch einer genaueren Untersuchung.

Im Hangenden des intrapermischen Vulkanismus sind die Profile im N (Riedgraben) und im W des Drauzuges (Abfalterbach, Mensalwald) durchwegs grobklastisch



Abb. 11

- a) Unreifer Grobsandstein und Konglomerat mit viel aufgearbeiteten vulkanischen Geröllen („Porphyrogeröllen“) aus dem Oberperm, ca. 2 m unterhalb der Perm/Trias-Grenze, Profil „Mensalwald“.
- b) Quarzkonglomerate (Lithofazies Gm und Gt) mit grobsandiger Matrix und eingeschalteten Grobsandsteinlagen (St), z.T. mit Kiesgeröllen eingestreut. Basis des Oberen Alpiner Buntsandsteins, Profil „Laaser Wald“.
- c) Trogförmig schräggeschichteter Grobsandstein mit erosiv eingeschnittener Konglomeratlage, reich an Vulkanitgeröllen mit Korngrößen bis über 15 cm. Basaler Oberer Alpiner Buntsandstein, Simmerlacher Klamm.
- d) Trogförmig schräggeschichtete Grobsandsteine (St), lagenweise mit cm-großen Kiesgeröllen (hauptsächlich Vulkanitgerölle, dunkel) eingestreut (feinkonglomeratisch), teilweise gradiert. Basaler Oberer Alpiner Buntsandstein, Simmerlacher Klamm.
- e) Kleinrippeln mit leicht gebogenem Kammverlauf. Werfener Schichten, Profil „Mensalwald“.

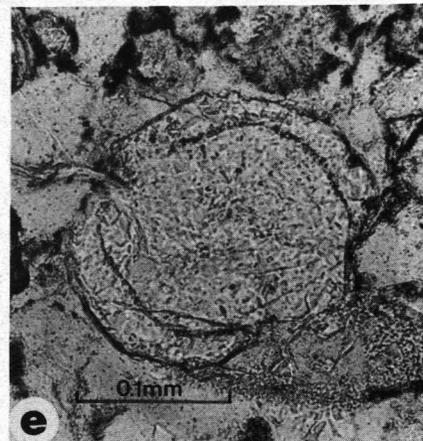
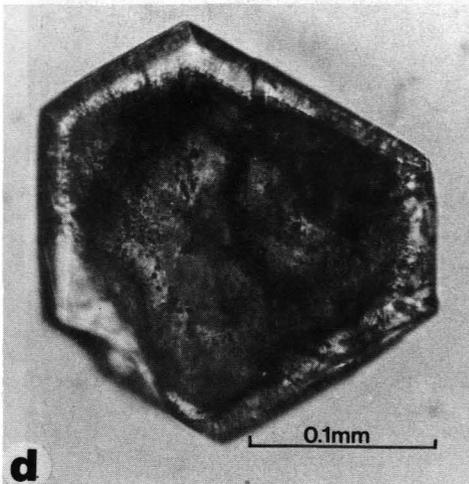
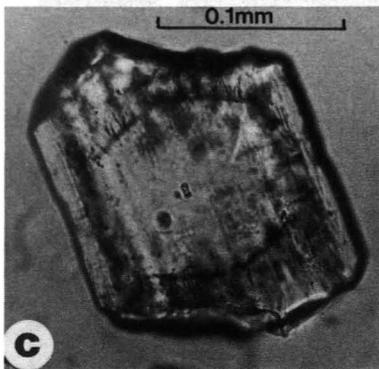
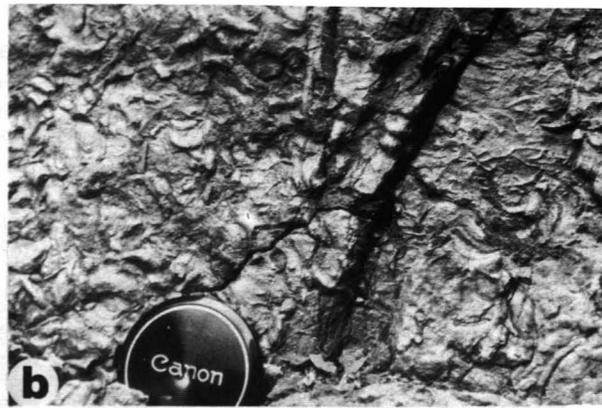


Abb. 12.

- a) Trockenrisse auf einer Schichtunterseite.
Mariner Oberer Alpiner Buntsandstein, Profil „Laaser Wald“.
- b) Stark bioturbater Silt-Feinsandstein mit zahlreichen Lebensspuren auf der Schichtunterseite.
Mariner Oberer Alpiner Buntsandstein, Profil „Mensalwald“.
- c) Detritisches gerundetes Apatitkorn mit deutlich ausgebildetem authigenem Anwachssaum, z.T. idiomorph begrenzt.
Unterer Alpiner Buntsandstein, Profil Riedgraben (Streupräparat, Probe Al 62, ||N).
- d) Detritisches gerundetes Apatitkorn mit idiomorphem Anwachssaum.
Basale Werfener Schichten (Grobfazies), Profil „Laaser Wald“ (Streupräparat, Probe LW 10, ||N).
- e) Detritisches gerundetes Apatitkorn mit deutlich sichtbarem Anwachssaum.
Oberer Alpiner Buntsandstein (marin), Profil „Laaser Wald“ (Dünnschliff, Probe LW 8, ||N).
- f) Feldspatführender lithischer Arenit, reich an vulkanischen Gesteinsbruchstücken (dunkle Komponenten, vG), mäßig sortiert, Komponenten subangular.
F = Feldspat. Basaler Oberer Alpiner Buntsandstein, Simmerlacher Klamm (Probe Si 7, ||N).

entwickelt, während an der Dobratsch-Südseite auch feinkörnige Sedimente mit Karbonatlagen auftreten und NIEDERMAYR et al. (1979) bereits marine Ablagerungsbedingungen diskutieren. Im Oberperm ergibt sich somit derselbe Schüttungstrend wie im Unterperm.

Der Untere Alpine Buntsandstein beginnt im Drauzug durchwegs mit fluviatilen Sedimenten, die teilweise in marine Bildungen übergehen (Riedgraben, Mensal-

wald), teilweise in einer distalen fluviatilen Fazies gipfeln (Simmerlacher Klamm, Laaser Wald). Im östlichen und südwestlichen Drauzug kommt es also bereits am Top des Unteren Alpinen Buntsandsteins zu einer marinen Ingression, das Meer konnte in zwei „Buchten“ aus S und SE eindringen, die durch eine „Schwelle“ (Bereich Kötschach) getrennt waren. Die Schüttung erfolgte nach wie vor aus nordwestlichen Richtungen.

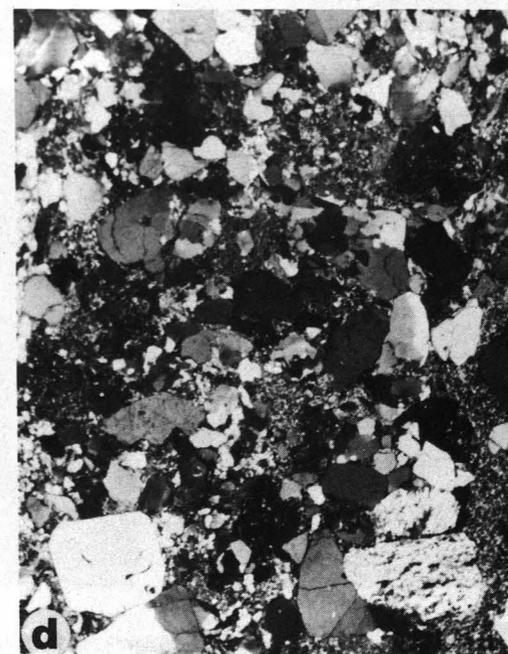
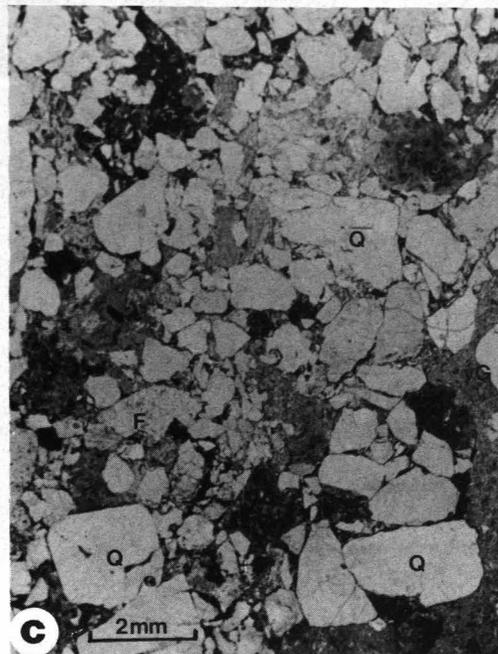
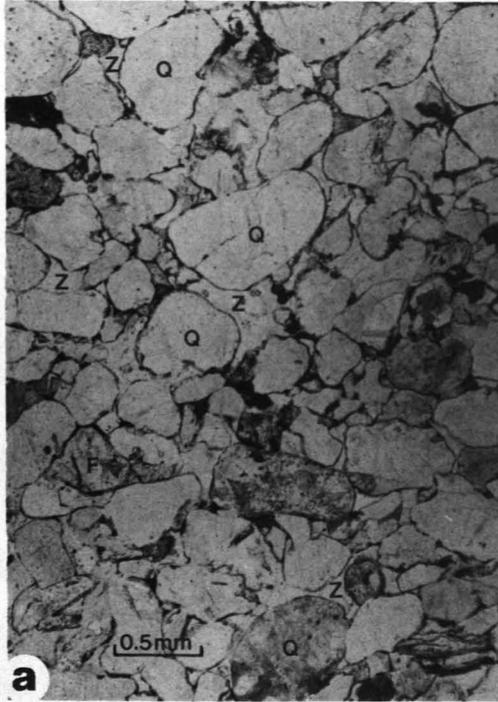


Abb. 13.

a,b) Matrixfreier, gut ausgewaschener, gut sortierter und gerundeter („rounded“) Sublitharenit, stark zementiert (hauptsächlich authigene Quarzanwachssäume, vereinzelt Feldspatanwachssäume).

Unterer Alpiner Buntsandstein, 1,6 m über der Perm/Trias-Grenze, Profil „Mensalwald“.

Q = Quarz; F = Feldspat; Z = Quarzzement (Probe X 4; a = ||N, b = +N).

c,d) Matrixreicher, schlecht ausgewaschener, mäßig sortierter, subangularer lithischer Arenit, reich an vulkanischen Gesteinsbruchstücken.

Ca. 50 cm unter der Perm/Trias-Grenze, Profil „Mensalwald“.

Q = Quarz; F = Feldspat; vG = vulkanische Gesteinsbruchstücke (Probe X 2; c = ||N, d = +N).

Deutlich sind die Unterschiede im kompositionellen und textuellen Reifegrad zwischen Oberpermssandstein (Abb. c,d) und Alpinem Buntsandstein (Abb. a,b).

Der Obere Alpine Buntsandstein beginnt in allen untersuchten Profilen mit fluviatilen Schüttungen, die ebenfalls in marine Sedimente übergehen, ausgenommen im Profil Riedgraben, die Werfener Schichten sind durchwegs marin ausgebildet.

Generell sind die Profile im N (Riedgraben, Simmerlacher Klamm) deutlich unreifer ausgebildet als im S, was auf einen dem Perm ähnlichen Schüttungstrend hinweist, allerdings mit lokal abweichender Schüttungsrichtung.

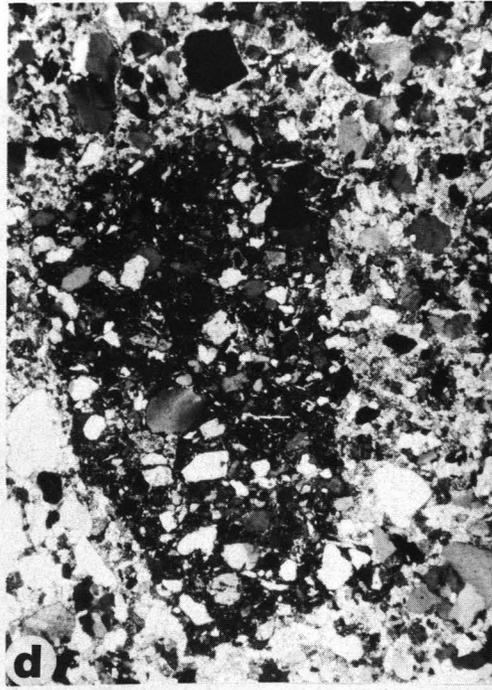
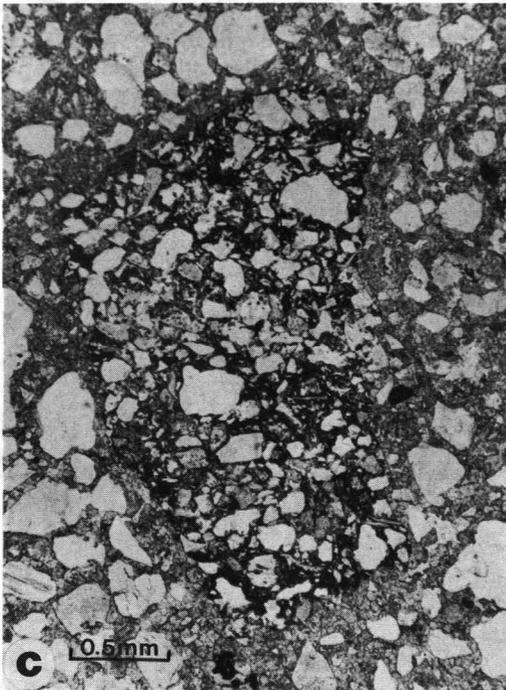
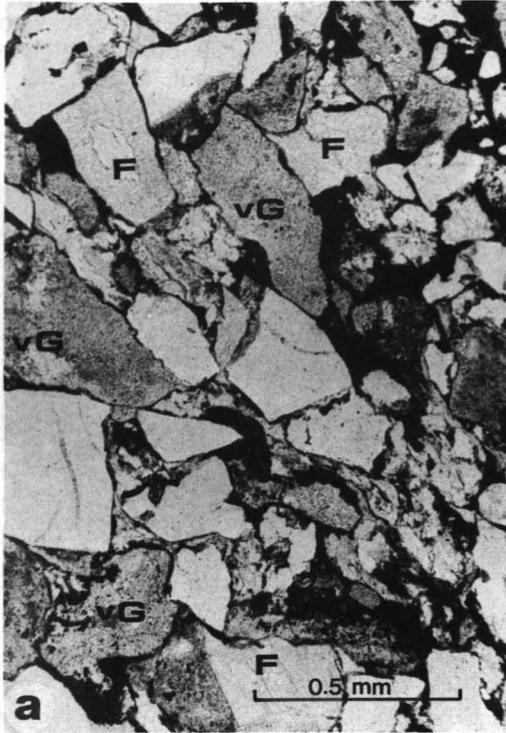


Abb. 14.

a, b) Mäßig sortierter, angularer, matrixreicher lithischer Arenit, reich an vulkanischen Gesteinsbruchstücken (vG).

Oberperm, Profil Abfaltersbach (Probe AB 14; a = ||N, b = +N).

Die ursprünglich in geringer Menge vorhandenen detritischen Feldspäte (F) sind mehr oder weniger vollständig zu Phyllosilikaten zersetzt und bilden sekundäre Matrix, die durch fehlendes Hämatitpigment von der primären Matrix relativ leicht zu unterscheiden ist. Im Korn links oben ist im Zentrum noch ein kleiner Feldspatrest erhalten. Die anderen beiden Körner (F) sind bereits vollständig zu Phyllosilikaten umgewandelt („Phyllosilikatpseudomorphosen nach Feldspat“).

c, d) Karbonatreicher Sandstein mit großem sedimentärem Gesteinsbruchstück (Intraklast) in Form einer aufgearbeiteten Sandsteinkomponente, die sich durch die dunkle Matrix (Hämatitpigment) deutlich abhebt.

Mariner Oberer Alpiner Buntsandstein, Profil Abfaltersbach (Probe AB 26a; c = ||N, d = +N).

Problematisch ist die Einbindung des Profils der Simmerlacher Klamm, vor allem hinsichtlich der Werfener Schichten, die gegenüber den anderen untersuchten Profilen am fossilreichsten sind (Foraminiferen etc.).

Nachdem jedoch die Transgression der Werfener Schichten („Badia-Transgression“) nicht überall gleichzeitig einsetzt sondern diachron verläuft und im NW des Drauzuges (Simmerlacher Klamm) im Vergleich zu den andern Profilen wohl am spätesten erfolgt und die Werfener Schichten der Simmerlacher Klamm sehr wahrscheinlich in das Anis hinaufreiche, sind die Wer-

fener Schichten dieses Profils (ebenso wie im Riedgraben) möglicherweise zeitlich mit der „Evaporitfazies“ zu parallelisieren.

Wenn in den Profilen Simmerlacher Klamm und Riedgraben die Transgression zu einem späteren Zeitpunkt erfolgte als im S und SE des Drauzuges, was jedoch paläontologisch nicht nachweisbar ist, dann reicht in diesen beiden Profilen die Buntsandsteinfazies stratigraphisch auch höher hinauf, ähnlich wie im Westabschnitt der Nördlichen Kalkalpen, wo im Arlberggebiet und im Montafon das gesamte Skyth in Buntsandstein-

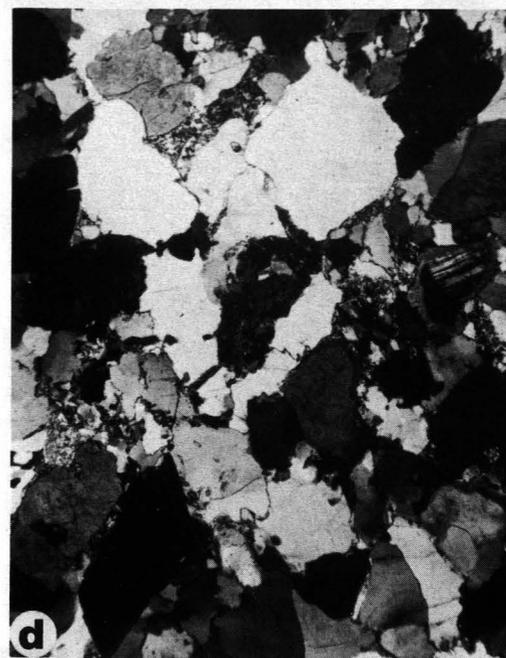
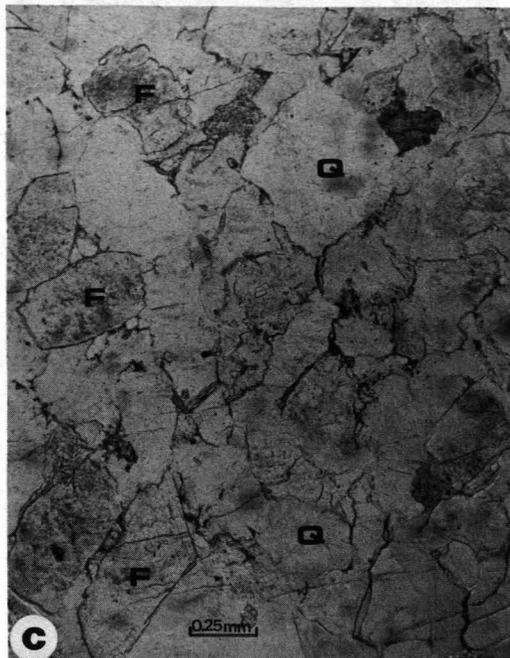
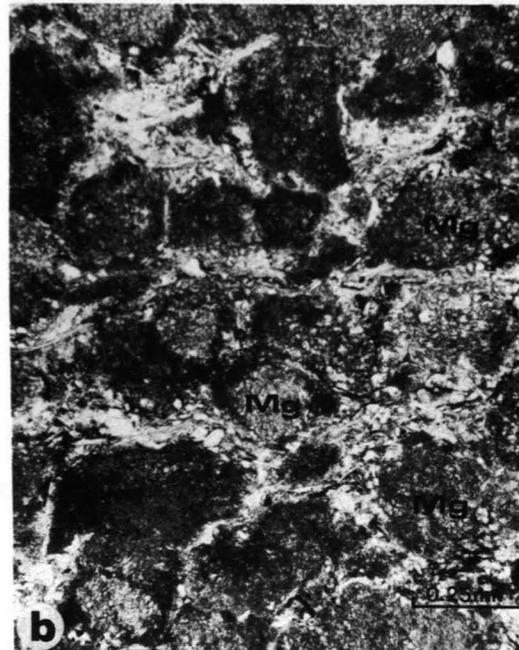
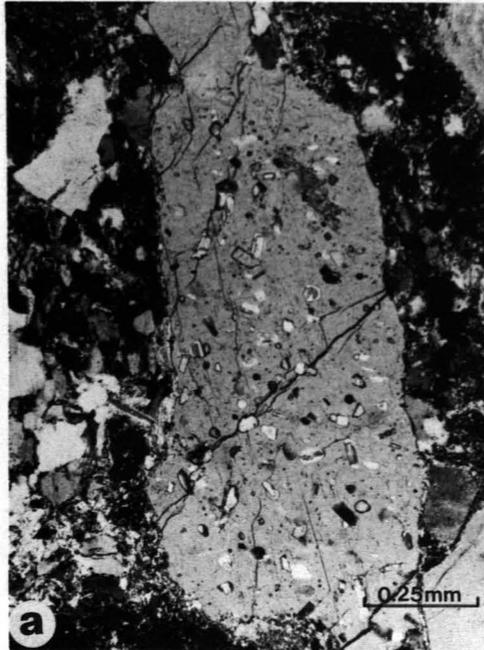


Abb. 15

- a) Detritisches Feldspatkorn (Plagioklas) mit „echter Fülle“ (hauptsächlich Muskowit), aus einem diaphthorischen Kristallin stammend. Oberer Alpiner Buntsandstein, Simmerlacher Klamm (Probe Si 10, +N).
- b) Magnesit in Form kleiner rundlicher oder unregelmäßiger „Konkretionen“ (Mg), die das Sediment (Silt) verdrängt haben. Dünne Magnesitlage im marinen Oberen Alpiner Buntsandstein, Profil „Abfaltersbach“ (Probe AB 25b, ||N).
- c, d) Gut ausgewaschene, stark zementierte Arkose mit Feldspat- und Quarzement in Form authigener Anwachssäume. Basale Werfener Schichten (Grobfazies), Profil „Mensalwald“ (Probe MW 7; c = ||N, d = +N).

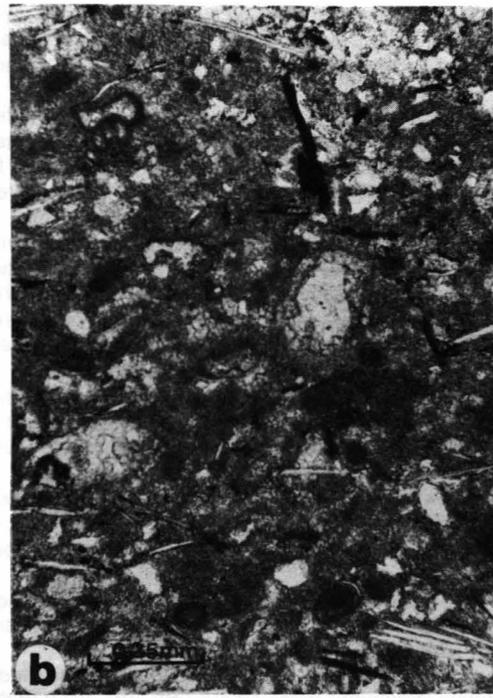


Abb. 16

- a) Gut ausgewaschene, stark zementierte Subarkose aus dem marinen Unteren Alpinen Buntsandstein, Profil „Mensalwald“ (Probe MW 17; +N). Deutlich sichtbar sind die authigenen Anwachssäume um detritische Feldspatkörner (F), teilweise auch um Quarz (Q).
- b) Stark klastisch beeinflusste biogenführende Karbonatbank (Foraminiferen, Ostrakoden). Werfener Schichten, Simmerlacher Klamm (Probe Si 25, ||N).

fazies ausgebildet ist und die Werfener Fazies vollkommen fehlt, erst weiter östlich einsetzt und dann allmählich mächtiger wird.

Der Autor ist sich auch bewußt, daß die zur Diskussion gestellten paläogeographischen Vorstellungen auf Grund einiger noch nicht gelöster Probleme derzeit sehr lückenhaft sind und es noch weiterer Untersuchungen bedarf, um die nach wie vor offenen Fragen einer Lösung näher zu bringen.

Dank

Für wertvolle Hinweise und Diskussionsbeiträge danke ich sehr herzlich Univ.-Prof. Dr. H. MOSTLER, Univ.-Doz. Dr. W. RESCH, Univ.-Doz. Dr. R. BRANDNER, Dr. D. A. DONOFRIO, Dr. V. STINGL und Mag. G. POSCHER, alle vom Institut für Geologie und Paläontologie der Universität Innsbruck.

Herr Univ.-Doz. Dr. W. Resch hat auch freundlicherweise die Bestimmung der Foraminiferen übernommen, wofür ebenfalls herzlichst gedankt sei.

Die Arbeit wurde dankenswerterweise vom Fonds zur Förderung der wissenschaftlichen Forschung in Österreich, Projekt 4453, finanziert.

Literatur

- AMEROM, H. W. J. VAN, BOERSMA, M. & NIEDERMAYR, G.: Notes on the sedimentology and paleobotany of the Werfener Schichten in the western Gailtaler Alps near Kötschach (Carinthia, Austria). — *Geol. en Mijnbouw*, **55**, 218–226, Amsterdam 1976a.
- AMEROM, H. W. J. VAN, BOERSMA, M. & NIEDERMAYR, G.: Bericht über erste Pflanzenfunde aus der Trias-Basis der westlichen Gailtaler Alpen bei Kötschach (Kärnten, Österreich). — *Carinthia II*, **166/86**, 103–112, Klagenfurt 1976b.
- ANGER, H.: Geologie der Gailtaler Alpen zwischen Gailbergsattel und Jauken. — Unveröff. Diss. Univ. Innsbruck, 97 S., Innsbruck 1964.

- BEERBOWER, J. R.: Cyclothems and cyclic depositional mechanisms in alluvial plain sedimentation. — In: MERRIAM, D. F. (Ed.): *Symposium on cyclic sedimentation*, Kansas Geol. Surv. Bull., **169**, vol. 1, 31–42, Lawrence 1964.
- BJØRLYKKE, K.: Diagenetic reactions in sandstones. — In: PARKER, A. & SELLWOOD, B. W. (Eds.): *Sediment Diagenesis*, 169–213, Dordrecht (D. Reidel) 1983.
- BLUCK, B. J.: Deposition of some Old Red Sandstone conglomerates in the Clyde area: a study in the significance of bedding. — *Scott. J. Geol.*, **3**, 139–167, Edinburgh 1967.
- BLUCK, B. J.: Structure of coarse grained braided stream alluvium. — *Trans. Roy. Soc. Edinb.*, **70**, 181–221, Edinburgh 1979.
- BLUCK, B. J.: Structure, generation and preservation of upward fining, braided stream cycles in the Old Red Sandstone of Scotland. — *Trans. Roy. Soc. Edinb.*, **71**, 29–46, Edinburgh 1980.
- BOOTHROYD, J. C.: Mesotidal Inlets and Estuaries. — In: DAVIS, R. A. (Ed.): *Coastal Sedimentary Environments*, 287–360, New York (Springer) 1978.
- BOOTHROYD, J. C. & ASHLEY, G. M.: Process, bar morphology, and sedimentary structures on braided outwash fans, northeastern gulf of Alaska. — In: JOPLING, A. V. & McDONALD, B. C. (Eds.): *Glaciofluvial and Glaciolacustrine Sedimentation*, 193–222, Soc. Econ. Paleont. Min., Spec. Publ., **23**, Tulsa 1975.
- BOOTHROYD, J. C. & NUMMEDAL, D.: Proglacial braided outwash: a model for humid alluvial-fan deposits. — In: MIAL, A. D. (Ed.): *Fluvial Sedimentology*, 641–668, Can. Soc. Petr. Geol., Memoir **5**, Calgary 1978.
- BRANDNER, R.: Meeresspiegelschwankungen und Tektonik in der Trias der NW-Tethys. — *Jb. Geol. B.-A.*, **126/4**, 435–475, Wien 1984.
- BRANDNER, R., DONOFRIO, D. A., KRÄINER, K., MOSTLER, H., RESCH, W. & STINGL, V.: Correlation of transgression and regression events in the Lower Triassic of the Northern and Southern Alps (Buntsandstein-, Servino-, Werfen-Formation). — 5th European regional meeting of sedimentology (IAS), Marseille, April 1984, poster presentation, abstract (2p.), 1984.

- BROGLIO LORIGA, C., MASETTI, D. & NERI, C.: La Formazione di Werfen (Scitico) delle Dolomiti occidentali: Sedimentologia e biostratigrafia. — Riv. Ital. Paleont., **88/4**, 501–598, Milano 1983.
- CANT, D. J.: Development of a facies model for sandy braided river sedimentation: comparison of the South Saskatchewan River and the Battery Point Formation. — In: MIAL, A. D. (Ed.): Fluvial Sedimentology, 627–639, Can. Soc. Petrol. Geol., Memoir **5**, Calgary 1978.
- CANT, D. J. & WALKER, R. G.: Development of a braided-fluvial facies model for the Devonian Battery Point Sandstone, Quebec. — Can. J. Earth Sci., **13**, 102–119, Ottawa 1976.
- CANT, D. J. & WALKER, R. G.: Fluvial processes and facies sequences in the sandy braided South Saskatchewan River, Canada. — Sedimentology, **25**, 625–648, Oxford 1978.
- CHURCH, M. & GILBERT, R.: Proglacial fluvial and lacustrine environments. — In: JOPLING, A. V. & McDONALD, B. C. (Eds.): Glaciofluvial and Glaciolacustrine Sedimentation, 22–100, Soc. Econ. Paleont. Min., Spec. Publ., **23**, Tulsa 1975.
- COLLINSON, J. D. & THOMPSON, D. B.: Sedimentary Structures. — 194 S., London (Allen & Unwin) 1982.
- COMPTON, R. R.: Manual of field geology. — 378 S., New York (John Wiley) 1962.
- DOTT, R. H.: Wacke, graywacke and matrix — what approach to immature sandstone classification? — Jour. Sed. Petr., **34**, 625–632, Menasha 1964.
- ENGELHARDT, W. von: Die Bildung von Sedimenten und Sedimentgesteinen (Sediment-Petrologie, Teil III). — 378 S., Stuttgart (Schweizerbart) 1973.
- FRIEND, P. F.: Towards the field classification of alluvial architecture or sequence. — In: COLLINSON, J. D. & LEWIN, J. (Eds.): Modern and ancient fluvial systems, 345–354, Spec. Publ. int. Ass. Sediment., **6**, Oxford 1983.
- FRITSCH, W.: Eine Transgression von Grödener Schichten in der Latschurgruppe Kärntens. — Carinthia II, **151/71**, 52–57, Klagenfurt 1961.
- FÜCHTBAUER, H.: Der Einfluß des Ablagerungsmilieus auf die Sandsteindiagenese im mittleren Buntsandstein. — Sed. Geol., **1**, 159–179, Amsterdam 1967.
- FÜCHTBAUER, H.: Facies controls on sandstone diagenesis. — In: PARKER, A. & SELLWOOD, B. W. (Eds.): Sediment Diagenesis, 269–288, Dordrecht (D. Reidel) 1983.
- GEYER, G.: Erläuterungen zur Geologischen Karte Oberdrauburg — Mauthen. — 85 S., Wien (Verlag der k.k. Geol. R.-A., Wien) 1901.
- GLENNIE, K. W., MUDD, G. C. & NAGTEGAAL, P. J. C.: Depositional environment and diagenesis of Permian Rotliegendes sandstone in Lemon Bank and Sole Pit areas of the UK southern North Sea. — J. geol. Soc. London, **135**, 25–34, London 1978.
- HARMS, J. C. & FAHNESTOCK, R. K.: Stratification, bed forms, and their flow phenomena (with an example from the Rio Grande). — In: MIDDLETON, G. V. (Ed.): Primary sedimentary structures and their hydrodynamic interpretation, Soc. Econ. Paleont. Mineral., Spec. Publ., **12**, 84–115, Tulsa 1965.
- HARMS, J. C., SOUTHARD, J. B., SPEARING, D. R. & WALKER, R. G.: Depositional environments as interpreted from primary sedimentary structures and stratification sequences. — Soc. Econ. Paleont. Min. Short Course **2**, 161 S., Tulsa 1975.
- HAYES, J. B.: Sandstone diagenesis — the hole truth. — In: SCHOLLE, P. A. & SCHLUGER, P. R. (Eds.): Aspects of Diagenesis, 127–139, Soc. Econ. Paleont. Mineral., Spec. Publ., **26**, Tulsa 1979.
- HEALD, M. T. & LARESE, R. E.: Influence of coatings on quartz cementation. — Jour. Sed. Petr., **44/4**, 1269–1274, Menasha 1974.
- HEIN, F. J. & WALKER, R. G.: Bar evolution and development of stratification in the gravelly, braided, Kicking Horse River, British Columbia. — Can. J. Earth Sci., **14**, 562–570, Ottawa 1977.
- HOPPE, W.: Die paläogeographisch-fazielle Entwicklung im Südteil des Germanischen Buntsandsteinbeckens. — Schrift. geol. Wiss. Berlin, **6**, 5–62, Berlin 1976.
- IRELAND, R. J., POLLARD, J. E., STEEL, R. J. & THOMPSON, D. B.: Intertidal sediments and trace fossils from the Waterstones (Scythian–Anisian?) at Daresbury, Cheshire. — Proc. Yorksh. Geol. Soc., **41**, part 4, 31, 399–436, Leeds 1978.
- JACKSON, R. G.: Preliminary evaluation of lithofacies models for meandering alluvial streams. — In: MIAL, A. D. (Ed.): Fluvial Sedimentology, 543–576, Can. Soc. Petrol. Geol., Memoir **5**, Calgary 1978.
- KRAINER, K.: Zur Sedimentologie des Alpenen Buntsandsteins und der Werfener Schichten (Skyth) Kärntens. — Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, **14/2**, 21–81, Innsbruck 1985.
- McDONALD, B. C. & BANERJEE, I.: Sediments and bed forms on a braided outwash plain. — Can. J. Earth Sci., **8**, 1282–1301, Ottawa 1971.
- MIAL, A. D.: A review of the braided river depositional environment. — Earth Sci. Rev., **13**, 1–62, Amsterdam 1977.
- MIAL, A. D.: Lithofacies types and vertical profile models in braided river deposits: a summary. — In: MIAL, A. D. (Ed.): Fluvial Sedimentology, 597–604, Can. Soc. Petrol. Geol., Memoir **5**, Calgary 1978.
- MIAL, A. D.: Cyclicity and the facies model concept in fluvial deposits. — Bull. Can. Petrol. Geol., **28**, 59–80, Alberta 1980.
- MIAL, A. D.: Analysis of Fluvial Depositional Systems. — AAPG, Education Course Note Series, **20**, 75 S., Tulsa 1981.
- MIAL, A. D.: Principles of Sedimentary Basin Analysis. — 490 S., New York (Springer) 1984.
- MOSTLER, H.: Die permoskythische Transgressions-Serie der Gailtaler Alpen. — Verh. Geol. B.-A., **1972**, 143–149, Wien 1972.
- NICKEL, E.: Experimental dissolution of light and heavy minerals in comparison with weathering and intrastatal solution. — Contrib. Sedimentology, **1**, 1–68, Stuttgart 1973.
- NIEDERMAYR, G.: Gedanken zur lithofaziellen Gliederung der postvariszischen Transgressions-Serie der westlichen Gailtaler Alpen, Österreich. — Mitt. Geol. Ges. Wien, **66/67**, 1973/1974, 105–126, Wien 1975.
- NIEDERMAYR, G.: Die postvariszische Transgressionsabfolge des Drauzuges. — Exkursionsführer zur Arbeitstagung der Geol. B.-A. 1985 in Kötschach–Mauthen, Gailtal, 23–28, Wien 1985.
- NIEDERMAYR, G.: Fluvial Braidplain Passing into an Intertidal Belt at the Margin of the Tethys Sea in the Alpine Buntsandstein of the Drauzug in Carinthia and Eastern Tyrol (Austria). — In: MADER, D. (Ed.): Aspects of fluvial sedimentation in the Lower Triassic Buntsandstein of Europe. — Lecture Notes in Earth Sciences, **4**, 487–496, Berlin – Heidelberg – New York (Springer) 1985.
- NIEDERMAYR, G., SEEMANN, P. & SCHERIAU-NIEDERMAYR, E.: Die Perm–Trias-Grenze im westlichen Drauzug, Kärnten, Osttirol. — Ann. Naturhist. Mus. Wien, **81**, 1–17, Wien 1978.
- NIEDERMAYR, G., SCHERIAU-NIEDERMAYR, E. & BERAN, A.: Diagenetisch gebildeter Magnesit und Dolomit in den Grödener Schichten des Dobratsch, Kärnten, Österreich. — Geol. Rdsch., **68**, 979–995, Stuttgart 1979.
- NIEDERMAYR, G. & SCHERIAU-NIEDERMAYR, E.: Zur Nomenklatur, Seriengliederung und Lithofazies der permoskythischen Basisschichten des westlichen Drauzuges. — Verh. Geol. B.-A., **1982/2**, 33–51, Wien 1982.
- NIEDERMAYR, G., MULLIS, J., NIEDERMAYR, E. & SCHRAMM, J. M.: Zur Anchimetamorphose permo–skythischer Sedimentgesteine im westlichen Drauzug, Kärnten – Osttirol (Österreich). — Geol. Rdsch., **73**, 207–221, Stuttgart 1984.
- ODIN, G. S.: Numerical Dating in Stratigraphy, Part One. — 630 S., New York (John Wiley) 1982.
- ORE, H. T.: Some criteria for recognition of braided stream deposits. — Univ. Wyoming, Contr. Geol., **3/1**, 1–14, Laramie 1964.
- PISA, G., FARABEGOLI, E. & OTT, E.: Stratigrafia e paleogeografia dei terreni anisici della conca di Agordo e dell'alta Val di Zoldo (dolomiti sudorientali). — Mem. Soc. Geol. Ital., **18**, 63–92, Rom 1978.

- PETTIJOHN, F. J., POTTER, P. E. & SIEVER, R.: Sand and Sandstone. – 618 S., New York (Springer) 1972.
- POSCHER, G.: Klastisch-terrestrisches Permoskyth am Südrand der Nördlichen Kalkalpen – eine Faziesanalyse. – Unveröff. Dipl.-Arbeit Univ. Innsbruck, 121 S., Innsbruck 1985.
- POWERS, M. C.: A new roundness scale for sedimentary particles. – *Jour. Sed. Petr.*, **23**, 117–119, Menasha 1953.
- RAMSBOTTOM, W. H. C.: Rates of transgression and regression in the Carboniferous of NW-Europe. – *J. geol. Soc. London*, **136**, 147–153, London 1979.
- RUST, B. R.: Structure and process in a braided river. – *Sedimentology*, **18**, 221–245, Amsterdam 1972.
- RUST, B. R.: Depositional models for braided alluvium. – In: MIAL, A. D. (Ed.): *Fluvial Sedimentology*, 605–625, Can. Soc. Petrol. Geol., Memoir **5**, Calgary 1978.
- SCHÖNLAUB, H. P.: Das Karbon von Nötsch und sein Rahmen. – *Jb. Geol. B.-A.*, **127/4**, 673–692, Wien 1985.
- SIMONS, D. B., RICHARDSON, E. V. & NORDIN, C. F.: Sedimentary structures generated by flow in alluvial channels. – In: MIDDLETON, G. V. (Ed.): *Primary sedimentary structures and their hydrodynamic interpretation*, Soc. Econ. Paleont. Mineral., Spec. Publ., **12**, 84–115, Tulsa 1965.
- SMITH, N. D.: The braided stream depositional environment: comparison of the Platte River with some Silurian clastic rocks, north-central Appalachians. – *Geol. Soc. Am. Bull.*, **81**, 2993–3014, Boulder 1970.
- STABLEIN, L. K. & DAPPLES, E. C.: Feldspars of the Tunnel City Group (Cambrian), western Wisconsin. – *Jour. Sed. Petr.*, **47**, 1512–1538, Menasha 1977.
- STINGL, V.: Ein Beitrag zur Fazies der Prebichlschichten zwischen St. Johann i. T. und Leogang (Tirol/Salzburg). – *Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck*, **12**, 10, 207–233, Innsbruck 1983.
- STINGL, V.: Alpiner Buntsandstein und Werfener Schichten bei Leogang (Salzburg). – *Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck*, **14/1**, 1–19, Innsbruck 1984.
- TURNER, P.: Origin of red beds in the Ringerike Group (Silurian) of Norway. – *Sed. Geol.*, **12**, 215–235, Amsterdam 1974.
- VAIL, P. R., MITCHUM, R. M. Jr. & THOMPSON, S.: Seismic stratigraphy and global changes of sea level, part four: global cycles of relative change of sea level. – *AAPG, Memoir* **26**, 83–98, Tulsa 1977.
- VALETON, I.: Petrographie des süddeutschen Hauptbuntsandsteines. – *Heidelb. Beitr. Miner. Petr.*, **3**, 335–379, Heidelberg 1953.
- WALKER, T. R.: Diagenetic origin of red beds. In: FALKE, H. (Ed.): *The Continental Permian in Central, West and South Europe*, 240–282, Dordrecht (D. Reidel) 1976.
- WAUGH, B.: Authigenic K-feldspar in British Permo-Triassic Sandstones. – *J. geol. Soc. London*, **135**, 51–56, London 1978.
- WILLIAMS, P. F. & RUST, B. R.: The sedimentology of a braided river. – *Jour. Sed. Petr.*, **39**, 649–679, Menasha 1969.

Manuskript bei der Schriftleitung eingelangt am 19. August 1986.

Zur Klärung der geologischen Situation am Süden der Weyerer Bögen (Steiermark)

Von BENNO PLÖCHINGER*)

Mit Beiträgen von I. DRAXLER, R. OBERHAUSER, L. SCHÜSSLER, H. STRADNER & H. SUMMESBERGER

Mit 15 Abbildungen

Steiermark
Kalkalpen
Trias
Jura
Oberkreide
Tektonik
Tiefbajuvarikum
Hochbajuvarikum

Österreichische Karte 1 : 50.000
Blatt 100

Inhalt

Zusammenfassung	93
Abstract	93
1. Einführung	94
2. Stratigraphische Übersicht	95
2.1. Perm-Trias	95
2.2. Jura-Neokom	96
2.3. Hohe Unterkreide-Alttertiär	97
2.3.1. Losensteiner Schichten (Alb-Cenoman)	97
2.3.2. Gosauablagerungen (Coniac-Paleozän)	97
2.3.2.1. Süßwasserkalk	97
2.3.2.2. Die Sedimente des Gosaaustreifens zwischen der Laussa, dem Spitzenbach und dem Großen Billbach (Weißenbach) S von St. Gallen	97
2.3.2.3. Die Gosasedimente bei Weißenbach/Enns	100
3. Beschreibung der Tektonik	100
3.1. Zwischen Laussatal und Spitzenbach	100
3.2. Südlich des Spitzenbaches	100
Dank	103
Literatur	108

Zusammenfassung

Die transgressiv über der Reichraminger Decke liegenden Gosasedimente des N-S streichenden Laussa - Gr. Raming-Gosaaustreifens reichen bei St. Gallen vom Coniac bis in das Paleozän. Bekanntlich ist diesen Gosauablagerungen an der bedeutenden Querstruktur der Weyerer Bögen gegen Westen das gefaltete Frankenfels-Lunzer Deckensystem (Tief- und Hochbajuvarikum) aufgeschoben.

Südlich der Laussa können entlang der Überschiebungsfläche der Lunzer Decke eine geringmächtige Jura-Neokom-Schuppe und eine lange, schmale, den Spitzenbach querende Schuppe aus Losensteiner Schichten (Alb - Cenoman) der Frankenfels-Decke zugerechnet werden. Die N-S streichende Zone der Teufelskirche südlich des Spitzenbaches gehört zum am stärksten eingeebneten Süden der Weyerer Querstruktur. Weil an ihr die gleichen bunten Malmkalk auftreten wie im Lunzer Decken-Bereich N des Spitzenbaches und auch strukturell die Möglichkeit einer Verbindung besteht, kann man annehmen, daß auch sie zur Lunzer Decke gehört.

Das normal liegende des vielfach krinoidenspätigen Malmkalkes (Typus Mühlbergkalk/Steinbergkalk) ist, wie N des Spitzenbaches zu ersehen, der bunte, tiefmalmische Jurahornsteinkalk. Die Winkeldiskordanz, mit der die bunten Malm-sedi-

mente den obertriadischen bis liassischen Sedimenten aufrufen, kann als Folge einer vor- bis untermalmischen Phase gewertet werden. Noch deutlicher ist die Diskordanz, mit der tithon-neokome Aptychenmergel den basalen Obertrias-Malm-sedimenten aufrufen. Sie ist Ausdruck der Jungkimmerischen Phase. Heute kennzeichnen die grauen, mergelreichen Sedimente des Tithon-Neokom den geschwungenen Verlauf der „Hagauer Synklinale“.

Die westvergente Querbewegung der Reiflinger Scholle, die östlich des Meridians von St. Gallen Teil der Sulzbachdecke ist, verursachte innerhalb des normal auf der Lunzer Decke liegenden Gosaaustreifens von Weißenbach/Enns die westgerichtete Aufschüpfung einer vermutlich zur Frankenfels-Decke gehörenden Serie aus buntem Malmkalk und tithon-neokomen Aptychenschichten. Gegen Norden ist ihr im Bereich von Platzl ein unter dem Haselgebirge der Reiflinger Scholle auftauchendes Vorkommen tithon-neokomer Mergel anzugliedern.

Abstract

The Gosau sediments of the N-S striking Gosau strip of Laussa - Gr. Raming transgressively overlie the Reichraming Nappe reaching in the region of St. Gallen from Coniacian to Paleocene. It is well known that at the important cross structure of the "Weyerer Bögen" in the Northern Calcareous Alps these Gosau sediments are overthrust towards the West by the folded Frankenfels-Lunzer nappe system (Lower and Upper Bajuvarikum).

*) Anschrift des Verfassers: Prof. Dr. BENNO PLÖCHINGER, Hyrtlstraße 15, A-2340 Mödling.

South of the Laussa River, along the overthrust plane of the Lunz Nappe, a thin slice of Jurassic Neocomian rocks and a long, small slice of Losenstein Formation (Albian–Cenomanian) which crosses the Spitzenbach can be added to the Frankenfels Nappe. The N–S striking zone of the Teufelskirche, situated south of the Spitzenbach, belongs to the most constricted southern end of the Weyer cross structure. Because there are to be found the same colored Malmian limestones like in the realm of the Lunz Nappe north of the Spitzenbach and because there is the possibility of a structural connection, one can suppose that this zone also belongs to the Lunz Nappe.

As visible north of the Spitzenbach a colored cherty limestone (Jurahornsteinkalk) of the Lower Malmian forms the normal underlying of the crinoid-rich Malmian limestone mentioned above. The angular unconformity with which these colored Malmian sediments are overlying the Upper Triassic to Liassic rocks is the result of a pre-Malmian or Lower Malmian orogenic phase. Still more distinguished is the unconformity with which the Tithonian–Neocomian Aptychus Beds are overlying Upper Triassic to Malmian sediments of their basis. It is the expression of the Lower Kimmeridgian orogenic phase. Today the grey, clayey sediments of Tithonian–Neocomian mark the winding course of the "Hagauer syncline".

East of the meridian of St. Gallen the westward cross movement of the „Reiflinger Scholle“, which is part of the Sulzbach-

nappe, caused the formation of a dislodged slice situated amidst the Gosau strip of Weißenbach/Enns. This slice, presumably belonging to the Frankenfels Nappe, consists of colored Malmian limestones and Tithonian–Neocomian Aptychus Marls. Towards the north, in the area of Platzl, an occurrence of equivalent Aptychus Beds which are rising up under the overthrust Upper Permian Haselgebirge of the "Reiflinger Scholle", is aligned.

1. Einführung

Das Gosaumeer überflutete die bereits vorher geschaffenen Decken und Längsfalten. Entlang einer bedeutenden Querstörung, die ihr Scharnier an der WNW–ESE verlaufenden „Windischgarstener Störung“ (primär „Teichl“- oder auch „Hengststörung“) hatte, wurde das gefaltete Frankenfels-Lunzer Deckensystem des Störungs-Ostflügels gegen den Uhrzeigersinn eingedreht und auf die Gosauablagerungen des Störungs-Westflügels aufgeschoben. Dieser transgressiv über dem Faltenbau der Reichraminger Decke liegende Gos-

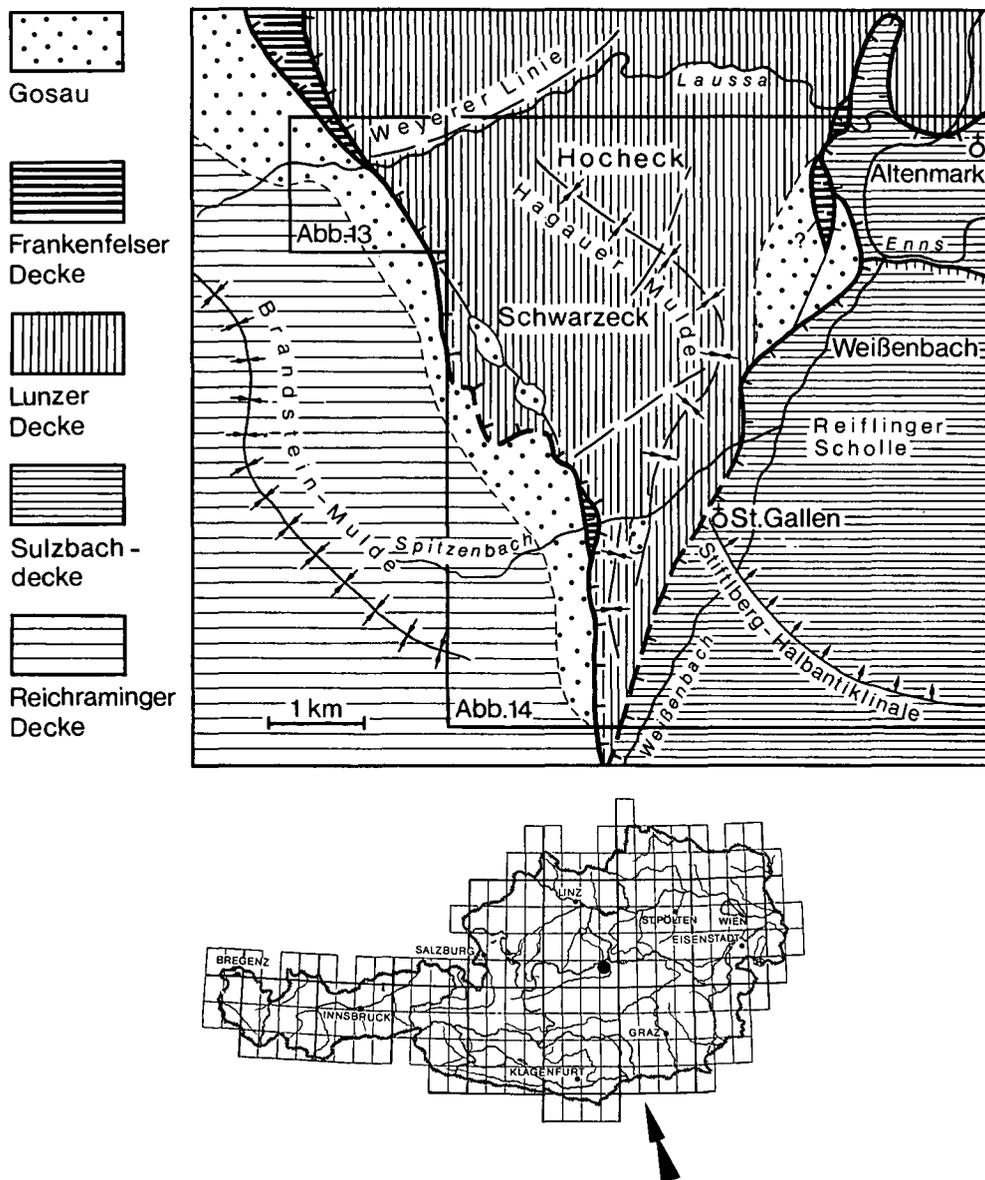


Abb. 1: Die Lage des Aufnahmegebietes (Abb. 13 und 14) in Österreich und seine tektonische Stellung (mit Verwendung der tektonischen Karte von A. TOLLMANN, 1976).

astreifen von Weißwasser-Unterlaussa („Laussagosau“) bildet den westlichen Abschluß der Weyerer Bögen, der bedeutendsten Querstruktur in den Nördlichen Kalkalpen. Im allgemeinen wird sie als Ergebnis eines Kampfes um den Raum während des Nordschubes der Kalkalpen bei gleichzeitiger Querstauung gedeutet (K. POLL, 1972; A. TOLLMANN, 1964, 1976).

G. ROSENBERG (1957, 1958) beschrieb die Grenze zwischen der gegen Süden ausdünnenden Frankenfelder Decke und der durch ihre bereits bedeutend mächtigere Gesteinsserie ausgezeichnete Lunzer Decke und ließ die Frankenfelder Decke, auch auf Grund der Deutung der Aufnahme O. AMPFERERS (1933), in der Zone östlich der Teufelskirche SW von St. Gallen, der „Teufelskirchenklippe“, ausklingen.

Die in der Zeit zwischen 1962 und 1967 auf den Blättern Hiefrau (100) und Rottenmann (99) durchgeführte Neuaufnahme des Verfassers fand bisher nur in einer Profilbeschreibung vom Raum Windischgarsten – St. Gallen (B. PLÖCHINGER & S. PREY, 1968) ihren Niederschlag. Deshalb und auf Grund der bei Revisionen (1983–1986) gewonnenen Einsichten, soll vorerst der Abschnitt über das Südende der Weyerer Bögen eingehender dargestellt werden. Die beigegebenen geologischen Kartenskizzen (Abb. 13 und 14) und die dazugehörigen W–E-Profile (Abb. 15) mögen einen schnellen Einblick ermöglichen. Sie erfassen auch den von P. F. FAUPL (1983) neu gegliederten Streifen der „Laussagosau“.

2. Stratigraphische Übersicht

2.1. Perm–Trias

Haselgebirge (Oberperm)

tritt in Form z. T. gipsführender, bunter oder grauer Tone in tiefen Lagen, so an der Kerbe zwischen Ennsbauer und Kleinschoberbauer, am Spitzenbach, im Bereich der Ennsschlinge N Weißenbach und im Bereich der alten Nüsserbrücke (K. 498) über den Gr. Billbach („Gipsleitern“) auf. Nur östlich der Teufelskirche drang Haselgebirge in eine größere Höhenlage empor. Hier wie auch östlich des Kleinschoberbauern zeigen sich Lösungstrichter.

Bunte Werfener Schiefer und Sandsteine sind an der sanften, dem St. Gallener Becken zugewandten Böschung beiderseits der Erbsattelstraße verbreitet. An den mit Rippelmarken versehenen Schichtflächen der Sandsteinlagen sind häufig Myophorienabdrücke zu erkennen. Bemerkenswert sind die Pflanzenfossilien von der westlichen Talböschung NNE der Abzweigung der Erbsattelstraße. Herr Bezirkshauptförster Ing. SCHÜSSLER, St. Gallen, fand hier einen weiblichen Koniferenzapfen, ähnlich jenem einer *Ullmannia frumentaria* (det. I. DRAXLER) und einen Stammrest (Abb. 2 und Abb. 3).

Reichenhaller Rauhwacke

Das hellocker gefärbte, luckig-brekziöse Gestein ist südlich von St. Gallen am Nordfuß des Zinödls, im Bereich Zinödlbauer-Unterberger und am Rettenbach, im Bereich des Gehöftes Ennsbaumer, anzutreffen. Es wird normal vom Gutensteiner Kalk überlagert.

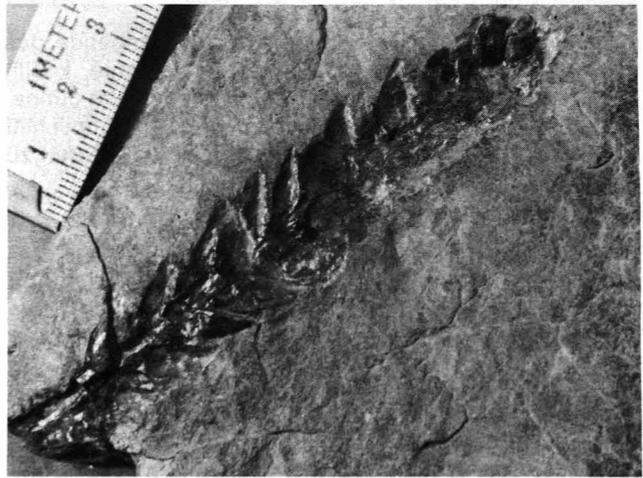


Abb. 2: Weiblicher Koniferenzapfen aus den Werfener Schichten ca. 250 m NE der Abzweigung der Erbsattelstraße von der St. Gallener Bundesstraße.

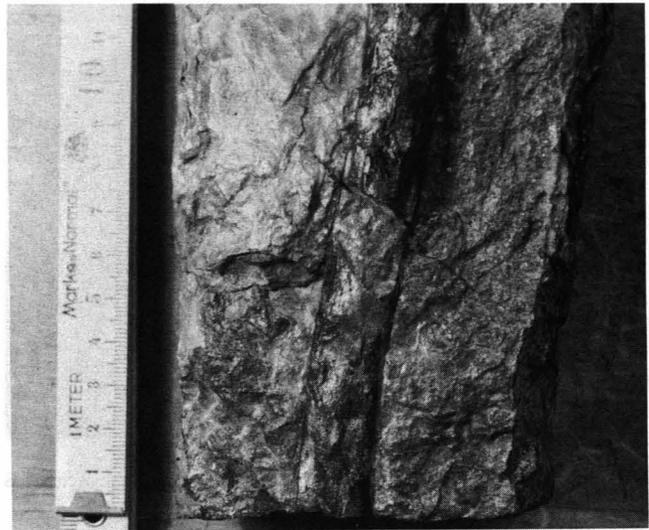


Abb. 3: Stamm aus den Werfener Schichten ca. 200 m NNE der Abzweigung der Erbsattelstraße von der St. Gallener Bundesstraße.

Gutensteiner Kalk (Anis)

Es ist das dunkelgraue bis schwarze, dünnbankige Sokelgestein der Ruine Gallenstein, das sich zum SW-Fuß des Stiftlberges verfolgen läßt. Gutensteiner Kalk taucht südlich des St. Gallener Ortskernes aus der quartären Talfüllung auf und ist auch am Westrand der Weyerer Struktur zwischen dem Gehöft Ennsbaumer und dem Spitzenbach in kleinen Schollen anzutreffen. Zu den kleinen Gutensteiner Kalk-Vorkommen nördlich von Weißenbach gehört auch die kleine Gutensteiner Kalk-Scholle am Platzl, die durch ihren Fluoritgehalt ausgezeichnet ist; der Fluoritgehalt ist an den Kontakt mit dem Haselgebirge gebunden (M. A. GÖTZINGER, R. LEIN & H. H., WEINKE, 1980; M. A. GÖTZINGER & H. WEINKE, 1984).

Schwarze, tonige Mergelschiefer der Gutensteiner (Kalk)-Basisschichten fanden sich lediglich an der Basis der steilstehenden Gutensteiner Kalk-Scholle N Gehöft Ennsbaumer und S der Ruine Gallenstein.

Reiflinger Kalk (Oberanis–Cordevol)
 bildet am Stiftlberg, NE St. Gallen, das Hangende des Gutensteiner Kalkes. Das hell- bis dunkelgraue, knollige, hornsteinführende Gestein zeigt gelegentlich dünne, graugrüne, (?) tuffitische Zwischenlagen. Im Dünnschliff (68–527) sind Muschelschälchen und Foraminiferen zu sehen.

Lunzer Schichten (Lac)
 gehören zur Serie des Hohecks und zur Serie des Stiftlberges NE St. Gallen. Es sind dunkle Tonschiefer und Quarz-Feldspat-Arenite. Am Hoheck werden sie normal vom Opponitzer Kalk überlagert.

Opponitzer Kalk (Alaun)
 ist in wenige 10 m Mächtigkeit im Hangenden der Lunzer Schichten bei Gehöft Kremsbichler (Unterlaussa) aufgeschlossen. Das im allgemeinen bräunliche, deutlich dezimeter- bis metergebantke Gestein führt lagenweise Anhäufungen kleiner Gastropoden (Abb. 4). Im Dünnschliff aus einer feinkörnigen Lage sind Trocholinen zu erkennen.



Abb. 4: Gastropodenoolithlage im Opponitzer Kalk bei Gehöft Kremsbichler S der Laussa.

Hauptdolomit (Nor)
 bildet in seiner üblichen, deutlich gebantkten Ausbildung einen wesentlichen, bis ca. 400 m mächtigen Baustein. Je nach seinem Bitumengehalt ist er hellbräunlichgrau bis dunkelgrau gefärbt.

Plattenkalk (Nor–Rhät)
 geht unter Wechsellagerung aus dem liegenden Hauptdolomit hervor und wird bis an die 300 m mächtig. Das Gestein ist rhythmisch dezimeter- bis metergebantkt und führt in mächtigeren Lagen Megalodonten.

Kössener Schichten (Rhät)
 bilden das normal Hangende des Plattenkalkes. Sie sind an der Schwarzeck-Ostflanke und an der Hoheck-Ostflanke in bis ca. 100 m Mächtigkeit entwickelt. Dunkelgraue, gelegentlich brachiopodenführende, ± weiche Mergel wechsellagern mit einem oft lumachellenführenden, dunkelgrauen Mergelkalk.

Oberhättriffkalk
 überlagert am Peterbauernkogel normal die Kössener Schichten des Schwarzeck-Ostfußes. Der helle Kalk ist reich an Riffkorallen und ist auch häufig als Foraminifereosparit ausgebildet. Im Dünnschliff (68/526) sind

Triasina hantkeni MAJZON, *Trocholina permodiscoides* OBERHAUSER, *Permodiscus oscillans* (OBERHAUSER) und *Permodiscus* sp. (det. OBERHAUSER) zu erkennen.

2.2. Jura–Neokom

Bunter Liaskalk
 in Adneter Fazies liegt am Peterbauernkogel S des Peterbauern in wenige Meter Mächtigkeit vor. Das ammoniten- und belemnitenführende Gestein zeigt im Dünnschliff (228–68) neben Schalenresten und Ostrakoden auch Foraminiferen: *Nodosariiden* und *Involutina liassica* (JONES) (det. R. OBERHAUSER). Hierlitzkalk mit „*Rhynchonella*“ *variabilis* SCHLOTHEIM (det. H. ZAPFE) tritt östlich unter dem Jurahornsteinkalk des Hoheckgipfels auf (H. BRANDAUER, 1955).

Fleckenmergel
 der Allgäuschichten (Lias) treten offenbar unter dem Almboden der Hoheckwiese auf und bilden dort das stratigraphisch Hangende der Kössener Schichten.

Jurahornsteinkalk
 der Kiesel- und Radiolaritschichten (tiefer Malm). Mit einer bis zu wenige Meter mächtigen, dicht gepackten Sedimentärbrekzie, in deren ocker bis rötlich gefärbten, arenitischen Bindemittel sich unter anderen Komponenten eines organogenen Rhätalkes (Schliff 229–86), eines Krinoidenkalkes und eines krustig auswitternden, braunen bis rötlichen Hornsteines finden, zeigt sich am Peterbauernkogel die Sedimentation des über 100 m mächtigen Jurahornsteinkalkes eingeleitet (Abb. 5). Am Stichweg, der von der Forststraße des Großschoberbauern in Richtung Peterbauernkogel abzweigt, ist dem brekziösen, basalen Kalk eine 0,8 m mächtige, helle Kalkoolithlage eingeschaltet, die auf eine sehr geringe Wassertiefe und auf eine relativ starke Wasserbewe-



Abb. 5: Belemniten-„Schlachtfeld“ in der malmischen Krinoidenkalkbrekzie des Peterbauernkogels (Bildlänge ca. 0,5 m).

gung zur Zeit der einsetzenden malmischen Absenkung hinweist.

Der kieselige Kalk des Peterbauernkogels und des Schoberriegels ist hellbraun bis rötlichbraun und meist dezimetergebantkt. Ein Dünnschliff (68–55) vom Gestein des Peterbauernkogels weist Echinodermerreste, *Spiculae*, Schalenfilamente und *Nodosaria* sp. auf. Es läßt

sich ein Übergang zum hangenden krinoidenspätigen Malmkalk erkennen.

An einem kleinen, aufgelassenen Steinbruch am Fahrweg SE des Großschoberbauern sind in einem rötlichen, dezimetergebanten Kalk nahe der stratigraphisch aufruhenden tithon-neokomen Aptychenschichten rotbraune Radiolaritbänder ausgebildet, deren Radiolarien im Dünnschliff (231–86) einen durch Auslängerung verursachten, schlechten Erhaltungszustand aufweisen.

Bunte Kalke des höheren Malm gehen aus dem liegenden Radiolarien-Kieselkalk (Jura-hornsteinkalk) hervor. Hellbraune bis rötliche, kieselig-klotzige Krinoidenkalke entsprechen dem Mühlbergkalk; hellbraune, rötlichbraune bis rote, gelegentlich dünnbankig-flaserige, an Echinodermerresten reiche Kalke sind dem Haselbergkalk („Diphya“-Kalk) des Tithon (Tiefberrias) vergleichbar, den A. TOLLMANN (1976, S. 378f.) dem Steinmühlkalk unterordnet. Beide Varianten sind wichtige Bauelemente des Hohecks, des Schoberriegels und – wie seit G. ROSENBERG (1958, S. 92) bekannt – auch des N–S-streichenden, schmalen Rückens zwischen der Teufelskirche und dem Gehöft Kollmann, der „Teufelskirchenklippe“. Der Dünnschliff 68–384 aus einem bunten flaserigen Kalk zeigt Radiolarien, Calpionellen und zahlreiche Tintinniden, z.B. *Tintinnopsella carpathica* (MURGEANUS & FILIPESCU), det. R. OBERHAUSER.

Tithon-neokome Aptychenschichten (Ammergauer Schichten)

bestehen aus grauen, dezimetergebanten, hornsteinführenden, kalkreicheren Mergeln, die dem Tithon zugerechnet werden können und aus tonreicheren, vielfach grünlichgrauen, sandigen Mergeln des Neokoms.

Valanginien belegt eine Probe vom Kraxengraben durch die im Dünnschliff (68–524) massenhaft auftretenden Calpionellen, darunter *Calpionella alpina* und *Stenosemellopsis hispanica* (det. R. OBERHAUSER). Die gleiche Vergesellschaftung findet sich in einem Dünnschliff (68–529) vom Gestein des SE-Fußes des Schoberriegels. Auch Aptychensplitter und Radiolarien sind in diesem Schliff zu erkennen. Dem Neokom zuzuordnen sind schließlich auch die grauen Mergelschiefer am Hoheck-Südhang, 150 m über dem Gehöft Hagauer; sie führen die Nannoflora *Watznaueria barnesae*, *Lithastrinus* sp. und *Nannoconus* sp. (det. H. STRADNER).

2.3. Hohe Unterkreide–Alttertiär

2.3.1. Losensteiner Schichten (Alb–Cenoman)

Mattgraue, weiche blättrige bis schiefrig-plattige, tonreiche Mergel der Losensteiner Schichten sind am Pfarralmweg, ca. 650 N der Abzweigung vom Spitzenbachgraben, aufgeschlossen. Sie führen in der Probe He 132 Globotruncanen der *appenninica*-Gruppe und Sandschaler des Cenoman und eine Nannoflora mit *Watznaueria barnesae*, *Micrantholithus hoschulzii* und *Nannoconus* cf. *globulus* (det. STRADNER, mittlere bis höhere Unterkreide). In der benachbart genommenen Probe He 231 aus bunten, plattigen Mergeln ist eine Nannoflora mit *Watznaueria barnesae*, *Nannoconus steinmanni*, *Prediscosphaera* sp. und *Eiffellithus turriseiffeli* (det. H. STRADNER, ?Alb –

Cenoman) enthalten. Ca. 200 m W des Pfarralmweges dürften dunkelgraue Mergelschiefer der Losensteiner Schichten in die höheren Gosauablagerungen eingeschuppt worden sein; sie führen *Watznaueria barnesae*, *Braarudosphaera bigelowi*, *Nannoconus* sp., und *Parhabdolithus embergeri* (det. H. STRADNER, Unterkreide).

S des Spitzenbaches lassen sich die Losensteiner Schichten in schmaler Zone auf ca. einen halben Kilometer bis auf etwa 700 m NN weiter verfolgen. In der Probe He 174 aus grauen bis grünlichgrauen oder auch rötlichen Mergelschiefern, die ca. 300 m S des Spitzenbaches mit dezimetermächtigen Sandsteinbänken wechsellagern, sind großwüchsige Globotruncanen der *appenninica*-Gruppe (det. R. OBERHAUSER, Cenoman) enthalten, und in der Probe He 182 aus dunkelgrauen, sandigen Mergelschiefern ca. 450 m S des Spitzenbaches eine Nannoflora mit *Watznaueria barnesae*, *Micrantholithus hoschulzii* und *Nannoconus* cf. *globulus* (det. H. STRADNER, mittlere bis höhere Unterkreide).

2.3.2. Gosauablagerungen (Coniac–Paleozän)

2.3.2.1. Süßwasserkalk (Coniac–Santon)

Dieser bräunlichgraue, sandige, zum Teil mergelige und dünn-schichtige, pflanzenfossilführende Kalk tritt als isoliertes Vorkommen an der südlichen Böschung des Spitzenbaches, nächst der Hintermühle, auf. Aus ihm stammen die auf den Abb. 6–9 ersichtlichen Sammlungsstücke des Herrn Ing. L. SCHÜSSLER, die Frau Dr. I. DRAXLER als *Aralia*-ähnliches Blatt (Abb. 6), als Zweig von *Geinitzia* (Konifere der Familie der *Taxodiaceae* (Abb. 7) und als Koniferenzweig (*Taxodiaceae* [Abb. 8]) bestimmen konnte. Noch unbestimmt blieb ein Angiospermenblatt (Abb. 9).



Abb. 6: Angiosperme: „*Aralia*“-ähnliches Blatt aus dem Gosau-Süßwasserkalk im Spitzenbachgraben bei der Hintermühle.

Ein in südlicher Richtung von der Talsohle des Spitzenbaches aus vorgetriebener, kurzer Stollen läßt erkennen, daß man einst im Süßwasserkalk nach Kohle suchte.

2.3.2.2. Die Sedimente des Gosaustreifens zwischen der Laussa, dem Spitzenbach und dem Großen Billbach (Weißenbach) S von St. Gallen

Die Gosauablagerungen, die bei Unterlaussa über das Tal der Laussa gegen Süden zum Spitzenbach und weiter zum Gr. Billbach (Weißenbach) streichen, liegen



Abb. 7: Zweig von *Geinitzia*, Konifere aus der Familie der Taxodiaceae, aus dem Gosau-Süßwasserkalk im Spitzenbachgraben bei der Hintermühle.

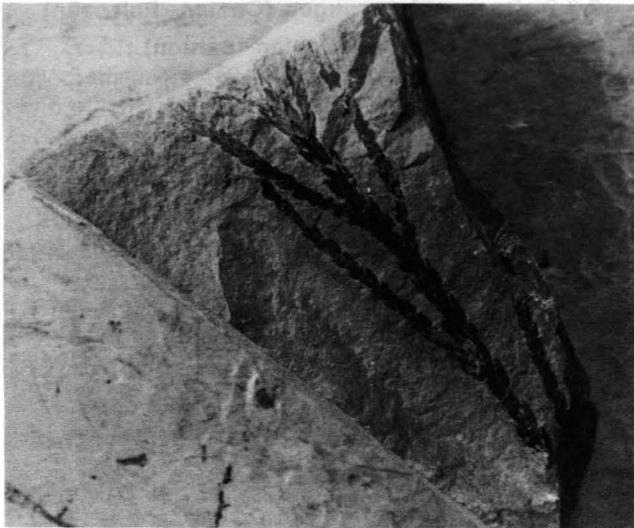


Abb. 8: Koniferenzweig (Taxodiaceae) aus dem Gosau-Süßwasserkalk im Spitzenbachgraben bei der Hintermühle.



Abb. 9: Blatt aus dem Gosau-Süßwasserkalk im Spitzenbachgraben bei der Hintermühle.

transgressiv über den Gesteinen der Reichraminger Decke. Mit Rücksicht auf die von Herrn Prof. P. FAUPL (1983) nach modernen Gesichtspunkten durchgeführte

Untersuchung dieser Gosauablagerungen soll hier im wesentlichen nur auf jene Ergebnisse aufmerksam gemacht werden, die ergänzende Aussagen zulassen. Die stratigraphische Gliederung stützt sich auf jene P. FAUPL's (siehe Abb. 10).

Zu den etwa 100 m mächtigen Ablagerungen der „Tieferen Gosau“ (Coniac–Santon) gehören ein ca. 10 m mächtiges, feinkörniges Dolomitskonglomerat, ein ca. 25 m mächtiger, grauer, zäher Kalksandstein und ein etwa 70 m mächtiges Paket grauer Kalkmergel mit dezimetermächtigen Sandsteinzwischenlagen. Es sind die den Inoceramenmergeln entsprechenden Weißwasserschichten FAUPL's.

Hangend der Weißwasserschichten folgen die an Karbonatbreccien reichen, mit ihren bunten Peliten den Nierentaler Schichten gegenüber zu stellenden, über 200 m mächtigen Spitzenbachschichten FAUPL's. Sie vertreten tieferes Unteracampan bis unteres Oberacampan.

Im Graben, der S des Spitzenbaches in südlicher Richtung von der Moser-Kohlgrube zur ehemaligen Moser-Almwiese verläuft, fand Bezirkshauptförster Ing. SCHÜSSLER in etwa 740 m NN in einem saiger stehenden, SSE-NNW streichenden, hellocker gefärbten, dichten Kalksandstein den von Dr. H. SUMMESBERGER bestimmten Ammoniten *Texanites* sp. (Abb. 11). Obwohl

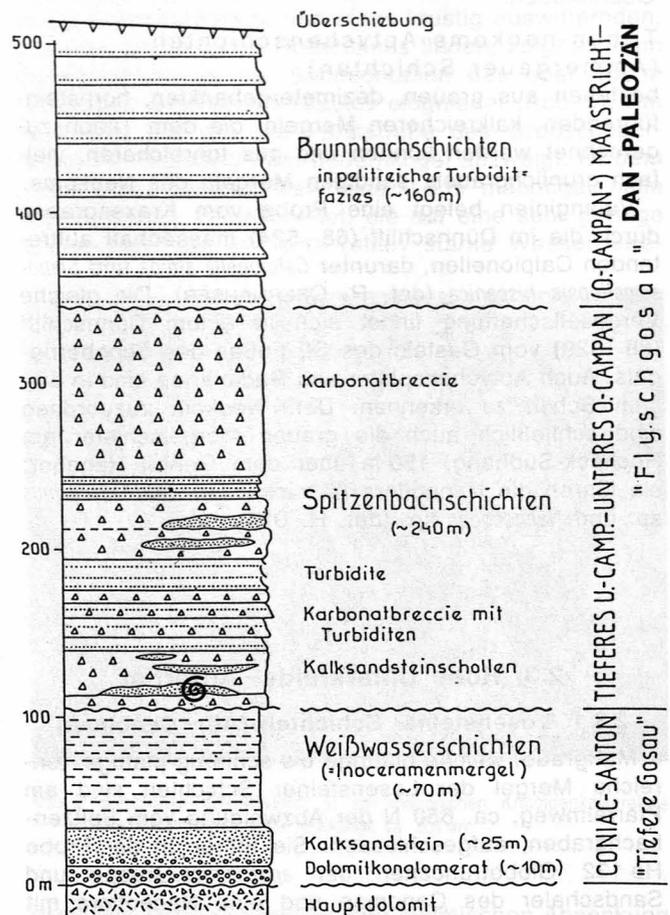


Abb. 10: Schematisches Übersichtsprofil durch die Gosauablagerungen im Gebiet des Spitzenbaches westlich von St. Gallen nach P. FAUPL (1983, p. 224, Abb. 4), ergänzt durch die in das Paleozän reichende Altersstellung der Brunnbachschiechten.

⊙ *Texanites*-Fund in einer Kalksandstein-Gleitscholle der Spitzenbachschichten (siehe Abb. 11).



Abb. 11: *Texanites* sp. aus dem Liegendniveau der Spitzenbachschichten im Graben zur ehemaligen Moseralmwiese S des Spitzenbaches.

nach Dr. SUMMESBERGER das korrosionsbedingte, fast völlige Fehlen der Beknotung keine spezifische Bestimmung zuläßt, ist durch den *Texanites*-Fund santones Alter sichergestellt. Die Gattung *Texanites* setzt mit dem Untersanton ein. Das Verbreitungsmaximum in Österreich ist ebenfalls im Untersanton. Im Obersanton nimmt die Häufigkeit stark ab und im Campan ist *Texanites* unbekannt.

Weil sich die Ammonitenfundstelle in einem einige Meter mächtigen, zumindest auf drei Seiten von Karbonatbrekzien umgebenen Sandsteinpaket befindet, ist dieses als eine Scholle zu deuten, die sedimentär aus der „Unteren Gosau“ in die Karbonatbrekzie der Spitzenbachschichten eingebracht wurde. Gleitschollen aus Kalkareniten sind auch von P. FAUPL innerhalb der Karbonatbrekzien der Spitzenbachklamm beobachtet worden (siehe dazu Abb. 10). Eine feinschichtige Mergelinschaltung in der Karbonatbrekzie des Spitzenbaches enthält in der Probe He 187 *Watznaueria barnesae*, *Eiffellithus turriseiffeli*, *Lucianorhabdus cayeuxi* und *Micula staurophora* (det. H. STRADNER).

In der gegen das Hangende der Spitzenbachschichten mächtig entwickelten Karbonatbrekzie liegt eine 6 m mächtige Sandsteinbank, die Brachiopoden und auch Inoceramen führt. Im höchsten Niveau der Spitzenbachschichten (Proben He 192–196) weisen bunte, in Nierentaler Fazies entwickelte, sandige Mergelschiefer eine von OBERHAUSER bestimmte campana Foraminiferen-Vergesellschaftung auf.

Die über den Sedimenten der Spitzenbachschichten ruhenden, in pelitreicher Turbiditfazies entwickelten Brunnbachschichten (nach FAUPL Oberes Campan bis Maastricht–Dan) sind am Spitzenbach über 150 m mächtig und erreichen N davon, südwestlich Gehöft Fahrenberger gewiß an die 350 m Mächtigkeit. Sie liegen transgressiv über den gegen NNW in zunehmendem Maße reduzierten Sedimenten der tieferen Gosau.

Aus den im tieferen Teil des Grabens SW Gehöft Fahrenberger (= 1 km N der Spitzenbachklamm) anstehenden, steil ENE-fallenden, bräunlichgrauen, schalig brechenden Mergeln der Brunnbachschichten entstammen die Proben He 202–205. Sie führen *Globigerina trilo-*

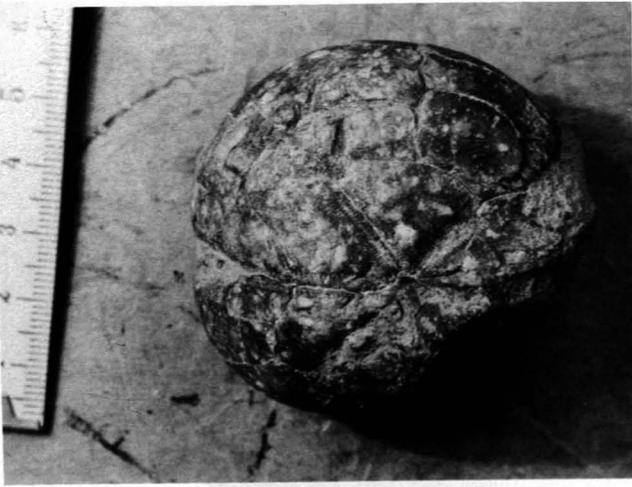


Abb. 12: *Micraster* sp. aus den Brunnbachschichten im Schattleitengraben S des Spitzenbaches.

culinoides PLUMMER, *Globigerina pseudobulloides* PLUMMER, *Globigerina compressa* PLUMMER, Globotruncanen und Gumbelinen (det. R. OBERHAUSER, möglicherweise globotruncanenfreies Dan). Die Grenze zum Maastricht (Tertiär-Kreidegrenze) läge somit orographisch unmittelbar darüber.

Beiderseits des Spitzenbaches, WNW und SW der Abzweigung der Pfarralmstraße von der Spitzenbachstraße, wurden in bräunlichgrauen Mergelschiefern der stratigraphisch höchsten Brunnbachschichten die Proben He 112 und 113 entnommen. Sie enthalten nach der Bearbeitung R. OBERHAUSERS eine paläozäne (bis eozäne) Planktonfauna, Flyschsandschaler und Tertiärglobigerinen. Auch in den Proben He 173 und He 178 aus den bunten Mergelschiefern des von SSE in den Spitzenbachgraben mündenden Grabens sind massenhaft Flyschsandschaler enthalten. Die Brunnbachschichten reichen zweifellos über das Dan hinaus in das Paleozän.

Im Bereich S der Laussa gehören den Brunnbachschichten östlich der Rutscher-Forststraße 50–80° ESE-fallende, grünlichgraue bis ziegelrote, mit Brekzien wechsellagernde Mergelschiefer zu, auf welchen häufig helminthoideenähnliche Fraßspuren zu beobachten sind. In den Proben He 224 und He 228 führen sie folgende von H. STRADNER bestimmte Nannoflora der höheren Oberkreide: *Watznaueria barnesae*, *Cribrosphaerella ehrenbergi*, *R. anthophorus*, *Microrhabdulus* sp., *Prediscosphaera cretacea* und *Micula staurophora*. Da auf rund zwei Kilometer Erstreckung südlich der Laussa die Spitzenbachschichten fehlen, ruhen hier die Brunnbachschichten unmittelbar den Basisbildungen der tiefen Gosau (Basisbrekzie, Dolomitzkonglomerat) auf.

2.3.2.3. Die Gosasedimente bei Weißenbach/Enns

Der ca. 2 km lange, N–S streichende Gosastreifen bei Weißenbach/Enns kann in seiner Gesamtheit den Weißenbachschichten FAUPL's zugerechnet werden. Ab der ersten, gegen N abbiegenden Kehre des Fahrweges vom Gehöft Berger zum Gehöft Grabenbauer liegt ein 5 m großer Block eines groben Gosakonglomerates, der an seinem Westrand von graugrünen Mergeln gesäumt ist. Diese führen in der Probe He 222 primitive Neoflabellinen des Coniac (det. OBERHAUSER). Der nächst dieser Kehre ausgehende, gegen W zum Gelände S Gehöft Grabenbauer ansteigende Graben schließt zuerst mittelsteil bis steil ESE-fallende, graue, mürbe

Mergel mit bis halbmetermächtigen, fein- bis mittelkörnigen Konglomeratlagen auf. In den Mergelproben He 139, 465–469, enthalten sie nach R. OBERHAUSER Foraminiferen der tieferen Gosau und zwar Globotruncanen der *lapparenti*-Gruppe, Epistomminen, *Marssonella* sp. und nach H. STRADNER eine Nannoflora der mittleren bis höheren Kreide: *Watznaueria barnesae*, *Cretarhabdus crenulatus*, *Braarudosphaera bigelowi*, *Prediscosphaera cretacea*, *Eiffellithus turriseiffeli*, *Lucianorhabdus maleformis*, *Microrhabdulus decoratus*, *Cribrosphaerella ehrenbergi*, *Glaukolithus diplogrammus*. Gleich darauf quert der Bach eine 4 m mächtige Bank eines Grobkonglomerates mit mergeligem Bindemittel, 45 m höher einen sanft westfallenden, harten, sandigen Mergel mit einer 2 m mächtigen Konglomeratlage und schließlich ein mächtiges Grobkonglomerat mit grauen und rötlichen Mergelschiefer-Einschaltungen.

Unter den Ablagerungen der Ennstalterasse sind bei der Bahnstation Weißenbach-St. Gallen äquivalente graue, sandige Gosauergel und -sandsteine des Coniac (?) aufgeschlossen.

3. Beschreibung der Tektonik

(siehe dazu Abb. 13, 14 und 15)

3.1. Zwischen Laussatal und Spitzenbach

N der Laussa wurden Gesteinsserien mit Opponitzer Rauhacke, Hauptdolomit, Malmkalken (Mühlberg-Brachiopodenkalk, Agathakalk) und auch das tektonisch tiefere „Randcenoman“ zur tiefbajuvarischen Frankenfesler Decke gestellt (R. LOEGTERS, 1937 und G. ROSENBERG, 1957).

Unmittelbar S der Laussa ist die Frankenfesler Decke nach neuer Untersuchung offenbar nur durch eine 150 m lange und ca. 10 m mächtige, steil ENE-fallende Scholle vertreten (Abb. 13). Die an der Pfarralm-Forststraße, 300 m nach der Abzweigung von der Rutscher-Forststraße gut aufgeschlossene, den Brunnbachschichten gegen WSW aufgeschuppte Gesteinsserie besteht aus einem 5 m mächtigen, malmischen Krinoidenkalk (Mühlbergkalk; Kimmeridge–Tithon), einer metermächtigen rötlichen Flaserkalklage (Steinmühlkalk; Tithon–Berrias), einem wenige Dezimeter mächtigen, verruselten Aptychenmergel (Neokom?) und einem ebenso wenige Dezimeter mächtigen, hellgrünlichgrauen Sandmergel (?Losensteiner Schichten). Darauf liegt mit mittelsteiler, NE-fallender Überschiebungsfläche der Hauptdolomit des Totenkogels (Lunzer Decke).

Bei Verfolgung der Überschiebungsfläche der hochbajuvarischen Lunzer Decke auf die Laussagosau gelangt man im Bereich zwischen Jägerhaus und Pfarralm zu einem ca. 150 m breiten Areal aus Haselgebirgston und Werfener Schiefen, dem kleine Partien aus Reichenhaller Rauhacke, Gutensteiner Kalk und Gutensteiner Dolomit eingeschaltet sind, stratigraphisch tiefe Schichtglieder der Lunzer Decke.

Südöstlich der Pfarralm sind an der Kehre des Fahrweges zum Gehöft Ennsbaumer steil SW-fallende Gosauergel und -sandsteine aufgeschlossen, die transgressiv auf dem Hauptdolomit des zur Lunzer Decke gehörenden Schwarzecks liegen. Am gleichen Fahrweg folgen SW davon, ebenso als Schichtglieder der Lunzer Decke, ein bläulichgrauer Haselgebirgston, schwarze Tonschiefer der Gutensteiner (Kalk) Basisschichten und, an einem kleinen aufgelassenen Bruch, ein steil

WSW-fallender Gutensteiner Kalk. Auch das nerineenführende Gosaukonglomerat N Gehöft Fahrberger ruht normal auf dem Hauptdolomit des Schwarzecks.

Fossilbelegte schiefriig-plattige Mergel der Losensteiner Schichten sind am Pfarralmweg ca. 650 m N der Abzweigung vom Spitzenbachgraben aufgeschlossen. Das für das Tiefbajuvarikum typische Schichtglied (A. TOLLMANN, 1985, S. 117f) ist hier an der Überschiebungsfäche der Lunzer Decke erhalten geblieben. Exotikreiches Cenoman der Cenomanrandschuppe fehlt südlich der Laussa.

Das Schwarzeck (1018 m) stellt eine ca. zwei Kilometer lange, NW–SE streichende und sanft SE-fallende Scholle der Lunzer Decke dar; seinem ca. 200 m mächtigen Sockel aus Hauptdolomit ist im NW der Hauptdolomitrücken des Totenkogels anzugliedern. Im Gipfelbereich des Schwarzecks ist ein ca. 200 m mächtiger, sanft SE-fallender Plattenkalk ausgebildet, der gegen das Hangende von 50 m mächtigen Kössener Schichten und am Peterbauernkogel von einem 150 m mächtigen Oberrhättriffkalk abgelöst wird. Den sedimentären Verband des über dem Oberrhättriffkalk liegenden Malmkalkes verdeutlicht am NW-Rand des Peterbauernkogels eine dicht gepackte, hellocker bis rötlich gefärbte Sedimentärbrekzie mit krustig auswitternden Hornsteinkomponenten. Mit ihr ruhen die kieseligen Malmablagerungen, die vom Peterbauernkogel zum SE-Fuß des Schwarzecks zu verfolgen sind, zuerst dem Rhättriffkalk, dann den Kössener Schichten und schließlich, N des Kleinschoberbauern, sicherlich auch dem Hauptdolomit transgressiv auf.

Das ebenso im Lunzer Decken-Bereich gelegene Hoheck (1072 m) ist durch eine NNE–SSW streichende Störung („Hoheckwiesenstörung“) in die größere, gipfeltragende Hoheck-Westscholle und die kleinere Hoheck-Ostscholle (K. 848) geteilt. Die Störung geht vom Laussatal ca. 1 km W Platzl aus und streicht über den Hoheckwiesen-Sattel zum Gehöft Hagauer in der Breitau.

Die triadische Serie der Hoheck-Westscholle setzt an deren NW-Fuß östlich des im Laussatal gelegenen Gehöftes Kremsbichler (K. 506) mit einem sanft SE-fallenden, geringmächtigen Gutensteiner Kalk ein und reicht über gleichsinnig einfallende Lunzer und Oppnitzer Schichten zum mächtig entwickelten Hauptdolomit und Plattenkalk. Ein roter, kieseliger Malmkalk (Jurahornsteinkalk) und ein ebenso malmischer, kieseliger, heller bis rötlicher Krinoidenkalk (Mühlbergkalk) überlagern mit ausgeprägter Diskordanz.

Eine mächtige WNW-fallende Serie aus Hauptdolomit, Plattenkalk, Kössener Schichten und etwas Liasfleckenmergel baut die durch westgerichteten Querschub in die NNE–SSW-Richtung gedrehte Hoheck-Ostscholle auf.

Aus buntem, kieseligem Malmkalk (Jurahornsteinkalk) besteht der Gipfel des unmittelbar N des Spitzenbaches gelegenen Schoberriegels (K. 901). Er findet im Jurahornsteinkalk des Schwarzeck-Südostfußes und des Peterbauernkogels seine Fortsetzung. An der Südflanke des Schoberriegels wird der Jurahornsteinkalk gegen das Hangende von einem mittelsteil bis steil SSE-fallenden, hellen, kieseligen Krinoidenkalk vom Typus Mühlbergkalk und dieser von einem bunten, an Echinodermenresten reichen, belemnitenführenden Kalk vom Typus Haselbergkalk abgelöst.

Die von der Südflanke des Hohecks in weitem Bogen gegen Osten ausholenden und über die Schober-

riegel-Westflanke zum Spitzenbachgraben streichenden tithon-neokomen Aptychenschichten verbinden die Hoheckschollen mit der Scholle des Schoberriegels und kennzeichnen eine etwa 4 km lange Synklinale, die man nach dem in der Breitau gelegenen Gehöft Hagau „Hagauer Synklinale“ nennen kann. Sie läßt gut die gegen das Südende der Weyerer Struktur zunehmende, westgerichtete Quereinengung erkennen, wobei die S-förmige Verbiegung wohl dem gesteinsbedingten Widerstand entspricht. Ähnlich wie an der Südflanke des Hohecks, so sind auch die Aptychenschichten W des Steingrabens, in der Kraxen, in enge Falten mit in südlicher Richtung einfallenden Achsen gelegt.

Die gegen Süden zunehmende Quereinengung verursacht sichtlich auch das Auskeilen der NNW–SSE-streichenden, steilgestellten Jura-Neokomablagerungen im Bereich der „Teufelskirchenklippe“ S des Spitzenbaches (siehe Kapitel 3.2.).

Der bei Weißenbach/Enns W zwischen den Gehöften Berger und Laussabauer gelegene, kilometerlange, NNW–SSE verlaufende Rücken der Kote 590 ist aus buntem Malmkalk, darunter einem roten flaserigen Kalk des Kimmeridge–Tithon, sowie aus grauen, tithon-neokomen Aptychenschichten aufgebaut. Obwohl sich eine vermutete Cenomanüberlagerung nicht als stichhaltig erwies, ist es möglich, daß es sich um eine „Fenster-scholle des Tiefbajuvarikums“ handelt (B. PLÖCHINGER, 1971, S. A44; „Laussabauernfenster“ nach der Bezeichnung A. TOLLMANN's [1976, S. 201]). Die Scholle zeigt sich den ca. 300 m mächtigen Gosauablagerungen des Coniac–Santon (Weißwasserschichten) im Dach der zur Lunzer Decke gehörenden Hoheck-Ostscholle westvergent aufgeschuppt und wird von den sicherlich gleichaltrigen, im Bereich der Bahnstation Weißenbach-St. Gallen aufgeschlossenen, grauen Gosauandsteinen überlagert.

Auch das nördlich davon, bei Platzl, aus dem Haselgebirge der Reiflinger Scholle (Sulzbachdecke) auftauchende, kleine Vorkommen tithon-neokomer Aptychenmergel dürfte einer tiefbajuvarischen Aufschürfung entsprechen und zu Recht „Platzl-Fenster“ genannt werden.

Etwa 150 m östlich des Aptychenmergelvorkommens von Platzl befindet sich unmittelbar S der Laussa die durch ihren Fluoritgehalt bekannte, kleine, steil südfallende Gutensteiner Kalk-Scholle. Zusammen mit den bis über 100 m langen Gutensteiner Kalk-Schollen südlich davon und dem unterlagernden Haselgebirge gehört sie zur 2 km langen Reiflinger Scholle, die sich im Zuge der Quereinengung der Weyerer Bögen vom Westende der Sulzbachdecke (Lunzer Decke II) loslöste. Sie wurde der Lunzer Decke (I) gegen Westen aufgeschoben und verursachte die obgenannte Aufschupfung bzw. Aufschürfung von Jura-Neokomablagerungen innerhalb der Gosauschichten im Dach der Lunzer Decke.

3.2. Südlich des Spitzenbaches

S des Spitzenbaches findet sich die südliche Fortsetzung der an der Pfarralmstraße gefundenen tiefbajuvarischen Losensteiner Schichten. Es sind \pm saiger stehende Sedimente, die den Brunnbachschichten der Laussagosau gegen Westen aufgeschuppt erscheinen und an ihrem Ostrand mit den malmisch-neokomen Ge-

steinen der „Teufelsklippenzone“ tektonischen Kontakt finden.

Tithon-neokome Aptychenschichten streichen S gegenüber der Pfarralmstraße-Abzweigung gegen SSE zu den bunten Malmkalkschollen der „Teufelskirchenklippe“ G. ROSENBERGS. ROSENBERG gab diese Bezeichnung nach der westlich dieser Schollen im Hauptdolomit der Reichraminger Decke gelegenen „Teufelskirche“ und auf Grund ihres klippenförmigen Auftretens. Es handelt sich um einen massigen, dichten, hellbraunen bis rötlichbraunen oder auch intensiv rot gefärbten Kalk und um einen ebenso massigen, von Tonfasern durchzogenen, kieseligen, gelegentlich hornsteinführenden, krinoidenspätigen Kalk (Mühlbergkalk). ROSENBERG (1958, S. 92) zieht einen Vergleich mit dem fossil-belegten Flaserkalk des obersten Kimmeridge bis Tithon, wie er bei Weißwasser N der Laussa im Frankenfesler Deckenbereich auftritt und stellt deshalb auch die Gesteine der „Teufelskirchenklippe“ zur Frankenfesler Decke. Sie müßte, so gesehen, wie ein „Zwetschenkern“ aus der Basis des an ihrem Südteil umhüllenden Hauptdolomites der Lunzer Decke „ausgequetscht“ worden sein. ROSENBERG stützt sich dabei auf die Darstellung O. AMPFERER's auf Blatt Admont-Hiefiau 1 : 75.000. Nur ein kleines, isoliertes „Jurahornsteinkalkvorkommen“, das AMPFERER S des Spitzenbaches verzeichnet, deutet ROSENBERG (1957, S. 231) als mögliche südliche Fortsetzung des zur Lunzer Decke gestellten Jurahornsteinkalkes am Schoberriegel. Nach der Neuaufnahme liegt aber an der betreffenden Stelle des Spitzenbachtals kein Jurahornsteinkalk, sondern ein Gosaubitumenkalk vor.

Nach den letzten Untersuchungen (1985, 1986) kann entgegen der obgenannten Auffassung angenommen werden, daß sich südlich des Spitzenbaches, im Bereich der „Teufelskirchenklippe“, die bunten malmischen Kalke und die tithon-neokomen Aptychenschichten der Hagauer Synklinale fortsetzen und gegen SSE zwischen steilstehenden, aus Hauptdolomit aufgebauten Synklinalfügeln ausheben. Die bunten Malmkalke der Teufelskirchenzone sind nämlich jenen gleichzustellen, die im Bereich der Lunzer Decke, zwischen Laussa und Spitzenbach, am Schoberriegel und am Hocheck, auftreten. Da wie dort werden die bunten Malmkalke von den tithon-neokomen Aptychenschichten begleitet. Es liegt also nahe, die am Südeinde der Weyerer Struktur gelegene Teufelskirchenzone als den am stärksten eingeeengten Ausstrich der Hagauer Synklinale und somit als Teil der Lunzer Decke (I) zu betrachten.

Das Fehlen von Plattenkalk, Kössener Schichten und Liasablagerungen zwischen dem Hauptdolomit und den Malmablagerungen der Teufelskirchenzone kann durch eine transgressive Auflagerung des Malm erklärt werden, wie sie N des Spitzenbaches am Schwarzeck und am Hocheck deutlich in Erscheinung tritt. Wie das Haselgebirge zwischen den Gehöften Ennsbauer und Kleinschoberbauer und im Bereich der Pfarralm am Überschiebungsrand der Lunzer Decke aufgepreßt wurde, so kann man auch das am West- und Südrand der bunten Malmkalkschollen der Teufelskirchenzone auftretende Haselgebirge von der Basis der Lunzer Decke beziehen.

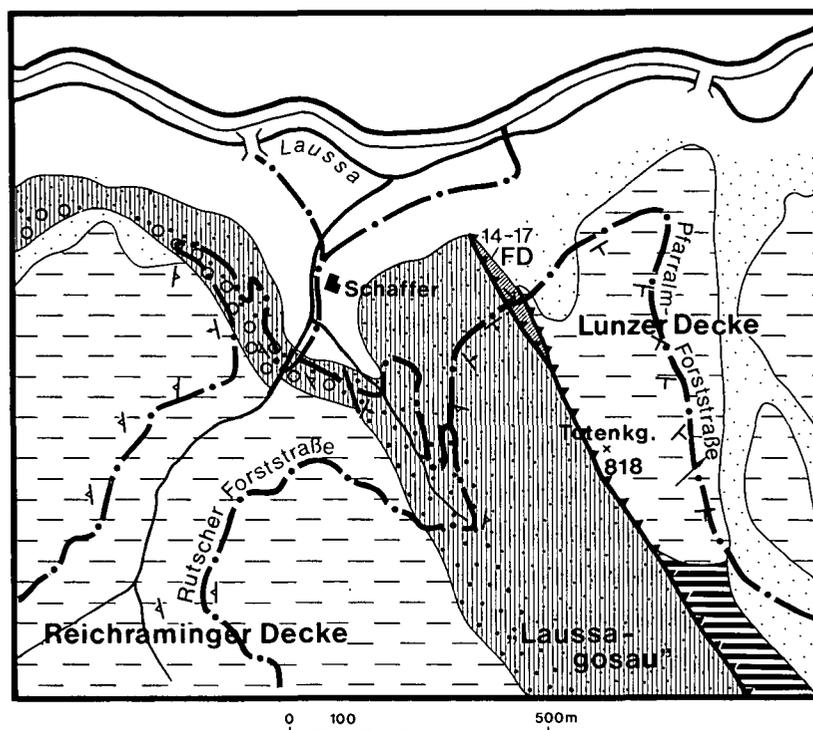


Abb. 13: Der Westrand der Weyerer Struktur unmittelbar S der Laussa (NW-Anschluß der geologischen Karte von Abb. 14). Die Legende, die auch für die Abb. 14 und 15 gilt, befindet sich auf der gegenüberliegenden Seite.

Die Gosauvorkommen am Schwarzeck-SW-Fuß und das bereits genannte, isolierte Bitumenkalkvorkommen S des Spitzenbaches liegen reliktsch auf Gesteinen der Lunzer Decke.

Aus der Schotterumhüllung der Niederterrasse tauchen SSW des Ortskernes von St. Gallen, W der Linie Oberhauf, Pulverturm und Kirche, auf einen Kilometer Erstreckung Gutensteiner Kalk-Schollen auf. Sie können zum NW-Sporn der Großreiflinger Scholle und somit zur Sulzbachdecke bzw. Lunzer Decke II gerechnet werden (G. ROSENBERG, 1958, S. 90).

Allgemein gesehen veranschaulicht die kleinräumige Tektonik am Süden der Weyerer Struktur die hier in besonderem Maße wirksam gewordene postgosauische Quereinengung. Sie kommt am sinnfälligsten im steilen, WSW-gerichteten Aufschub des Frankenfels-Lunzer Deckensystems auf die Gosauablagerungen im Dach

der Reichraminger Decke (Laussagosau) zum Ausdruck.

Dank

Herrn Bezirkshauptförster Ing. Lambert SCHÜSSLER (Bezirksforstinspektion St. Gallen) bin ich für seinen Beistand bei einigen im Zusammenhang mit der Arbeit auftauchenden Fragen und für die Ermöglichung der photographischen Reproduktion einiger Fossilien aus seiner bemerkenswerten Sammlung sehr verbunden. Ebenso zu Dank verpflichtet bin ich den Herren Oberforstrat Dipl.-Ing. MÜHLBACHER und Oberforstrat Dr. Dipl.-Ing. THUM (Forstverwaltung St. Gallen) für ihre Hilfeleistungen.

Für die Bestimmung der fossilen Pflanzenreste danke ich Frau Dr. I. DRAXLER, für die mikropaläontologische Bearbeitung einiger Proben den Herren Dr. OBERHAUSER und HR. Dr. H. STRADNER und für die Bestimmung und fototechnische Wiedergabe des Gosauammoniten Herrn Dr. H. SUMMESBERGER herzlich.

Den Fachkräften der Zeichenabteilung der Geologischen Bundesanstalt und Herrn Dr. A. DAURER (Redaktion) bin ich für ihre Bemühungen sehr dankbar.

	Haselgebirge (Oberperm), z.T. quartärbedeckt.		Allgäuschichten (Lias)
	Wurfener Schichten (Skyth), z.T. quartärbedeckt		Jurahornsteinkalk (Radiolarienkieselkalk; tiefer Malm)
	Reichenhaller Rauhwacke (Skyth/Anis)		Bunte Kalke des höheren Malm (?bis Berrias) vom Typus Mühlbergkalk/Steinmühlkalk
	Gutensteiner Kalk (Anis)		Aptychenschichten (Tithon-Neokom)
	Reiflinger Kalk (Oberanis-Cordevol)		Losensteiner Schichten (Cenoman)
	Lunzer Schichten (Lac)		Süßwasserkalk (Coniac-Santon) am Spitzenbach
	Opponitzer Kalk (Alaun)		Weißwasserschichten incl. basalem Kalksandstein und Dolomitkonglomerat; konglomeratreiche Mergel-Sandstein-Serie W
	Hauptdolomit (Nor)		Spitzenbachschichten (tieferes Unter- oberes Campan)
	Plattenkalk (Nor/Rhät)		Brunnbachschichten (Obercampan-Dan/Paleozän)
	Kössener Schichten (Rhät)		Pleistozänablagerungen, vorwiegend Terrassenschotter
	Oberrhättriffkalk		Blockwerk und Hangschutt
	Adneter Kalk und Hierlatzkalk (Lias)		Fluviatile Ablagerungen

Diverse Zeichen

 Überschiebung

 Schuppung

 Störung

Streichen und Fallen der Schichtung

 0-5°  -30°  -60°  -85°  -90°

Streichen und Fallen der Faltenachsen

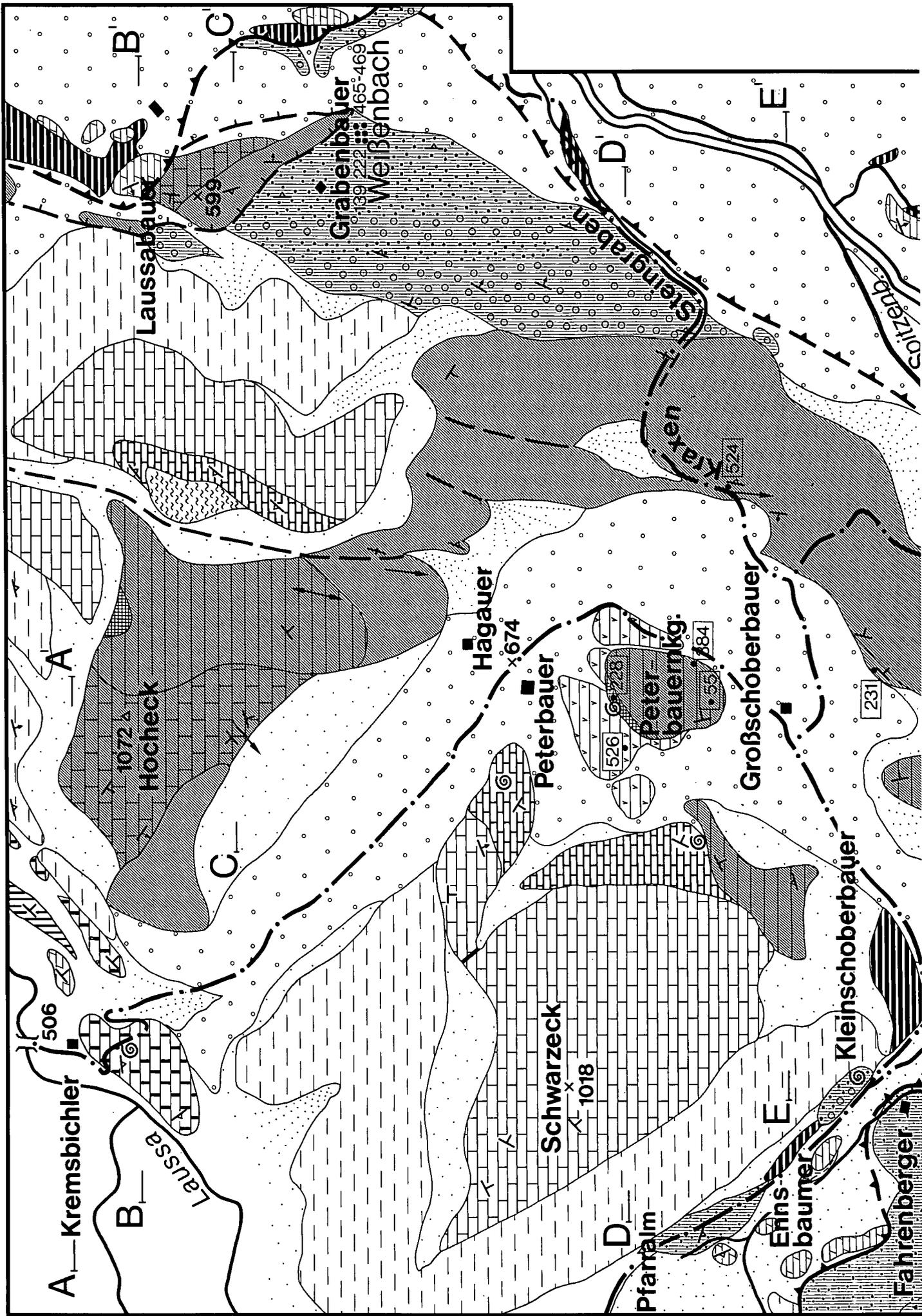
 0-5°  -30°

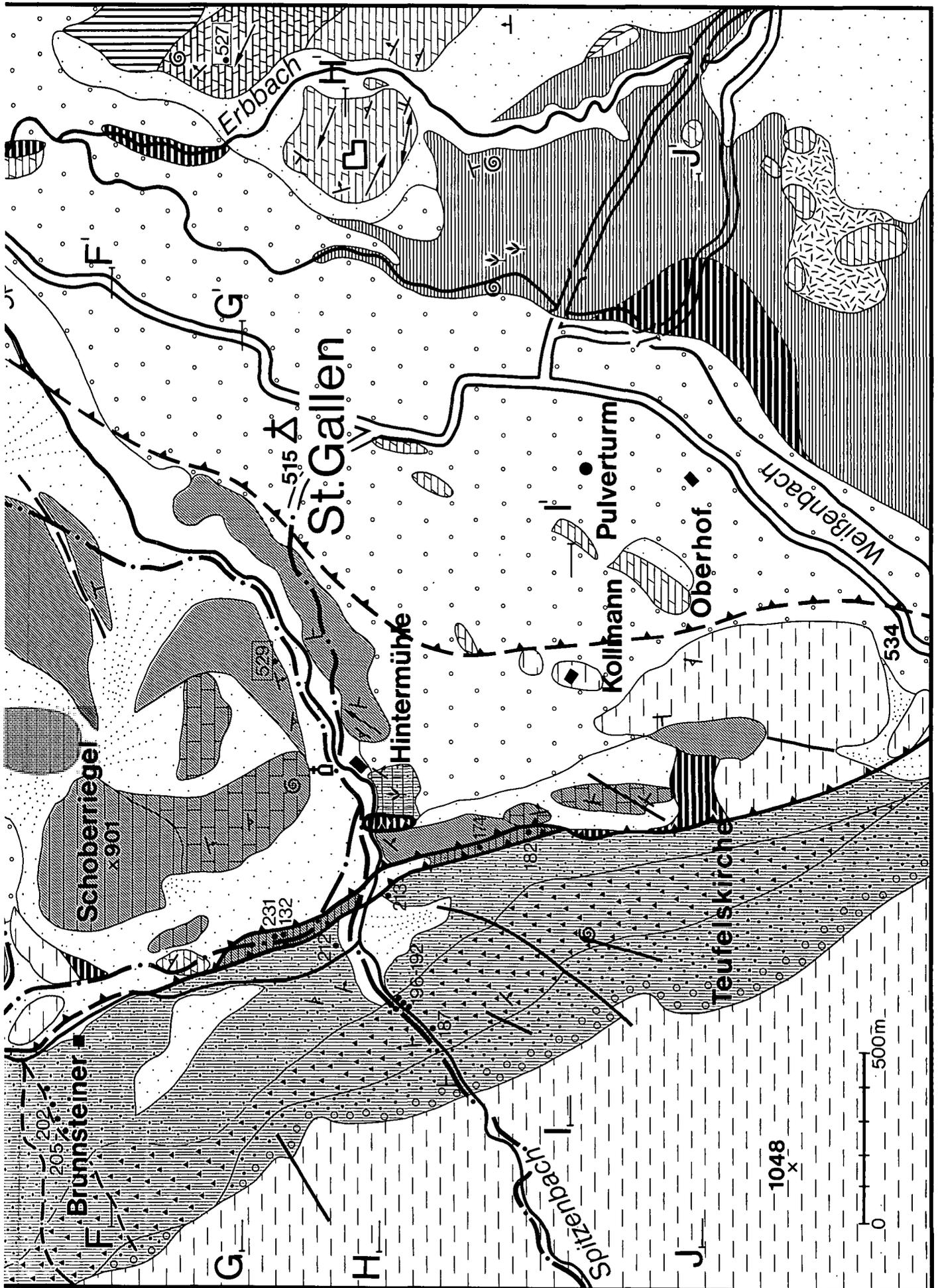
 Makrofossilien i. a.

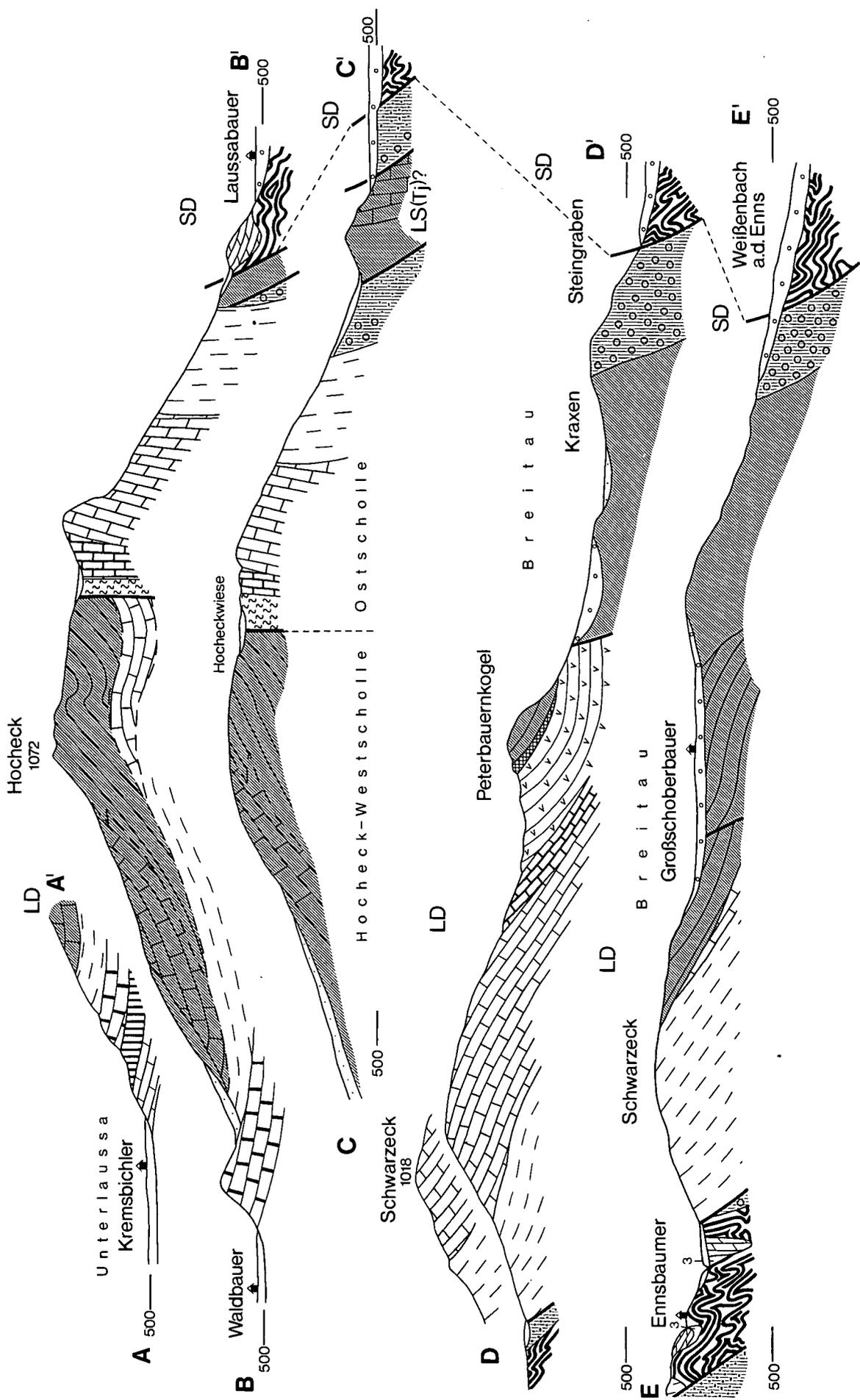
 Pflanzenfossilien

• 132 Entnahmestellen von mikrofossilführenden Schlammproben

524 Entnahmestellen von mikrofossilführenden Dünnschliffproben







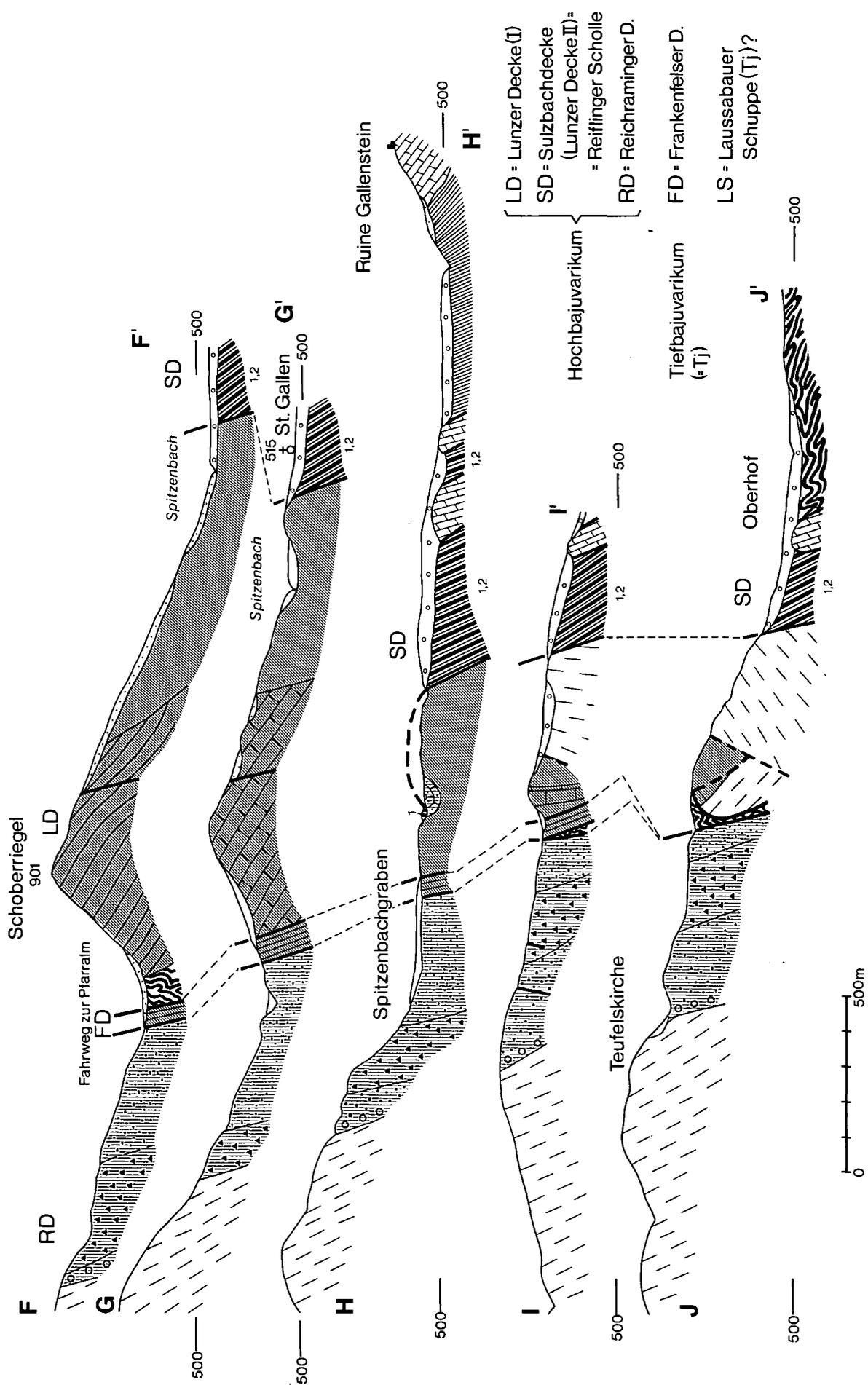
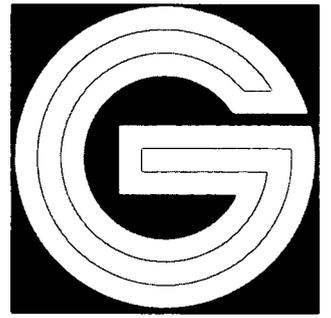


Abb. 15: Profile durch das Südende der Weyerer Bögen. Legende siehe Abb. 13.

Literatur

- AMPFERER, O.: Geologische Spezialkarte der Republik Österreich, Blatt Admont-Hieflau 1 : 75.000. – Geol. B.-A., Wien 1933.
- BRANDAUER, H.: Fossilfunde am Hocheck bei St.-Gallen. – Verh. Geol. B.-A., 1955/4, Wien 1955.
- EGGER, J.: Zur Geologie der Nördlichen Kalkalpen und der Flyschzone in den oberösterreichischen Voralpen zwischen Ennstal, Pechgraben und Ramingbach. – Dissertation der Universität Salzburg, Salzburg 1986.
- FAUPL, P.: Die Flyschfazies in der Gosau der Weyerer Bögen (Oberkreide, Nördliche Kalkalpen, Österreich). – Jb. Geol. B.-A., 126/2, Wien 1983.
- GÖTZINGER, M. A., LEIN, R. & WEINKE, H. H.: Vorläufiger Untersuchungsbericht über das Fluoritvorkommen in den Gutensteiner Schichten aus der Laussa bei Altenmarkt/St. Gallen in der Steiermark. – Anz. math.-naturw. Kl. Österr. Akad. Wiss., Wien 1980.
- GÖTZINGER, M. A. & WEINKE, H. H.: Spurenelemente und Entstehung von Fluoritmineralisationen in den Gutensteiner Schichten (Anis – Mitteltrias), Nördliche Kalkalpen, Österreich. – Tschermaks Min. Petr. Mitt., 33, Wien 1984.
- KOLLMANN, H.: Zur Gliederung der Kreideablagerungen der Weyerer Bögen (OÖ). – Verh. Geol. B.-A., 1968, Wien 1968.
- LÖGTERS, H.: Oberkreide und Tektonik in den Kalkalpen der unteren Enns (Weyerer Bögen – Buch-Denkmal). – Mitt. Geol. Staatsinst. Hamburg, 16, Hamburg 1937.
- OBERHAUSER, R.: Die Kreide im Ostalpenraum Österreichs in mikropaläontologischer Sicht. – Jb. Geol. B.-A., 106, Wien 1963.
- PLÖCHINGER, B.: Bericht 1962 über Aufnahmen zwischen dem Hengstsattel und St. Gallen (Blatt 4953/1 und 2). – Verh. Geol. B.-A., 1963, Wien 1963.
- PLÖCHINGER, B.: Bericht 1968 über Aufnahmen im Raume St. Gallen/Steiermark (Blatt 100). – Verh. Geol. B.-A., 1969, H. 3, Wien 1969.
- PLÖCHINGER, B.: Bericht über Aufnahmen im Raume St. Gallen/Steiermark (Blatt 100). – Verh. Geol. B.-A., 1970, Wien 1971.
- PLÖCHINGER, B. & PREY, S.: Profile durch die Windischgarstener Störungszone im Raume Windischgarsten – St. Gallen. – Jb. Geol. B.-A., 111, Wien 1968.
- POLL, K.: Zur Geologie der Weyerer Bögen (Nördliche Kalkalpen). – Erlanger Geol. Abh., 88, Erlangen 1972.
- ROSENBERG, G.: Zur Deckengliederung in den östlichen Weyerer Bögen. – Sitzber. Österr. Akad. Wiss., math.-naturw. Kl., Abt. I, 1954, Wien 1955.
- ROSENBERG, G.: Vom Süden der Weyerer Bögen, Nördliche Kalkalpen. – Verh. Geol. B.-A., 1957, Wien 1957.
- ROSENBERG, G.: Grundsätzliches zur Frage des Deckenbaues in den Weyerer Bögen. – Verh. Geol. B.-A., 1960, Wien 1960.
- ROSENBERG, G.: Die „Teufelskirche“ bei St. Gallen (Steiermark). – Verh. Geol. B.-A., H. 1, Wien 1958.
- RUTTNER, A. & WOLETZ, G.: Die Gosau von Weißwasser bei Unterlaussa. – Mitt. Geol. Ges. Wien, 48/1955, Wien 1957.
- STEINER, P.: Die Eingliederung der Weyerer Bögen und der Gr. Reiflinger Scholle in den Faltenbau des Lunzer – Reichraminger Deckensystems. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., 14/15, Wien 1965.
- TOLLMANN, A.: Tektonische Karte der Nördlichen Kalkalpen. 1. Teil: Der Ostabschnitt. – Mitt. Geol. Ges. Wien, 59, Wien 1967.
- TOLLMANN, A.: Analyse des klassischen nordalpinen Mesozoikums. – Wien (Deuticke) 1976.
- TOLLMANN, A.: Geologie von Österreich, Band 2. – Wien (Deuticke) 1985.

Manuskript bei der Schriftleitung eingelangt am 10. Dezember 1986.



ISSN 0016-7800

JAHRBUCH DER GEOLOGISCHEN BUNDESANSTALT

1987
BAND 130/2

Alle Rechte für In- und Ausland vorbehalten.
Medieninhaber, Herausgeber und Verleger: Geologische Bundesanstalt, A-1031 Wien, Rasumofskygasse 23.
Für die Redaktion verantwortlich: Dr. Albert Daurer.
Verlagsort: Wien.
Herstellungsort: Horn, N.Ö.
Ziel des „Jahrbuchs der Geologischen Bundesanstalt“ ist die Verbreitung wissenschaftlicher Ergebnisse
durch die Geologische Bundesanstalt.
Satz: Geologische Bundesanstalt.
Druck: Ferdinand Berger & Söhne Ges. m. b. H., 3580 Horn

Inhalt

BAUER, F. K.: Die Stellung der Nördlichen Kalkalpen in einem Überschiebungsbau der Alpen. Mit 4 Abbildungen	113
BEHRMANN, J. H. & WALLIS, S. R.: Hangendverschuppung des Tauernfenster-Südrandes bei Kals (Osttirol) als Zeuge von eo-alpinem Underplating. Mit 6 Abbildungen	133
EGGER, H.: Die Geologie der Rhenodanubischen Flyschzone südöstlich von Steyr (Oberösterreich, Niederösterreich). Mit 5 Abbildungen	139
FAUPL, P. & SCHNABEL, W.: Ein Breccienvorkommen bei Scheibbs (Niederösterreich). Zur Kenntnis paläogener Grobklastika aus der Buntmergelserie. Mit 5 Abbildungen	153
HEINISCH, H., SPRENGER, W. & WEDDIGE, K.: Neue Daten zur Altersstellung der Wildschönauer Schiefer und des Basaltvulkanismus im ostalpinen Paläozoikum der Kitzbüheler Grauwackenzone (Österreich). Mit 4 Abbildungen	163
HEINZ, H.: Geologie der östlichen Goldeckgruppe (Kärnten). Mit 3 Abbildungen	175
KRUHL, J. H.: Zur Deformation und Gitterregelung des Plagioklases. Mit 23 Abbildungen und 2 Tabellen	205
Buchbesprechungen	245

Schriftleitung: Albert Daurer.

Die Stellung der Nördlichen Kalkalpen in einem Unterschiebungsbau der Alpen

Von FRANZ K. BAUER*)

Mit 4 Abbildungen

*Ostalpen
Westalpen
Deckenbau
Paläogeographie
Tektonogenese
Geomechanik
Plattentektonik
Akkretionstektonik*

Inhalt

Zusammenfassung	113
Abstract	114
1. Einleitung	114
2. Die Stellung der Nördlichen Kalkalpen	115
3. Die Anordnung und Entwicklung der Sedimentationsräume	118
4. Die Stellung des Randcenomans und der Arosazone	121
5. Die Geodynamik der Gebirgsbildung	121
6. Diskussion verschiedener Strukturen	125
6.1. Molasse, Flysch/Helvetikum	125
6.2. Südvergenzen in den Nördlichen Kalkalpen	125
6.3. Die Grauwackenzone	125
6.4. Das Mittelpennin	126
6.5. Das Zentralalpine Kristallin	126
7. Schlußbemerkung und Ausblick	127
Literatur	127

Zusammenfassung

In der Diskussion um die alpidische Gebirgsbildung dominierte die Vorstellung von einem großen Deckenbau mit weiten Schubweiten der ostalpinen Decken. Doch es gab auch Meinungen, welche die als oberostalpin angesehenen Nördlichen Kalkalpen als nicht fernüberschoben, sondern als primär nördlich des Tauernpennins beheimatet ansahen.

Von diesem Grundgedanken ausgehend wurde versucht, auf dem Prinzip der Plattentektonik ein neues Modell zu erstellen. Ausgangspunkt waren kritische Überlegungen zum Mechanismus von Deckenschüben und zur Frage der Auswirkung von tektonischen Bewegungen in den Oberkreideselementen. Große Transportweiten der ostalpinen Decken sind mechanisch nicht erklärbar, und zusammenhängende Schichtfolgen von Oberkreideselementen sprechen gegen große Verlagerungen der Nördlichen Kalkalpen. Eine kontinuierliche Gebirgsbildung, in welcher es zu keiner Schichtunterbrechung kommt, wird abgelehnt.

Dem Modell liegt die Vorstellung zugrunde, daß bereits die variszischen Ablagerungsräume symmetrisch zum kristallinen Grundgebirge angelegt wurden. Auf vorgegebener Symmetrie entwickelten sich die neuen mesozoischen Sedimentationsräume.

In der Paläogeographie der Trias wird von einer großen Schwellenzone ausgegangen, in der die Tauern die eigentliche

Scheitelzone bildeten. Südlich davon werden das Unterostalpin von Err und Bernina und der Matreier Zone und weiter südlich das zentralalpine Mesozoikum angeordnet, das mit dem Drauzug zusammenhängt. Im Norden wird an die Trias der Tauernschwelle das Mesozoikum vom Semmering, jenes der Radstädter Tauern und Tarntaler Berge angeschlossen, welches gegen Norden mit dem Ablagerungsraum der Nördlichen Kalkalpen verbunden war.

Die Entwicklung führte über die Trias zum Jura, als bei gewaltiger Zerrung, zusammenhängend mit der Öffnung des mittleren Atlantik, die zentralalpine Schwelle mit der geringmächtigen Trias einbrach. Die Folge war die Öffnung des südpenninischen Ozeans. Synchron bzw. als Folge der Subduktion in diesem öffnete sich der nordpenninische Ozean.

Damit wurde eine breite Mittelschwelle, das Briançonnais, angelegt, welches als mittelpenninische Platte von bedeutender Längserstreckung und Breite angesehen wird. Davon spaltete sich noch der Ultrapienidische Rücken ab, ein Zwischengebirge zwischen Flyschtrogl und Randcenomantrug, das große Schuttmengen nach Norden und Süden lieferte.

Es wird davon ausgegangen, daß die Plattenbewegung mit der vorgosauischen Subduktion im Südpennintrog einsetzte. Die Folge war eine platteninterne Tektonik in der Adriatischen Platte, wodurch ein eigener Gebirgsstamm angelegt wurde. Gleichzeitig begann mit dem Abtauchen des Ultrapienidischen Rückens die Abscherung der Nördlichen Kalkalpen, die zur Anlage der tiefbajuvarischen Decken führte.

Weitere bedeutende Bewegungsimpulse folgten im mittleren und späten Eozän, entsprechend dem Sedimentationsab-

*) Anschrift des Verfassers: Dr. FRANZ K. BAUER, Geologische Bundesanstalt, Rasumofskygasse 23, A-1031 Wien.

schluß im Rhenodanubischen Flyschtrog bzw. Piemont-Tauern-trog. Die Kalkalpen wurden von ihrer ursprünglichen Unterlage, die südwärts in die Subduktionszone verschwand, abgeschert und liegen nun wurzellos da. Als tiefere Einheit spaltete sich das südliche Mittelpennin mit dem Tarntaler, Radstädter und Semmering-Mesozoikum ab. Da eine Lage der Nördlichen Kalkalpen auf der Briançonnaisplatte angenommen wird, kommt die große unterschiebende Reibungsfläche direkt unter diesen Einheiten zu liegen. Die mächtigen Flyschserien wurden bei diesen Unterschiebungsphasen abgeschert und weit unter die Nördlichen Kalkalpen, in denen sie teilweise als Fenster zutage treten, gezerrt. Es entstand so ein zweiter Gebirgsstamm, der mit dem vorgosauisch angelegten verschweißt wurde.

In der letzten, der jungalpidischen Unterschiebungsphase wird auch der Inhalt des Molassetroges erfaßt und beträchtlich weit gegen Süden unterworfen. Die Europäische Platte schiebt sich in den Phasen immer weiter gegen Süden vor, schneidet die Südpenninischen Serien unten ab und dringt schließlich bis zur Alpensüdseite vor, wo der Plattenrand zur Afrikanischen Platte liegt.

Die Tauernüberschiebung wird zu einer Tauernunterschiebung. An der Stellung von Tauern-, Engadiner- und Rechnitzer Fenster ändert sich nichts.

Von geodynamischer Bedeutung war die Existenz von zwei Ozeanen, durch deren Schließung zwei Gebirgsstämme angelegt und zu einem Gebirge vereinigt wurden.

Abstract

In the discussion concerning the Alpidic Orogeny the concept of enormous nappes transported over great distances from south to north has been predominant. Aside from this view the opinion has also existed that the Northern Calcareous Alps, belonging to the Upper Austroalpine nappe system, had a relatively fixed position to the north of the Tauern Mountains and that they had never overridden the Penninic trough.

On these fundamental principles we have tried to establish a new concept of orogeny based on plate tectonics. The initial point concerns some criticism on the established Deckenlehre, respectively, the mechanism of nappe transportation and second, the connection between tectonic movements and facies of Upper Cretaceous sediments. Neither gliding nor transversal thrust are able to explain thrusting over great distances.

Regarding the facies, there are coherent sequences of Lower and Upper Cretaceous sediments showing no influence of tectonism which, for example, was demanded in the Upper Turonian. The concept of a continuous orogeny causing no breaks in sedimentation must be refused.

The paleogeography of the Paleozoic, as seen from the view of the Deckenlehre, requires that the Paleozoic of the Northern Grauwackenzone (the basement of the Northern Calcareous Alps) must be derived far from the south.

Contrary to the view above, it seems more probable that the Variscan Paleozoic troughs developed symmetrically north and south respectively on the crystalline basement formed in Caledonian time. This pre-existing symmetry after the Variscan Orogeny underlay the development of the Mesozoic troughs.

A palinspastic section illustrating the above tectonic concept has been included. It shows an arrangement of the Triassic troughs with several thousands of meters thick sequences of limestones and dolomites in the north (Northern Calcareous Alps) and in the south (Drauzug, Southern Alps). Between them was an updomed platform of large extent on which (from south to north) thinner Triassic sequences of the Central Alps, of Lower Eastalpine (Err, Bernina, Matrei Zone) and north of the proper Tauern rise the Units of the Semmering, Radstädter and Tarntaler Mountains were deposited.

The great event in the Jurassic was the opening of the Middle Atlantic Ocean which in turn resulted in large rift basins in the Alps. The rifting affected the Triassic crest of the Tauern Mountains and the foreland of the Northern Calcareous Alps. In this manner the two Penninic troughs were formed and the emplacement of the ophiolites (oceanic crust) took place. The northern trough can be attributed to the Rhenodanubian Flysch Zone, whereas the southern one is called Piemont-Tauern trough. Between the two troughs there was the Middle Penninic Plate, called Briançonnais.

It is thought that the Alpidic plate tectonics started in Pre-Gosauian time. The subduction of the southern Penninic ocean caused an intense folding in the Adriatic plate. Also the northern border of the Northern Calcareous Alps (called Rand-entoman) and the lowermost nappes of them, where sedimentation had ended in the lower Turonian, had been affected.

In the Middle and Late Eocene/Oligocene further great impulses followed due to the subduction of the northern Penninic trough. Because the Northern Calcareous Alps were related to the underthrusting Briançonnais plate, there is a distinct relation between underthrusting and crustal shortening just under the Northern Calcareous Alps. The original basement vanished into the south Penninic subduction zone which was shortened considerably within a relatively short time. The Rhenodanubian Flysch Zone was underthrust which can be observed in windows within the Northern Calcareous Alps. In this manner two different units of the Alps due to the closing of two oceans were welded together.

During the young Alpidic phases in Oligocene and Miocene time the Molasse Zone, forming a final foredeep, was underthrust.

During the Alpidic orogeny the underthrusting European plate moved southward causing crustal shortening in areas just to the south of its advance. The south Penninic zone was undercut. Finally the plate moved forward to the present southern boundary of the Alps where its attachment to the African plate can be fixed.

In this tectonic concept the Engadin, the Tauern and the Rechnitz window can be documented and fully accounted for.

The geodynamics of orogeny can be expressed as a southward subduction of each of the individual Penninic troughs linked respectively to the general southward and underlying underthrusting of the entire European continent as shown on the palinspastic map. The African plate, in this model, is considered to be a continental massif moving relatively northward.

1. Einleitung

Vor TERMIER's großem Konzept von 1903 spannt sich ein weiter Bogen geologischer Forschung und Meinungen bis in die heutige Zeit. Die Deckenlehre dominierte klar über andere Vorstellungen. Die Ergebnisse der Plattentektonik wurden übernommen, die ein besseres Verständnis der Geodynamik der Gebirgsbildung brachten. Doch die Lösung offener Fragen bzw. Überwindung von Meinungsgegensätzen wurde nicht erreicht. Es bestehen zur Zeit verschiedene Spielarten der Deckenlehre, bei denen es u. a. um unterschiedliche Auffassungen in der Frage der primären Position der Nördlichen Kalkalpen und die zeitlich-räumliche Abfolge der Bewegungen geht.

Eine primäre Position der Kalkalpen nördlich des Tauernpennin wurde zwar immer wieder bis in die Gegenwart vertreten, doch fanden diese Überlegungen keine breite Anerkennung. Es war sicher ein Mangel, daß es zu keiner über das Konzept von E. KRAUS hinausgehenden Weiterentwicklung geomechanischer Überlegungen kam. Das neue Gedankengut der Plattentektonik z. B. wurde nicht aufgenommen.

Es soll gezeigt werden, daß auch bei einer anderen Paläogeographie Plattentektonik anwendbar ist. Der zur Diskussion stehende Gegensatz zwischen Autochthonie und Allochthonie kann aufgehoben werden. Gebundene Tektonik in den Nördlichen Kalkalpen, wie sie z. B. von C. W. KOCKEL propagiert wurde, ist als überholt anzusehen und Deckenbau anzuerkennen.

Es soll im folgenden gezeigt werden, daß bei einer nördlichen Anordnung der Kalkalpen ein geodynamisches Modell auf den Grundlagen der Plattentektonik möglich ist. Deckenbau und große Raumverkürzung

sind durchaus in Einklang zu bringen. Es wurde versucht, verschiedene geologische Aspekte zu berücksichtigen und aus der Kritik an der Deckenlehre heraus ein neues Unterschiebungsmodell zu begründen. Aus einer anderen differenzierten Paläogeographie als Ausgangspunkt ergab sich ein anderes Bewegungsbild für die alpine Gebirgsbildung.

Von Bedeutung ist die Frage, wieweit sich die tektonischen Vorgänge in der Fazies der Oberkreidesedimente widerspiegeln. Dieser Bezug wurde zwar vielfach gesucht und untersucht, doch waren die Ergebnisse nicht so eindeutig, sodaß Spielraum für verschiedene Deutungen blieb.

Innerhalb der TERMIER'schen Deckenlehre, deren Kernaussage die Tauernüberschiebung durch oberostalpine Decken ist, gibt es eine rege Diskussion über verschiedene Modellvorstellungen. Daß die Diskussion über diesen Rahmen hinaus geführt wird, ist ein Anliegen dieser Arbeit.

2. Die Stellung der Nördlichen Kalkalpen

Ein Begriff, der viele Jahre zur Diskussion stand, war jener der Wurzelzone. Der Gedanke einer Einwurzelung der Nördlichen Kalkalpen (im folgenden mit NKA abgekürzt) mußte aufgegeben werden, da sich im Drauzug in keiner Weise der Bau einer Wurzelzone nachweisen ließ.

Faziesvergleiche zwischen NKA und Drauzug spielten immer eine wichtige Rolle. Aus der Ähnlichkeit der Faziesabfolgen schloß man auf einen großen zusammenhängenden Sedimentationsraum. Doch nördlich des Drauzuges gibt es keine tektonische Linie, die bei diesem Modell als große Trennungsfuge klar in Erscheinung treten müßte. Auch der Mechanismus der Ablösung der NKA vom Drauzug blieb unklar. Vertreter eines großen, zusammenhängenden kalkalpinen Ablagerungsraumes sind u. a. A. TOLLMANN (1963, 1977), R. OBERHAUSER (1964, 1976) und S. PREY (1978).

Es wurde immer wieder versucht, eine andere primäre Position für die NKA zu finden. Für das zentralalpine Kristallin als Basis trat E. CLAR (1965) ein, dessen Modell in der Folgezeit von verschiedenen Autoren modifiziert wurde (H. BÖGEL, 1975b; F. FRANK, 1983).

Ausgehend von den Schüttungsrichtungen in den klastischen Carditaschichten kamen O. KRAUS & E. OTT (1968) zu der Vorstellung einer großen Schwellenzone zwischen NKA und Drauzug. Aufgrund weiterer fazieller Studien kamen auch R. BRANDNER (1983) und K. KRÄINER (1984) zu dieser Meinung. An Stelle einer Schwelle steht auch ein trennender Tiefwasserbereich (Ozean) zur Diskussion (S. KOVACS, 1982; R. LEIN, 1985).

Trotz intensiver Forschung in der kalkalpinen Trias konnten bisher keine eindeutigen Kriterien gefunden werden, die für eine bestimmte Anordnung der Triasfaziesräume sprechen würden. Die ursprüngliche Lage der Ablagerungsräume zueinander ist von großer Bedeutung, da diese ja zum Ausgangspunkt für tektonische Konzepte wird. Je weiter im Süden man die NKA beheimatet, umso größer mußte die Transportweite gewesen sein. Gegen den Ferntransport lassen sich verschieden Einwände erheben:

a) Mechanismus

VAN BEMMELEN (1961) übte mit seiner Theorie der Schweregleitung, der in einer Reihe von Modellen eine entscheidende Rolle zukommt, einen großen Einfluß aus. Völlig zu Recht kritisierte A. TOLLMANN (1963, S. 185ff.) die auf die NKA angewandte Schweregleitung, da man im Norden eine bedeutende Vortiefe und eine entsprechende Heraushebung jener zentralen Ostalpen, auf denen die Kalkalpen gelegen hätten, annehmen müßte. In neueren Stellungnahmen lehnte A. TOLLMANN (1971b, 1980) den Mechanismus der Gleitung für den Transport der NKA ab und führte diesen auf einen Transversalschub zurück.

Der Gedanke der Unterschiebung des nördlichen Vorlandes ist ein wesentlicher Teilaspekt im Modell von E. CLAR (1965), den man auch im Modell von H. BÖGEL (1975) wiederfindet. Doch sind in diesen Konzepten auch beträchtliche nordgerichtete Überschiebungen der oberostalpinen Decken notwendig, für deren Weiterbewegung E. CLAR Gleitung annahm.

Das Prinzip der Unterschiebung, das sich aus plattentektonischen Überlegungen ergab, wurde von verschiedenen Autoren aufgenommen. Der Aspekt der Gleitung, von der die NKA im Eozän betroffen worden wären, spielt weiter eine wichtige Rolle (z.B. W. FRISCH, 1979).

In konsequenter Weise erstellte W. FUCHS (1984) auf dem Prinzip der Unterschiebung ein Modell, in dem keine großen Deckenbewegungen und somit kein zusätzliches mechanisches Prinzip wie jenes der Gleitung mehr erforderlich sind.

Es kann davon ausgegangen werden, daß Deckentransporte, gleichgültig ob aufgrund von Unter- oder Überschiebung, deutliche Spuren in Form von Mylonitonen hinterlassen. Bei der Bewegung der enormen Masse des Oberostalpins (NKA + Grauwackenzone) über zentralalpine und unterostalpine Einheiten wäre in diesen Gebieten eine gewaltige Reibungszone zu erwarten. Solche Mylonitonen, die gefügekundlich als solche einwandfrei identifiziert werden könnten, gibt es in den von der Deckenlehre angenommenen Überschiebungsbahnen nicht.

Die vorliegende Arbeit ist in erster Linie eine Auseinandersetzung mit der Deckenlehre und den weiträumigen nordgerichteten Überschiebungen. Die Überlegungen basieren ebenfalls auf dem Prinzip der Unterschiebung des Vorlandes. Aufgrund einer eigenen paläogeographischen Vorstellung als Ausgangspunkt soll ein Bewegungsmechanismus aufgezeigt werden, bei dem bei großer möglicher Einengung weite Transportweiten erklärbar sind. Es wird die Meinung vertreten, daß ein Unterschiebungsmodell, entsprechend einer nach Süden abtauchenden Platte, eine andere Position des Oberostalpins verlangt.

Es besteht eine nicht zu übersehende Diskrepanz zwischen der großen tatsächlichen Einengung im Bereich der Pennintröge nördlich des zentralalpinen Grundgebirges und der Frage, wo und wie südlich davon die kristalline Basis der NKA zum Verschwinden gebracht werden kann. Das Problem bleibt dasselbe, gleichgültig, ob man die NKA an den Drauzug anhängt oder für sie eine Basis auf einem nördlichen zentralalpinen Kristallin sucht.

Im Profil I (Ausgangspunkt für die jungalpidische Gebirgsbildung [S. PREY, 1978]) zeigen die NKA eine eher stabile Lagerung auf kristallinem Untergrund. Der Mechanismus, aufgrund dessen die NKA mit der Grauwak-

kenzone an der Basis nach Norden vordringen, den nordpenninischen Flysch abscheren, vor sich her- und überschieben sollen, bleibt ungeklärt.

b) Transportierte Strukturen

Es stellt sich auch die Frage nach transportierten Strukturen. Entsprechend der Vorstellung eines in mehreren Phasen ablaufenden Gebirgsbildungsprozesses sind jeder Phase einengende, strukturprägende Bewegungen zuzuordnen. Die Anlage der kalkalpinen Decken wäre vorcenoman bzw. vorgosauisch südlich des Pennintrogos erfolgt. Nach einer Art Huckepackverfahren müßte man riesige Deckenstapel über ehemalige Ablagerungsräume hinweg weit nach Norden verfrachten. Auch H. KÜPPER (1968) wies darauf hin, daß ein Großteil der Strukturen in den NKA als transportiert zu betrachten wäre.

E. CLAR (1965) sah in den Weyerer Bögen eine transportierte Struktur. P. BECK-MANNAGETTA (1960) hingegen wies auf den Einfluß des voralpinen Untergrundes mit den NW- und NE-Geofrakturen (Donaubruch, Diendorfer Störung) auf die Bogenbildung hin, die beim Aufahren der kalkalpinen Decken angelegt worden wäre.

Das knickartige Umbiegen des Streichens von E-W auf SW-NE im Ostteil der NKA stellt ein ähnliches Problem dar. Die Böhmisches Masse wird gegen das Wiener Becken von Brüchen begrenzt, die zur Diendorfer Störung parallel verlaufen. Der Einfluß des Unterbaus könnte erst nach dem Fernschub im Zuge von jüngeren Nachbewegungen wirksam geworden sein (G. WACHTEL & G. WESSELY, 1981).

Es ist zu überlegen, welcher Einfluß dem kristallinen Grundgebirge mit seinem alten Bau zukommen kann. Bei der Unterschiebung des Europäischen Kontinentes kann sich auch das Grundgebirge an bereits vorgegebenen Brüchen und Bewegungsflächen verformen, so daß sich alte Strukturen im auflagernden Deckgebirge durchpausen. Bei einer Lage der NKA primär im Norden des Tauernpennins wären Beeinflussungen durch das Untergrundkristallin bei allen Phasen der Unterschiebung möglich. Es besteht aus dieser Sicht keine Notwendigkeit, die verschiedenen Strukturprägungen inklusive der Anlage der kalkalpinen Decken, weit im Süden anzunehmen und fertige Baueinheiten zu transportieren. Wenn auch nicht innerhalb der NKA gelegen, so ist doch der Kristallinblock des Leopold von Buch-Denkmal in der Grestener Klippenzone allgemein als Beweis für die Einbeziehung des außeralpinen kristallinen Grundgebirges zu werten.

c) Faziesabfolgen in der Kreide und tektonische Phasen

Der weite Transport des Oberostalpins (165 km nach A. TOLLMANN, 1980) erfolgte nach der Deckenlehre in verschiedenen tektonischen Phasen. Die Bewegungen sollten bereits massiv vorcenoman in der Austriischen Phase eingesetzt und sich in der Vorgosauischen Phase des Turon fortgesetzt haben. Die kritische Frage ist, ob diese gewaltigen orogenen Bewegungen aus der Fazies der Kreidesedimente ableitbar sind.

In den Weyerer Bögen stellte H. KOLLMANN (1968) eine konkordante Schichtfolge von den Aptychenschichten in das Untercentoman fest. Zwar wurde im Unteralt ein neues Liefergebiet erschlossen, wie die auftretenden Gerölle zeigen, doch erfolgte keine Schichtunterbrechung.

Diese Ergebnisse wurden als Argumente gegen vorcenomane Deckenbewegungen angesehen.

Zu dem gleichen Schluß kam K. MÜLLER (1973) bei der Untersuchung des Randcenomans der NKA, das insgesamt eine Ruhigwasserfazies zeigt. Nach seiner Meinung könne man die Tauernüberschiebung nicht vor dem Unterturon ansetzen, die aber nach A. TOLLMANN (1963) schon vorcenoman erfolgt wäre.

Bereits W. ZEIL (1959) wies auf die engen Beziehungen zwischen den einzelnen Teiltrögen seit der Unterkreide hin, die als Argument gegen den Ferntransport der Kalkalpen aufgefaßt wurden.

Es stellt sich nun die Frage, welche Bedeutung der Vorgosauischen Phase zukommen kann. Im „Cenoman“ (Branderfleck-Schichten) der westlichen NKA, abgelagert auf der nördlichen Lechtal-Decke, gibt es eine lückenlose Sedimentation vom Untercentoman bis zum Untercampan (K. F. WEIDICH, 1984). Diese Oberkreide-Sedimente und jene der Gosau überlappen sich stratigraphisch.

Da es die Turonlücke, auf die vielfach tektonische Bewegungen bezogen wurden, nicht gibt, schlossen D. HERM (1983) und K. F. WEIDICH (1984) auf eine dynamisch-kontinuierlich fortschreitende Gebirgsbildung, bei der die Anlage der kalkalpinen Decken subaquatisch vor sich gegangen wäre.

Dagegen ist einzuwenden, daß gerade vorgosauisch ein großer Deckentransport bzw. die große Abscherung der NKA von der kristallinen Unterlage und die Überwältigung des südpenninischen Raumes angenommen werden. W. FRANK (1983) hält in dieser Zeit ein Abschürfen der kristallinen Basis über der penninischen Subduktionszone und ein Abführen in die Tiefe für möglich.

Große Positionsveränderungen in den NKA wären sicher gleichbedeutend mit einer Änderung des Ablagerungsraumes, welche sich in markanten Faziesdifferenzierungen zeigen müßte. Gerade die moderne Faziesforschung zeigte, wie die kleinsten Veränderungen im Ablagerungsmilieu sich im Sediment abbilden. Einsinkende Tröge mit kontinuierlicher Sedimentation sprechen für relative tektonische Ruhe.

Auch nach den Erfahrungen in den Westalpen (R. TRÜMPY, 1973, 1985) gehen kretazische (eo-alpine) Deformationen keineswegs allmählich in früh- bis mitteltertiäre (meso-alpine) über.

Außerdem ist eher eine mehrfach periodisch ausgelöste Bewegung der Platten zueinander anzunehmen als eine kontinuierliche. Es soll unterschieden werden zwischen in z.T. beträchtlichen Vertikalverstellungen sich äußernder synsedimentärer Tektonik und einengender tektonischer Bewegung. Geröllhorizonte sind Hinweise auf Erosion auf einem benachbarten Festland, jedoch keine zwingenden Argumente für orogene Vorgänge.

Es wird die Meinung vertreten, daß vorgosauisch bei der Unterschiebung erstmals, wie in den Abb. 1 und 3 schematisch dargestellt, die Abscherungsfläche unter den Kalkalpen in Bewegung kam, die korrelierbar ist mit einer ersten großen Subduktionsphase im Bereich des Südpenninikums. Die Bewegung setzte am Nordrand des Kalkalpentrogos an, sie erfaßte den Ablagerungsraum des Randcenomans und führte zur Anlage der tiefbajuvarischen Decken, wofür der Sedimentationsabschluß im unteren Turon in diesen Einheiten spricht. Es muß weiter zu einer Gliederung des kalkalpinen Raumes in Becken- und Schwellenbereiche gekommen

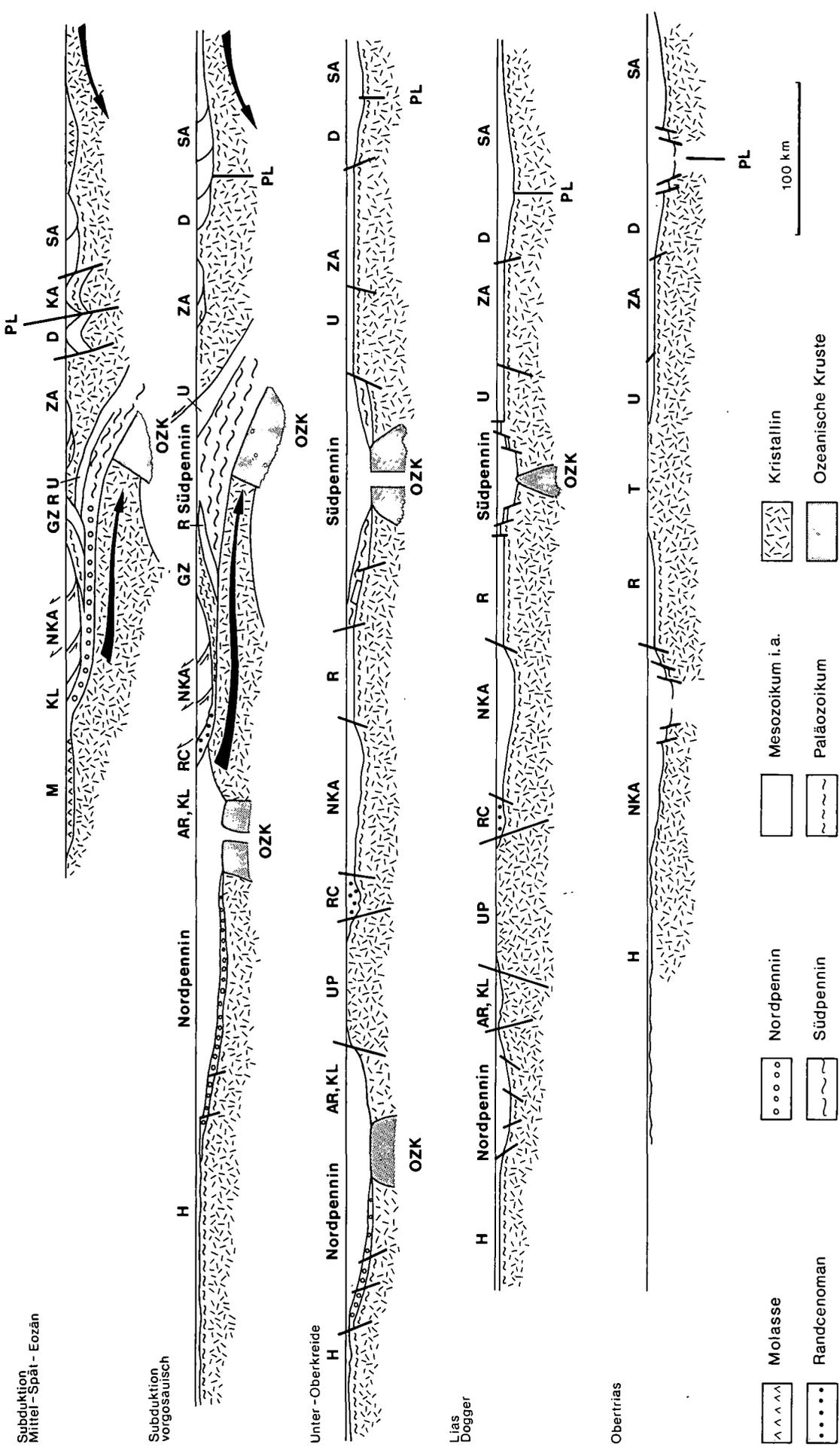


Abb. 1: Tektonisches Entwicklungsschema der Ostalpen.
 H = Helvetikum; M = Molasse; AR, KL = Klippenzone; UP = Ultrapienidischer Rücken; RC = Randennoman; NKA = Nördliche Kalkalpen; GZ = Grauwackenzone;
 T = Tauernschwelle; ZA = Zentralalpines Mesozoikum; R = Radstädler Tauern, Semmering-Mesozoikum; U = Unterostalpin (Matreier Zone); D = Drauzug;
 KA = Karnische Alpen; SA = Südalpen; PL = Periadriatisches Lineament; OZK = Ozeanische Kruste.

sein. Die Oberaudorfer Schwelle (K. F. WEIDICH, 1984), welche die Gosau vom Sedimentationsraum der Branderfleck-Schichten trennt und im Coniac und Santon Schutt lieferte, ist ein Beispiel dafür.

Eine Folge der Unterschiebung ist die nachfolgende auftretende Hebung aufgrund des isostatischen Auftriebes. So ist zu verstehen, daß die höheren kalkalpinen Decken teilweise trocken gefallen sind. Über einem erodierten Relief transgredierte die Gosau im unteren Coniac. Doch wie die Branderfleck-Schichten zeigen, muß in bestimmten Becken auf höheren Decken kontinuierliche Sedimentation auch im ganzen Turon möglich gewesen sein.

Durch die Hebung wurden in den ganzen Alpen ähnliche Bedingungen für die Gosautransgression geschaffen; es bestehen jedoch fazielle und faunistische Unterschiede zwischen den Gosauvorkommen der NKA und der Zentralalpen (R. OBERHAUSER, 1968). Das Fehlen des Chromits in Kärnten deutet auf eine klare räumliche Trennung hin, welche nach dem Modell der Abb. 1 durch den südpenninischen Restozean gegeben war.

Nach R. OBERHAUSER (1978) herrschten vom Obercampan bis zum Paläozän isostatische Bedingungen, was durch die Altersdatierung an Glimmern (Abkühlung vor 80–70 Mio. J. unter 350–300°C) erwiesen scheint.

Zur Diskussion sei auch der Tauernzusub gestellt, der aufgrund der im Engadiner Fenster bis ins Untereozän andauernden Sedimentation nach R. OBERHAUSER (1964, 1978) erst nach dem mittleren Eozän erfolgt sein könnte. Zu diesem Zeitpunkt beginnt die große Subduktion im Nordpennintrog, von der die jüngere Phase der Metamorphose ausgeht. Die Dauer der alpidischen Hauptmetamorphose wurde mit Obereozän–Rupel (38–32 Mio. J.) datiert (E. JÄGER, 1971; W. FUCHS, 1980).

Es stellt sich die Frage, ob die Überwältigung des Penninikums mit dessen Versenkung in Einklang zu bringen ist. Da eine Heraushebung der Tauern erst später und langsam erfolgte, ergibt sich im Obereozän keine Möglichkeit für ein Weiterbewegen der NKA. Erste Gerölle aus dem Tauernkristallin treten in den höheren Deutenhauser Schichten der Molassezone im unteren Oligozän (Unterrupel) auf, die Hauptanlieferung erfolgte im Untereozän, was auf Hebung und bedeutenden Abtrag in dieser Zeit im Bereich der Zentralalpen schließen läßt.

Eine wichtige Zeitmarke ist der Beginn des Obereozäns, da zu diesem Zeitpunkt die NKA nach Überwältigung des Tauernpennins und der Flyschzone den unmittelbaren Südrand des auf helvetischem Untergrund einsinkenden Molassetroges erreicht haben (W. FUCHS, 1980). Das Molassemeer drang in einer tektonischen angelegten Furche buchtförmig gegen Süden in die NKA ein, wo auf hochbajuvarischer und tirolischer Unterlage im Unterinntal obereozäne und oligozäne Molassesedimente abgelagert wurden.

Nach der Darstellung der Ausgangssituation für die jungalpidische Gebirgsbildung von S. PREY (1978) liegen die NKA zu Beginn des Obereozäns weit im Süden hinter dem Pennintrog. Es gibt so gesehen auch keine große Zeitlücke für die Überschiebung in diesem Zeitraum.

Aus der Molasse des Unterinntales ist der Schluß zu ziehen, daß die NKA (bzw. das Oberostalpin) schon vor der damit zusammenhängenden Subduktionsphase, in dieser nördlichen Position lagen und in dieser Zeit kei-

nen auf den Tauern liegenden Deckenstapel gebildet haben können.

Für diese nahe Lage am Molassetrog sprechen auch die zahlreichen kalkalpinen Gerölle in der obereozänen Molasse (H. HAGN, 1978). Die Überwältigung der Flyschzone durch die NKA wird daher im Mitteleozän angenommen. Die Gerölle von weiter im Süden liegenden Einheiten folgen etwas später.

Im Niesenflysch des Valaistrogos endete die Sedimentation mit dem mittleren Eozän, im Gurnigel-Schlierenflysch, der aus dem Piemont-Trog bezogen wird, reicht die Abfolge ebenfalls ins Mitteleozän. Dementsprechend werden die Hauptdeckenbewegung in das späte Eozän und frühe Oligozän gestellt (R. TRÜMPY, 1985).

Im obersten Teil des Inntalertiäres, den Oberangerbergerschichten des Chatt, treten Grobklastika auf mit überwiegend ortsfremden Geröllen (Gesteine der Grauwackenzone, Gneise), die auf erste Auftauchbereiche im Süden schließen lassen. Die Lage des Beckens in südlicheren Einheiten könnte mit der am Nordrand ansetzenden Auffaltung und Südverkipfung zusammenhängen.

Vom Obereozän zum Unteroligozän setzte die jungalpidische Entwicklungsgeschichte der Molassezeit ein. In einer ganzen Reihe von tektonischen Phasen während des Oligozäns und besonders des Miozäns wurde die Molassezone in den Alpenbau einbezogen.

Auch die alpidische Metamorphose spielt in großtektonischen Überlegungen eine wichtige Rolle. W. FRANK (1983) sieht in der die Grenze Silvrettakristallin/Phyllitgneiszone und NKA schräg überprägenden kretazischen Metamorphose ein Argument für die nördliche Position der NKA, welche daher nicht selbst die Überlastung für die Metamorphose des Brenner-Mesozoikums gewesen sein konnten, was in gleicher Weise auch für das Stangalm-Mesozoikum gilt.

Auffallend ist die anchizonale Metamorphose, die am gesamten Südrand der NKA festgestellt wurde. J. M. SCHRAMM (1982) wies in Salzburg Übergänge in der Metamorphose vom Penninikum (Bündner Schiefer, Klammkalk) über die Grauwackenzone bis in die NKA nach.

Bei einer Anlage der NKA nördlich des Tauern-Pennintrogos läßt sich eine von dessen Subduktion ausgehende Metamorphose annehmen, welche nach Norden über das Unterostalpin bis in die Grauwackenzone und NKA ausstrahlte und in dieser Richtung an Intensität abnahm.

3. Die Anordnung und Entwicklung der Sedimentationsräume

Bei diesem Modell wird von einer Anordnung der Sedimentationsräume ausgegangen, wie sie in Abb. 1 und 2 dargestellt ist. Südalpen und Drauzug bildeten einen in sich differenzierten Geosynklinalraum mit ähnlicher Entwicklung der Trias. Es wird nach Norden die zentralalpine Trias (Brenner-, Stangalm-Mesozoikum) angeschlossen, die auf einem weniger mobilen Untergrund abgelagert wurde und daher in der Mächtigkeit geringer ist.

Nördlich anzuschließen ist der Raum des Unterostalpins, das in den Westalpen klar definiert ist. Ihm gehören Err und Bernina an, eine Verbindung mit der Matrei-

er Zone in den Tauern wird für wahrscheinlich gehalten.

Eine sehr deutliche Schwelle war in der Trias das Gebiet der Tauern. Es wird angenommen, daß diese zwischen dem Unterostalpin im Süden und den zum Mittelpennin zu stehenden Einheiten Semmering – Radstädter Tauern – Tarntaler Berge im Norden lag. Gegen Westen werden Zusammenhänge mit den Falknis-Sulzfluh-Tasna-Einheiten gesehen.

Gegen Norden wird der Ablagerungsraum der NKA angeschlossen. Es ergibt sich so in der Trias eine symmetrische Anordnung von NKA einerseits und Drauzug – Südalpen andererseits mit den größten Triasmächtigkeiten (ca. 5000 m) zu einem großen zentralalpinen Schwellenbereich, wobei die Tauernschwelle die eigentliche Scheitelzone bildete. Von dieser Schwelle wird angenommen, daß sie nur teilweise mit Triassedimenten bedeckt war; als bedeutend wird der erosive Abtrag angesehen.

O. THIELE (1970) und W. FRISCH (1974) sprachen in den Tauern von einem helvetischen Faziesbereich.

Auch R. BRANDNER (1983) zeichnete in einem schematischen Profil zur Anordnung der postvariszischen Sedimentationströge zwischen dem Austroalpinen und dem Südalpinen Becken eine große „Zentrale Schwellenzone“, für die zahlreiche fazielle Argumente sprechen.

An die nördlichen kalkalpinen Decken kann problemlos die germanische Trias angeschlossen werden. Erwähnt werden sollen die Ähnlichkeiten zwischen dem Lunzer Sandstein und den germanischen Keupersedimenten, besonders dem Schilfsandstein. Von M. BEHRENS (1973) wird eine klastische Sedimentzufuhr von einem nordeuropäischen Festland über den germanischen in den alpinen Ablagerungsraum wahrscheinlich gemacht. Eine Korrelation der mehrere 1000 m mächtigen germanischen Trias mit jener der Tauern hingegen ist faziiell viel schwieriger.

Die Entwicklung der Trias war von zyklisch verlaufenden Meeresspiegelschwankungen beeinflusst. Bei der triadischen Zerrungstektonik zerbrachen die Karbonatplattformen. Beim Auseinanderbrechen von Platten entwickelt sich aus einer Naht ein Rift-Valley. In die Öffnung dringen basische Magmen ein, bei weiterer Drift kann sich ein ±breiter Ozean bilden.

Eine derartige Krustenausdünnung wird am Kalkalpensüdrand für möglich gehalten (R. LEIN, 1985), wo das Riffwachstum im Dachsteinkalk nach Süden gerichtet war; als südliche Flanke wird jedoch die Triasplattform der Radstädter Tauern angesehen (Abb. 2).

In einer Skizze stellte M. SARNTHEIN (1967) die Paläogeographie der Mitteltrias im Raum Innsbruck zur Diskussion. Primäre fazielle Zusammenhänge sollen zwischen den Tarntaler Bergen und den NKA gesehen werden, während das Brenner-Mesozoikum als weiter im Süden gelegen angesehen wird.

Mitteltriadische Beckensedimente und Vulkanite im Drauzug und in den Südalpen, sowie das Riffwachstum

nach Süden bzw. Norden geben analoge Hinweise auf einen Meeresbereich zwischen Drauzug und Südalpen.

Zu überlegen ist, ob durch die frühe Schließung dieser Triasozeane eine Beziehung zu der von G. SCHÄFFER (1976) aufgezeigten jurassischen Tektonik in den NKA, ausgelöst durch die Öffnung des südpenninischen Ozeans, herzustellen ist. In einem schematischen Profil wurde versucht, die Paläogeographie der Obertrias darzustellen (Abb. 2).

Die Art der plattentektonischen Geodynamik bleibt im Jura im Prinzip die gleiche. Doch werden später nicht die alten Bruchlinien wieder benützt, sondern es reißen neue Riftsysteme auf. Platten brechen etwa im Scheitelpunkt flach aufgewölbter Schilde oder großräumiger Schwellenbereiche auseinander (E. BLISSENBACH & R. FELLNER, 1973). Ein derartiger Bereich wird in der Tauernschwelle gesehen, welche im Jura von einer großen Zerrungstektonik erfaßt wurde. Der Einbruch der Schwelle ist im Zusammenhang mit der Öffnung des zentralen Atlantik zu sehen. Aufgrund von Lateralverschiebungen, die von der Ostbewegung Afrikas und den daraus resultierenden Scherspannungen zum Europäischen Kontinent ausgingen, reißt hier der südpenninische Ozean auf. Aufgrund erster Subduktionsvorgänge in der Unterkreide (vor 120–130 Mio. J.) soll sich der nordpenninische Trog geöffnet haben (W. FRISCH, 1979). Nach W. FUCHS (1985) sind die beiden Ozeane etwa an der Wende Lias/Dogger synchron entstanden.

Es ist zwar ein synchrones Rifting im Norden wahrscheinlich, doch die weitere Öffnung des Flyschtroges ist mit der späteren Subduktion im Südpennintrog zu verbinden.

Durch den Mechanismus des Beiseiteschiebens infolge eindringenden Mantelmaterials bzw. des Anbaues ozeanischer Kruste an beiden Seiten des sich öffnenden Systems entstanden die beiden Ozeane. Über die ursprüngliche Breite gibt es verschiedene Schätzungen; die Annahme einer zu großen, mehrere 100 km betragenden Auseinanderdrift scheint aber unberechtigt.

Unterschiede in der Weite der Öffnung werden für wahrscheinlich gehalten. Nach R. TRÜMPY (1985) war der nördliche Walliser Trog im Wallis schmal und keilte westwärts aus, während er ostwärts an Breite zunahm. In diesem Trog gehen in der Schweiz Oberkreide-Bündnerschiefer nach oben in den sandreicheren Flysch über, in dem die basaltischen Einschaltungen allmählich verschwinden. Seine östliche Fortsetzung war der Rhenodanubische Flyschtroge.

Der südliche Piemont-Tauerntrog hingegen war im Westen breiter und verschmälerte sich gegen Osten, was auch für die östliche Fortsetzung des Tauerntroges angenommen wird (W. FRISCH, 1979). S. KOVACS (1982) hält ein Auskeilen in den Westkarpaten für wahrscheinlich. Daß es sich um denselben Trog handelt, ergibt sich daraus, daß dieser von der vorgosauischen Subduktion erfaßt wurde.

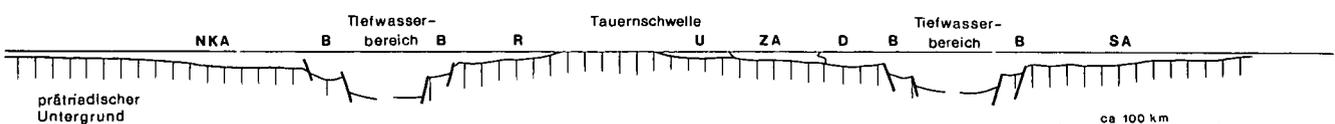


Abb. 2: Schematisches Profil zur Paläogeographie der Obertrias.

NKA = Nördliche Kalkalpen; R = Radstädter, Tarntaler, Semmering-Mesozoikum, U = Unterostalpin (Matreier Zone); ZA = Zentralalpine Trias; D = Drauzug; SA = Südalpen; B = Beckenbereiche.

An den steilen seitlichen Flanken sind große gravitative Massenbewegungen möglich. W. FRISCH (1984) zeigt in der Nordrahmen- bzw. Matreier Zone der Tauern, daß vom Trogrand große Triasschollen in das Penninbecken eingegleitet sind. Im Unterengadiner Fenster könnten in ähnlicher Weise die Schollen der Tasnadekke als große Gleitmasse aufgefaßt werden.

Ein auffallendes Merkmal im Unterostalpin bzw. Mittelpennin von Ost- und Westalpen ist die Bildung turbiditischer Breccien im Jura (P. FAUPL, 1978), deren Bildungen durch die Nähe zum Pennintrog beeinflusst wurden.

Im Zuge der großen Zerrungstektonik, die zur Öffnung der beiden penninischen Ozeane führte, bildete sich eine in den Westalpen mit 50–100 km Breite angenommene horstartige Schwellenzone heraus, das Briançonnais. Dieses läßt sich vom Mittelmeer an verfolgen und wird in eine nördliche und südliche Einheit gegliedert. Falknis-, Sulzfluh- und Tasna-Decken sowie die Schamser Decken hatten nach R. TRÜMPY (1980, 1985) ihre primäre Position auf diesem.

W. FRISCH (1978, 1979) zeichnete im Entwicklungsschema der Ostalpen eine ähnlich breite Schwelle. Diese kann als intra-ozeanische Platte von großer Breite und Längerstreckung aufgefaßt werden. Sie war ein Teil des europäischen Festlandes, von dem sie sich abspaltete.

Es wird vorgezogen, allgemein von einem Zwischenkontinent zu sprechen, der in einer ersten Akkretionsphase im Jura bereits eine komplexe Formung erfahren hat.

Die trennende Schwelle läßt sich nach R. TRÜMPY (1969, 1980) bis in den Westteil des Unterengadiner Fensters verfolgen. Es wurde überlegt, ob diese gegen Westen auskeite (R. OBERHAUSER, 1964; 1983) oder sich bis in die Tauern fortsetzte. Im ersten Fall hätte es in den Tauern nur einen vereinigten Pennintrog gegeben, aus dem auch der Rhenodanubische Trog herzuweisen wäre. Im anderen Fall würden die Tauern nur das Südpennin vertreten, das Nordpennin müßte man sich bei einem ENE-achsialen Streichen ursprünglich nördlich vorbeiziehend vorstellen (A. TOLLMANN, 1977). Daraus ergeben sich die unterschiedlichen Auffassungen über den Zeitpunkt des Tauernzuschubes.

Ein gewisser Widerspruch besteht auch darin, daß in den Westalpen das Briançonnais keine Oberkreidedeformation erfahren hat, da auf dieser Plattform eine bis ins Eozän reichende konkordante Schichtfolge abgelagert wurde, während in den Ostalpen eine Kollision mit diesem oder dessen Überwältigung schon vorgosauisch angesetzt wird (W. FRISCH, 1976, 1979; P. FAUPL, 1978; W. FRANK, 1983).

Die Annahme einer schräg übergreifenden Überschiebungsfrente, wonach das Penninikum der Tauern früher, jenes des Engadiner Fensters später zugeschoben wurde, ist widersprüchlich. Der frühe Sedimentationsabschluß im Tauernpennin ist in keiner Weise gesichert.

Studien der Orogenfrontverlagerung führten H. G. WUNDERLICH (1966) dazu, die NKA einerseits nördlich des Tauernpennins einzuordnen, andererseits aber das Pennin des Engadiner Fensters zum Rhenodanubischen Flyschtrog zu rechnen, sodaß die Kalkalpen ursprünglich zwischen Tauern- und Engadiner Fenster verlaufen wären.

Nach der Auffassung von A. TOLLMANN (1977) können im Engadiner Fenster nur randliche Teile des inneren

Rahmens dem Südpenninikum zugesprochen werden, während die Hauptmasse mit der bis ins Alttertiär reichenden Abfolge dem nördlichen zugeschrieben wird.

Mit der Trias endete in den NKA der Prozeß der großräumigen Karbonat-Plattform-Becken-Entwicklung. Es stellten sich im Jura wechselnde Faziesverhältnisse mit Becken und Schwellenbereichen ein. Große Mächtigkeit erreichten z.B. die Allgäuschichten mit etwa 1500 m. Eine markante Wende (Ruhpoldinger Wende, [W. SCHLAGER & W. SCHÖLLBERGER, 1974]) vollzog sich im Oberjura, es kam zu einer großen Meeresvertiefung, mit der die Bildung der Radiolarite zusammenhing.

Auch die Juraabfolge der NKA ist mit jener der Radstädter Tauern und Tarntaler Berge vergleichbar. Die Kieselschiefer der Tarntaler Berge z.B. wurden schon früh mit den Radiolariten der Kalkalpen verglichen. Die gleichen Radiolarite gibt es auch in den Nordkarawanken.

Die Bildung so tiefer Meeresbereiche in den kalkalpinen Trögen ist in einem gesamt-dynamischen Prozeß zu sehen. Sie geht parallel mit der großen Zerrung im Südpennin-Trog und dessen Einbruch.

Für die Breite der alpinen Geosynklinale wurden verschiedene Werte angenommen. Es ist sicher zu unterscheiden zwischen einer Anfangsbreite zu Beginn der Mitteltrias und einer Endbreite in der Mittelkreide. Schon in der Mitteltrias, als durch die Rifttektonik die Becken entstanden und die Vulkanite eindrangten, ist mit einer ersten Verbreiterung zu rechnen. Die maximale Breite wird nach der Ozeanisierungsphase im Bereich der Pennintröge erreicht. Die Gesamtbreite könnte etwa 1000 km oder sogar mehr betragen haben, was der Schätzung von A. TOLLMANN (1980) entspricht.

Aus dem Schema dieser Anordnung der Geosynklineräume ergeben sich Konsequenzen für die Stellung des vortriadischen Grundgebirges. Auch in den Vorstellungen über die Paläogeographie des ostalpinen Paläozoikums spiegelt sich deutlich die Problematik der Deckenlehre wieder (E. CLAR, 1971; H. FLÜGEL, 1977; H. P. SCHÖNLAUB, 1979). Der transgressive Verband zwischen Grauwackenzone und NKA forderte die Rückverlagerung der Grauwackenzone in einen Nahbereich zum Drauzug.

Die Alpen bilden ein symmetrisch gebautes Gebirge mit nördlich und südlich der Zentralalpen ähnlichen Flanken. Nach der Deckenlehre wäre diese Symmetrie erst später, vor allem nach dem Fernschub des Oberostalpins entstanden.

Sieht man die Paläogeographie des Paläozoikums nicht von der alpinen Entwicklung her, sondern geht man von dem prävariszischen, kaledonisch geprägten Grundgebirge aus (W. FRISCH, 1984), so erscheint es doch wahrscheinlicher, daß die paläozoischen Ablagerungsräume symmetrisch zu diesem angelegt wurden, d.h. nördlich davon die Grauwackenzone mit den Phyllitgebieten, südlich davon Karnische Alpen, Karawanken und südliche Phyllitareale, während man andere Gebiete des Paläozoikums (Gurktaler Alpen, Steinach am Brenner) sich auf zentralalpinem Kristallin abgelagert vorstellen kann, das Grazer Paläozoikum auf dessen Ostabdachung. Nach der variszischen Orogenese entstehen auf vorgegebener Symmetrie die neuen Sedimentationsräume. Es gibt, so gesehen, einen Weiterbau des Gebirges vom kaledonischen über das variszische zum alpidisch geformten, ohne eine alpidische Zerlegung des variszischen Gebirges und weite Ver-

frachtung von Teilen davon nach Norden vornehmen zu müssen.

4. Die Stellung des Randcenomans und der Arosazone

Aus der Schwermineraluntersuchung in den Kreidesedimenten (G. WOLETZ, 1963) ergaben sich weitreichende Folgerungen für den Ablauf der Tektonik. Nach R. OBERHAUSER (1978) bildete sich vorcenoman ein penninischer Stauwulst, der zum Liefergebiet für den Chromspinell wurde, der sich in den Sedimenten des Randcenomans (Losensteiner Schichten) und der basalen Gosauschichten findet. Nach einer Schüttungsphase mit Granatspektren (Obercampan–Paleozän) kam es vom Paläozän zum Eozän erneut zur Chromspinell-Lieferung, welche auch durch Abtragung kalkalpiner Kreide während des Eozäns erklärt werden kann.

Da dieses Schwermineral von den basischen Magmen des Penninikums abgeleitet wurde, ordnete auch K. MÜLLER (1973) das Randcenoman südlich des penninischen Raumes ein. Für A. TOLLMANN (1963, 1978) und W. FRISCH (1976, 1979) ist das Aufhören der Chromitlieferung ein Argument für die frühe Tauernzuschiebung im Zeitraum Alb/Cenoman-Untercampan. K. STATTEGGER (1986) schloß sich diesen Argumenten an.

Die besondere Stellung der Arosazone wurde schon früh erkannt und immer wieder diskutiert. Es wurden sedimentologische Ähnlichkeiten und fazielle Beziehungen zum Randcenoman überlegt (V. JACOBSHAGEN & O. OTTE, 1968; M. RICHTER, 1970). W. SCHNABEL (1979) stellte Vergleiche zwischen der Ybbsitzer Klippenzone und der Arosazone an.

In der letzteren wird vielfach ein südpenninisches Element gesehen. Wie Abb. 1 zeigt, wird hier von einer Stellung im südlichen Teil des Nordpenninikums ausgegangen bzw. eine Position nördlich des Ultrapienidischen Rückens angenommen.

Aus dieser Stellung ergeben sich auch Konsequenzen für die mit der Arosazone in Verbindung stehenden Flyschfolgen, die als südpenninisch galten. Es stellt sich damit die Frage nach der Zugehörigkeit des Gesamtinhaltes des Engadiner Fensters, das auch nach den Ergebnissen von R. HESSE (1975) zur Gänze als nordpenninisch aufgefaßt werden kann. Dies würde bedeuten, daß der Trogrand zum Südpenninikum unter der Kristallindecke der Ötztaler Alpen begraben liegt.

Aufgrund der hohen Chromitführung der mittelkretazischen Sandsteine und bunten Schiefer, welche die Hauptmasse der Hülle der Ybbsitzer Klippen bilden, gibt es fazielle Analogien zum Randcenoman, doch wird diesem Sedimentationsraum eine Stellung am südlichen Rand einer breiten Kristallinschwelle zugewiesen.

Diese breite Schwelle wurde vielfach zwischen Rhodanubischem Flysch und Randcenoman angenommen und als Ultrapienidischer Rücken bezeichnet, dessen Existenz allerdings geleugnet wurde (W. FUCHS, 1984). Dieser Rücken wird als bedeutender Schuttlieferant angesehen. Er wird in den Ostalpen als Teil des Grundgebirges der Böhmisches Masse aufgefaßt, von dem die kristallinen Komponenten sowohl für die Klippenzone als auch für das Randcenoman der Kalkalpen geschüttet wurden (A. TOLLMANN, 1963, 1977; P. FAUPL, 1975). Nach Norden hin wird ab der Unterkreide in großer Menge Schutt in den Flyschtrogl verfrachtet.

Über den geologischen Aufbau dieses Rückens können keine genauen Angaben gemacht werden. Aufgrund der Geröllschüttung ist auf ein Festland zu schließen, an dessen Bau wesentlich auch ultrabasische Gesteine beteiligt waren, um davon den Chromit beziehen zu können. Es ist aber auch an einen Akkretionskeil von entsprechender Breite zu denken, der von einem starken erosiven Abtrag betroffen war.

Chromit findet sich auch in der basalen Gosau der NKA, welcher nach K. WEIDICH (1984) von S nach N transportiert wurde. Dies führt zu Annahme eines Liefergebietes im S des Ostalpins, wo im Bereich des Südpenninikums hochgestaute ozeanische Kruste erodiert worden wäre.

5. Die Geodynamik der Gebirgsbildung

Die Plattentektonik beeinflusste wesentlich die Vorstellungen über den Alpenbau, sie zeigte einen plausiblen Mechanismus der Gebirgsbildung auf. Das vorliegende Verschiebungsmodell geht von einer von N nach S fortschreitenden Raumverkürzung bzw. von dem Abtauchen und Vordringen einer Platte gegen Süden aus. Diesem Prinzip entsprechend müssen unterschobene Einheiten früher relativ nördlicher beheimatet gewesen sein.

In den Schweizer Alpen kommt südvergenten Rücküberschiebungen, welche für das Briançonnais und

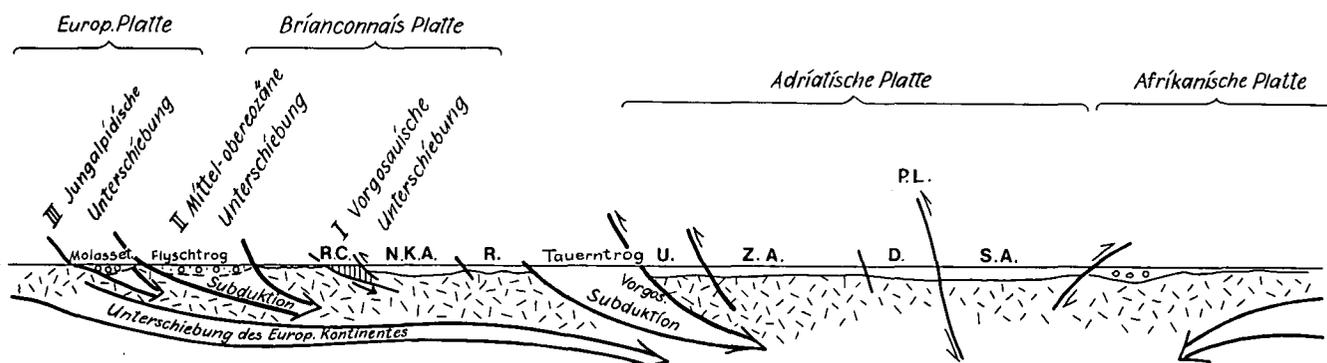


Abb. 3: Schematische Darstellung der Tektogenese.

NKA = Nördliche Kalkalpen; RC = Randcenoman; R = Radstädter, Tarntaler, Semmering-Mesozoikum; U = Unterostalpin (Matreier Zone); ZA = Zentralalpen; D = Drauzug; SA = Südalpen; PL = Periadriatisches Lineament.

dessen sedimentäre Auflage, wie auch für das Penninikum gelten, große Bedeutung zu (R. TRÜMPY, 1980). In diesem Bewegungsmechanismus wird das wesentliche Bauprinzip gesehen.

Plattentektonisch ergeben sich Unterschiede zu den Entwürfen von W. FRISCH (1977, 1979). Die NKA, eher ein Fremdkörper in der Adriatischen Platte, werden wie die Abb. 1 und 3 zeigen, zusammen mit den Radstädter-Tarntaler-Semmering-Einheiten der mittelpenninischen Briançonnais-Platte zugerechnet. Ebenso gehörte dieser in einer südlichen Randlage auch die Hochstegenschwelle an.

Allgemein wird überlegt, daß die Dehnungstektonik in Jura und Unterkreide in der unteren Oberkreide durch Kompressionstektonik abgelöst wurde, die Ostbewegung Afrikas in Bezug auf Europa zum Stillstand kam und später von einer Nordbewegung abgelöst wurde.

Der erste große Subduktionsschub, welcher den südpenninischen Piemont-Tauerntrug erfaßte, ist als vorgosauisch einzustufen. Diese Subduktion, von der die oberkretazische Metamorphose ausging, bewirkte in den heutigen Zentralalpen eine intensive Einengungstektonik, die zur Deckenbildung bzw. allgemein zur Anlage eines eigenen Gebirgsstammes führte. Das kretazische Alter der Plattengneistektonik in der Koralpe (W. FRANK et al., 1983) sowie der im wesentlichen als vorgosauisch angesehene Deckenbau in den Gurktaler Alpen (W. v. GOSEN et al., 1984) lassen sich im Sinne eines vorgosauisch entstandenen Gebirgsstammes deuten.

Auch in den Öztaler und Stubai Alpen (Schneebergerzug, Steinacher Decke/Brenner-Mesozoikum, Schlingigüberschiebung) ist ein älterer Bau wahrscheinlich.

Gleichzeitig begann in dieser Zeit auch die Abscherung der NKA von ihrer Unterlage durch das Abtauchen des Ultrapienidischen Rückens und damit die Deckenbildung. Die zweite alpidische, für den Bau der Kalkalpen bestimmende Tektonik hängt jedoch mit der späteren Subduktion des nordpenninischen Troges zusammen.

Das Modell der Abb. 1 zeigt, daß die Unterschiebung am Nordrand des kalkalpinen Ablagerungsraumes ansetzte und zuerst den Bereich des Randcenomans und auch den der Arosazone erfaßte. Die große unterschiebende Reibungsfläche lag direkt unter den Sedimenten der NKA, daher gibt es eine direkte Beziehung zwischen Raumverkürzung und Unterschiebung. Die in anderen Vorstellungen notwendige Schweregleitung spielt hier keine Rolle. Es wird die Meinung vertreten, daß sie auch kein Teilaspekt einer gebirgsbildenden Theorie sein kann. Gleitung wird als sekundäres Phänomen, ganz allgemein als Folgeerscheinung von mehr lokaler Bedeutung angesehen, die bei bestimmten Hangbedingungen ausgelöst wird.

Die NKA haben zweifellos eine bedeutende Einengung erfahren. Eine gebundene Tektonik, wie sie für die westlichen Kalkalpen geltend gemacht wurde, war für A. TOLLMANN (1971) nicht vorstellbar, da Deckenbau ursächlich mit Ferntransport verbunden wurde. Deckenbau ist bei dem hier vorgestellten Prinzip der Einengung durchaus möglich und mechanisch erklärbar. Die Geodynamik besteht darin, daß die NKA durch die Unterschiebung von ihrer ursprünglichen Basis, die in der Subduktionszone verschwindet, abgesichert wurden und nun wurzellos daliegen. Man kann im Zentralgneis der Tauern einen Teil dieser ursprünglichen Basis sehen.

Die reiche fazielle Gliederung der mesozoischen Serien, die während der ganzen Geosynklinalgeschichte andauernde synsedimentäre Tektonik und der prätriadische Untergrund hatten Einfluß auf den Bau. Zahlreiche vorgegebene Unstetigkeitsflächen wurden bei der Beanspruchung mechanisch wirksam. Die heute übereinanderliegenden Deckenstapel bildeten ursprünglich in N-S-Richtung nebeneinander liegende Sedimentationsräume, deren Gesamtbreite man mit etwa 100 km annehmen kann.

Der bedeutende, unter den Kalkalpen liegende Reibungssteppich bildet sich in großartiger Weise in der Arosazone ab, die in Fenstern in den westlichen Kalkalpen hervorkommt. Die aus Altkristallin, verschiedenen mesozoischen Sedimenten und ophiolithischen Gesteinen bestehende Arosazone wurde unter den gesamten Kalkalpen durch weit unter das Silvrettakristallin hineingezogen. Von A. TOLLMANN (1970) wurden in der Bewegungsfuge zwischen Arosazone und Silvrettakristallin liegende kalkalpine Schollen zur Madrisa-Zone zusammengefaßt. Nach dieser Auffassung erreicht die „tektonische Verspießung der kalkalpinen Schollen am Rücken der Arosadecke und unter dem Silvrettakristallin enormes Ausmaß“.

Die Abb. 1 aus TOLLMANN (1970) zeigt sehr klar eine gegen Süden einfallende Bewegungsbahn, in der die Arosa-Schürflinge liegen. Vertritt man den Ferntransport der NKA, müßte man nach deren Überschiebung eine enorme Einwicklung von Arosa- und Madrisazone bzw. eine weite Nachüberschiebung des Kristallins darauf annehmen.

Dagegen wird die Meinung vertreten, daß die Arosazone eine etwa 100 km lange, primär südgerichtete Schleifspur zeigt, die in eindrucksvoller Weise die unter den Kalkalpen liegende Abscherungsfläche markiert.

Über die Phyllitgneiszone und die mesozoischen Schollen am Silvrettakristallin-Nordrand sind verschiedene Meinungen geäußert worden. Der Nachweis einer Antiklinalstruktur durch M. ROCKENSCHAUB et al. (1983) ergab, daß die Gesteine von Thials Spitze – Puschnitz auf dem südlichen Schenkel mit jenen der nördlich ehemals transgressiv auflagernden Gesteinen der NKA zu verbinden sind.

Dieses Profil kann sehr plausibel im Sinne dieses Modells (Abb. 1) interpretiert werden. Es zeigt den gewaltigen Rückstau des südlichen Teiles der NKA am Nordrand des Silvrettakristallins. Das Besondere ist, daß in der Phyllitgneiszone ein tektonischer Rest der ehemaligen Basis an der großen Bewegungsfuge hochgestaut und erhalten geblieben ist.

Im Engadiner Fenster zeigen die unter den Kristallinmassen liegenden Subsylvrettiden Trias-Schürflinge ebenfalls eine direkt südgerichtete Schuppung von kalkalpinen Gesteinen an.

Eine Parallele zu der Arosazone gibt es im östlichen Teil der NKA. Cenomanreiche Schürflinge der Frankenfeller Fazies wurden weit südwärts unter die Kalkalpenbasis hineingezogen und an Decken- und Schuppen Grenzen bzw. an großen Störungen hochgeschuppt (G. HERTWECK, 1961; B. PLÖCHINGER & S. PREY, 1968).

Die Über- bzw. Unterschiebung des Randcenomans, welches sich mindestens 15 km nach Süden unter die Allgäu- und Lechtaldecke erstreckt, wurde eindrucksvoll durch die Bohrung Vorderriß 1 nachgewiesen (G. M. BACHMANN & M. MÜLLER, 1981).

Nach W. SCHWAN (1985) können weltweit eine mitteleozäne (vor ± 45 m.y.) und eine späteoazäne (vor

±37 m.y.) orogene Phase unterschieden werden. Die Öffnung des Atlantiks ging weiter, es kam zu Plattenrotationen und zur eigentlichen Kollision. Der Tauerntrogt wurde zur Gänze subduziert, doch wurde nun vor allem der nordpenninische Rhenodanubische Flyschtrogt von der Subduktion erfaßt.

Diese Subduktion verlangt zwingend eine Platte, unter welche die zu verschluckenden Gesteine gezogen werden, analog der südpenninischen Subduktion unter die Adriatische Platte. Weiters ist darauf zu schließen, daß die Flyschgesteine direkt unter die Decken der NKA gezerzt wurden, wie die enge tektonische Beziehung zwischen Flyschzone und NKA zeigt.

Der Beginn der subduktiven Bewegung ergibt sich aus dem Sedimentationsabschluß im Flyschtrogt. Die Tauern wurden hohen Drucken und hohen Temperaturen unterworfen. Die ozeanische Kruste des Flyschtroges kommt ähnlich wie im Profilschema von W. FRISCH (1978) etwa unter den Zentralalpen zu liegen, während man sich jene des südpenninischen Ozeans als in die Tiefe abgeführt vorstellen muß. Eine Folge dieser Subduktion ist die Krustenausdünnung im Hinterland, wo sich nun der Molassetrogt einsenkte. Die NKA kamen in eine Lage nahe am Molassetrogt, von dem sich im Obereozän eine Bucht in die Tiroler Kalkalpen hinein erstreckte.

Nach diesem Modell ist die Allochthonie der NKA verständlich zu machen, ohne sie fernüberschieben zu müssen. Die von A. TOLLMANN (1970) vorgebrachten Argumente, wie die in der Bohrung Urmannsau erbohrte Molasse oder die Helvetikums- und Flyschfenster, die Schürflinge der Arosazone und des Randcenomans beweisen keinen Fernschub. Fenster und Schürflinge finden hier eine andere Erklärung.

Aus der starken Einengung resultierend gliederten sich tektonische Einheiten heraus, die bei fortschreitender Dauer der Raumverkürzung als Decken übereinander gestapelt wurden. Dabei erhielten Bajuvarikum und Tirolikum einen basalen Schrägzuschnitt, den A. TOLLMANN (1971b) in einem schematischen Profil darstellte. Es kommen in den jeweils südlicher gelegenen Decken ältere Schichtglieder an der Deckenfront an die Überschiebungsbahn. Das Permoskyth tritt bereits in der Front des Tirolikums auf. Dieses tektonische Phänomen wird durch transversale, nordgerichtete Schubkräfte erklärt, Gleitung käme nicht in Frage.

Im Gegensatz dazu läßt sich dieser Schrägzuschnitt durch die am Kalkalpennordrand ansetzende Abscherungsfläche recht eindeutig erklären. Für die Anlage der höheren Decken hat wahrscheinlich das Haselgebirge mit den Salzdiapiren eine wichtige Rolle gespielt. Als Gleitmittel für den Deckentransport hatte es aber, wie der Schrägzuschnitt zeigt, keine Bedeutung.

Am Südrand der NKA ist zum südlichen Mittelpennin (Tarntaler Berge, Radstädter Tauern) eine große tektonische Fuge anzunehmen. Man könnte von Teilplatten sprechen, da bereits seit der Obertrias eine Trennung gegeben war (siehe Abb. 2).

Durch die im Späteozän abgeschlossene Flyschsubduktion entstand ein komplexer Gebirgsstamm mit NKA (Grauwackenzone an der Basis) und einer tieferen Einheit (Tarntaler Berge, Radstädter Tauern, Semmering), für welchen die nachgosauische Tektonik ein bekanntes Merkmal ist. Mit der Schließung beider Ozeane wird die Verschweißung der beiden – verschiedenen Platten zuzuordnenden – Gebirgsstämme vollzogen.

Die Tektonik der jungalpidischen Phasen, welche den nördlichen Molassetrogt erfaßte, war von großer Komplexheit (W. FUCHS, 1980), bei der die Molassesedimente unter Flysch und Kalkalpen gezerzt wurden.

Das Wandern der Subduktionszonen nach außen gegen das Vorland hin wurde mehrfach betont. Dieses Wandern ist einem gesamt-dynamischen Prozeß unterzuordnen. Als Folge der älteren Subduktion im Tauerntrogt kam es im nördlicheren Flyschtrogt zur weiteren Öffnung, im Zuge der Subduktion im Flyschtrogt wiederum wurde das Ausdünnen der Kruste im Molassetrogt bewirkt.

Bei diesem neuen Konzept wird davon ausgegangen, daß die Europäische Platte bei ihrem Vordringen im mittleren und späteren Eozän in der Tiefe die penninischen Gesteine abschneidet und jungalpidisch nach Süden bis zum Periadriatischen Lineament vordringt und darüber hinaus bis zum Alpensüdrand vorstößt. Diese jüngste Bewegung wäre korrelierbar mit der rezenten Orogenese in der Poebene, wie sie H. G. WUNDERLICH (1966) annahm.

D. ROEDER (1980) hat in einem Querprofil durch die Alpen die unterschiebende Platte gegenüber anderen Profilen am weitesten nach Süden vordringen lassen, wie dies der hier vertretenen Vorstellung entspricht. Die Entstehung des von R. ROTH (1984) gezeichneten Vergenzfächers mit südgerichteten Bewegungstendenzen ist besser erklärbar, wenn die NKA von der unterschiebenden Platte abgesichert werden.

Das Profil über den Seeberger Aufbruch der östlichen Karawanken zeigt, daß dieses Paläozoikum einen alpidischen, nordvergenten Bau hat (J. ROLSER & R. TESSENSOHN, 1974). Erst in den südlicheren Steiner Alpen treten südvergente Falten auf. Die südgerichtete Überschiebung über Sedimente des Oligozän und Miozän auf der Alpensüdseite verlangt eine nordgerichtete Bewegung der Afrikanischen Platte unter den Südalpenblock.

Die Annahme der Plattengrenze südlich der Alpen entspricht den Beobachtungen beim Erdbeben in Friaul (1976). Die etwa mit 45° nach Norden einfallende Fläche, an der die Epizentren der zahlreichen Nachbeben lagen, wurde mehrfach als Grenze zwischen Eurasischer und Afrikanischer Platte aufgefaßt (H. GEBRANDE et al., 1978; G. WITTLINGER & H. HAESSLER, 1978). In Abb. 4 wurde die Grenze Südalpen/Dinariden, wie sie z. B. D. RICHTER (1974) gezeichnet hat, als Plattengrenze angenommen.

Durch die Schweremessungen wurde zwischen Nord- und Südrand der Alpen gegenüber dem südlichen Vorland ein Minimum der Bouguer-Anomalie bekannt. Dem großräumigen Alpenminimum ist im Bereich der Tauern ein sekundäres Minimum überlagert, was zu der hypothetischen Annahme eines Körpers geringerer Dichte unter den Tauern zwischen 5 und 15 km Tiefe führte (ANGENHEISTER, G. et al., 1975). Dieser Körper kann auf die große komplexe Überschiebung zurückgeführt werden, bei der leichteres Krustenmaterial unter das Penninikum gezogen wurde. Über der unter den Tauern liegenden leichteren Kruste erfolgte der spätere isostatische Aufstieg bzw. die Hebung.

Wie W. FRANK (1983) argumentierte, wäre im Bereich des Periadriatischen Lineamentes eine deutliche Hebungszone zu erwarten, wäre die kristalline Basis der NKA hier blockartig nach Süden gedrückt worden.

Die Tauernüberschiebung wird hier zur Tauernüberschiebung, was sie in den anderen Model-

len aufgrund der Subduktion im Prinzip auch war. An der Stellung des Tauernfensters sowie an jener des Engadiner oder Rechnitzer Fensters ändert sich nach diesem Modell nichts. Die Lage des „Oberostalpins“ bleibt die gleiche, gleichgültig, woher man es bezieht.

Von geodynamischer Bedeutung war die Ausgangssituation vor der großen Einengungstektonik. Es existierten zwei penninische Ozeane, welche durch eine breite mittelozeanische Platte getrennt waren. Durch Schließung dieser entstanden zwei voneinander unabhängige Gebirgsstämme, die heute die Alpen aufbauen.

Einen wichtigen Punkt stellt die Vergenzfrage dar. Entsprechend dem Nordtransport der NKA wurde der nordvergente Falten- und Deckenbau betont. Es sind aber auch seit langem eindeutige Südbewegungen bekannt, die als spätere Rückfaltungen erklärt wurden.

Bei einer Unterschiebung des Europäischen Kontinentes bzw. der Briançonnais-Platte ergibt sich eine N-S-Bewegung relativ zu der S-N-Bewegung der Adriatischen Platte bzw. im Großen gesehen des Afrikanischen Kontinentes. Bei diesem Bewegungssinn können dominante Nordvergenzen entstehen, diese stehen aber nicht im Widerspruch zu den Südbewegungen. Kinematisch ergibt sich ein einheitlicher Bewegungsablauf. In mehreren Phasen erfolgte die Einengung nach demselben Einengungsprinzip durch Unterschiebung, dazwischen lagen Zeiträume des isostatischen Ausgleichs.

R. TRÜMPY (1985) schrieb, daß es mechanisch fast auf dasselbe herauskommen würde, die tieferen Decken gegen Süden unter die höheren zu unterschieben oder die höheren nordwärts auf die tieferen zu überschieben.

Man kann paläogeographische Einheiten sicher weit durchziehen. In der ursprünglichen Anlage der Geosynklinalräume liegt der Ausgangspunkt für die spätere tektonische Entwicklung. Für den komplexen Bau der Alpen war sicher auch das schon kaledonisch und variszisch geprägte Gebirge von Bedeutung. Es lagen schon voralpin tektonische Einheiten vor, welche bei der alpidischen Beanspruchung Eigenreaktionen und Eigenbewegungen zeigten. Teilweise wurden alte Strukturen dem neuen Gebirge aufgeprägt.

Eine Diskussionsfrage ist die Entstehung und Anlage des Periadriatischen Lineamentes. Nach F. K. BAUER & O. SCHERMANN (1984) ist das Lineament keine alpidische Subduktions- oder Narbenzone, welche nach der plattentektonischen Definition nur auf konvergierende Plattenränder zu beziehen ist. Untersuchungen von Kluftsystemen und Bruchrastern zeigten, daß bei der N-S-Einengung ein bestimmtes Störungssystem angelegt wurde. In diesem stellen die NW- und NE-streichenden Störungen – unter Berücksichtigung der Verschiebungssinne – ein konjugiertes Scherflächensystem dar. Das bedeutet, daß die alpidische N-S-Einengung und die damit zusammenhängende Zerschneidung das Lineament bereits vorgefunden hat.

Die E-W-Störungen, eingeschlossen das Lineament, lassen sich in das System dieser Beanspruchung nicht einordnen, da sie in der Richtung der kleinsten Hauptnormalspannung liegen. Die große, vielfach angenommene Blattverschiebung wurde daher abgelehnt, da dafür ein anderer Beanspruchungsverlauf für die Anlage zwingend wäre.

Das Periadriatische Lineament wurde mehrfach versetzt. Die östlichste größere Versetzung erfolgte an der

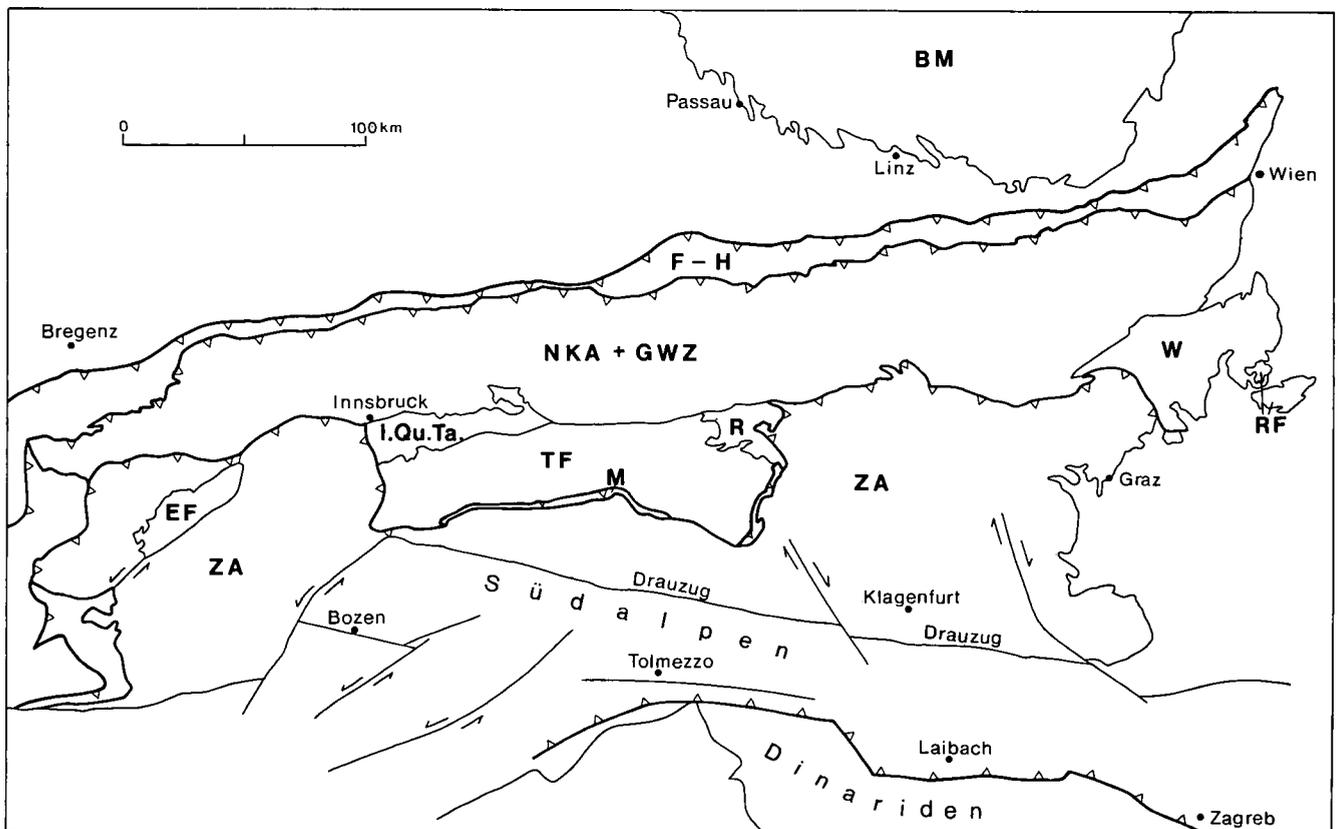


Abb. 4: Tektonische Skizze der Ostalpen. Verlauf der Nähte bzw. Narben.

BM = Böhmisches Masse; F-H = Flysch, Helvetikum; NKA, GWZ = Nördliche Kalkalpen, Grauwackenzone; I.Qu.Ta = Innsbrucker Quarzphyllit, Tarntaler Berge; R = Radstädter Tauern; M = Matreier Zone; W = Wechselfenster; EF = Engadiner Fenster; TF = Tauernfenster; RF = Rechnitzer Fenster; ZA = Zentralalpen.

Lavanttallinie, eine weitere an der Gegendtalstörung, an der es zum Auseinanderreißen von Nordkarawanken und Gailtaler Alpen kam, die bedeutendste jedoch an der Judikarienlinie um ca. 60 km. Der Südalpenblock, in dem es auch an der Val Sugana- und der Trudener Linie NE–SW-Versetzungen gibt, ist am weitesten nach Norden vorgeschoben worden. Es ist wahrscheinlich, daß der Drauzug sich ursprünglich weiter nach Westen erstreckte und durch die gegen Westen zunehmende Einengung verschwunden ist. Nur in den Karawanken sind die Zusammenhänge zwischen Drauzug und Südalpen erhalten geblieben. Eine Seitenverschiebung wäre erst nach Rücknahme der Versetzungen bei einem etwa E–W-streichenden Insubrisch/Periadriatischen Lineament möglich. Die Versetzungen des Lineamentes können mit der jungen Norddrift Afrikas in Zusammenhang gebracht werden.

Die Anlage des Periadriatischen Lineamentes wird auf ein Durchpausen einer in der Tiefe bereits vorhandenen Geosutur zurückgeführt, die ihrerseits bei frühen isostatischen Ausgleichsbewegungen angelegt wurde.

In Abb. 4 wurden die alpidischen Nähte bzw. Narben, wo sich die Ozeane geschlossen haben, dargestellt. Es handelt sich aber nur um den Ausstrich großer tektonischer Flächen, die eigentlichen Suturen sind unter den alpidischen Decken begraben.

Eine Naht verlief am Nordrand des Unterostalpins, die zweite am Nordrand des als mittelpenninisch aufgefaßten Ostalpins. Eine Nahtstelle verläuft dort, wo die Molassesedimente unterschoben wurden. Schließlich wird an der Alpensüdseite eine Naht angenommen. Mit dem Schließen der verschiedenen Ozeane hängen die einzelnen Akkretionsphasen zusammen.

6. Diskussion verschiedener Strukturen

6.1. Molasse, Flysch/Helvetikum

Die Unterlagerung der NKA durch Flysch und Helvetikum, die durch die Fenster und Erdölbohrungen so genau nachgewiesen ist, gehört zu den eindrucksvollsten tektonischen Gegebenheiten in den Alpen. Zum Prinzip der Deckenlehre gehört der große Nordtransport des Oberostalpins, bei dem auch Flysch und Helvetikum erfaßt, abgeschert, vor sich hergewälzt und schließlich überschoben worden wären.

In ähnlicher Weise gibt es auch eine weitere Unterzeugung der Kalkalpen durch die Molasse, nachgewiesen durch die Bohrungen Urmannsau (A. KRÖLL & G. WESSELY, 1967) oder Berndorf 1 (G. WACHTEL & G. WESSELY, 1981). Aufgrund der Tiefbohrungen schlossen A. KRÖLL et al. (1981) auf ein weit nach Süden unter die NKA reichendes Abtauchen der Böhmisches Masse mit Arealen von autochthonem Sedimentmantel.

Aus der dargestellten Geodynamik dieses Konzeptes ergibt sich eine prinzipiell andere Deutung der Tektonik: Durch die unterschiebenden Kräfte wurden Flysch und Helvetikum direkt unter die NKA hineingezogen und die dabei mitbewegten Kalkalpen teilweise damit verfaltet und verschuppt. Nach dieser eozänen Tektonik wurde in gleicher Weise jungalpidisch die Molasse erfaßt und unterschoben.

6.2. Südvergenzen in den NKA

In den NKA wurden die vielfach festgestellten Nordvergenzen als Beweis für deren großen Nordschub angesehen. Seit langem aber stehen auch Südbewegungen zur Diskussion, welche infolge der Gosau-einklemmungen als nachgosauisch klassifiziert wurden.

In den östlichen Kalkalpen sind Südschübe von der Hohen Wand und vom Schneeberg bekannt. Als bedeutendste Südüberschiebung wird von E. SPENGLER (1951) jene angesehen, die Hochkönig, Tennen- und Dachsteingebirge betraf. Am eindrucksvollsten ist die Werfener Schuppenzone mit ihren südvergenten Strukturen. Der zu dieser Schuppenzone gehörende Mesozoikumsspann des Mandlingszuges, der südvergent in das Paläozoikum der Grauwackenzone eingeschuppt ist, läßt sich nicht mehr durch sekundäre Rückfaltung erklären, sondern verlangt eine primäre, gewaltige, südgerichtete Bewegung.

Zwar wird die Südbewegung im Gebiet des Hochkönigs von W. HEISSEL (1955) abgelehnt, sie wurde aber von R. ROSSNER (1972) am südlichen Tennengebirgsrand bestätigt. Die Kaisergebirgsscholle ist nach E. SPENGLER (1951) ebenfalls nach Süden vorgeschoben worden. H. MILLER (1963) beschrieb die Südüberschiebung des Wettersteingebirgsstockes, an dessen Südrand südvergente klein- und großtektonische Strukturen vorkommen. Der Mindestbetrag der Bewegung wird auf 1,5 km geschätzt.

Südvergenzen treten nicht nur am Kalkalpensüdrand auf, sondern auch im Inneren (wie z.B. die Sackwiesenschuppung im Hochschwabgebiet zeigt [E. SPENGLER, 1922]) oder an der Stirnfront der Kalkalpen (z.B. im Ammergebirge [Ch. KUNERT, 1976]).

Die von F. TRAUTH (1916, 1927) erkannte südgerichtete „Hochgebirgsüberschiebung“, die nach E. SPENGLER (1951) etwa 8 km betragen hat, wurde durch neuere Untersuchungen mehrfach bestätigt, wenn auch Bedeutung und Ausmaß diskutiert wird. Nach diesem Modell (Abb. 1, 3) können sowohl Nord- wie auch Südvergenzen auf Einengung aufgrund der Relativbewegung in N–S- bzw. S–N-Richtung zurückgeführt werden.

Die Auswirkung des immensen Rückstaus ist besonders in südlichen Teilen der NKA zu suchen. Die Karwendelschuppe (D. A. DONOFRIO et al., 1980) ist dafür ein Beispiel, ebenso die Überkippungen im Rätikon (R. OBERHAUSER, 1970). Die „Südrandelemente“ (B. PLÖCHINGER, 1981) erfahren hier eine eigene Deutung.

6.3. Die Grauwackenzone

In der östlichen Grauwackenzone werden zwei Decken unterschieden, wobei die aus Karbon bestehende Veitscher Decke von der aus Altpaläozoikum aufgebauten Norischen Decke überlagert wird. Nach der Deckenlehre wäre das Karbon relativ zum Altpaläozoikum in einer nördlichen Position abgelagert worden und nach dem gemeinsamen Transport nach Norden in der Schlußphase überschoben worden (H. P. SCHÖNLAUB, 1976). Die ursprünglich flache Überschiebungsbahn müßte später noch mittelsteil nach Norden verkippt worden sein.

Nimmt man die Überschiebungsbahn primär nordfallend und nicht wesentlich verstellt an, dann läßt sich diese als südvergente Aufschiebung deuten, d.h. das Karbon lag ursprünglich südlich des Altpaläozoikums.

In diese Diskussion lassen sich auch die südlich der Grauwackenzone liegenden tektonischen Einheiten einbeziehen. Übersichtsprofile durch NKA, Grauwackenzone und südliche Kristallingebiete nach K. METZ (1953) zeigen durchwegs mittelsteil nordfallende Trennflächen. Dem von A. TOLLMANN (1977, Profil der Abb. 70) ins Mittelostalpin gestellten Troiseck-Floning-Zug lagert im Norden die Thörl Permotrias auf, über welcher die Schubfläche der Veitscher Decke liegt. Südlich schließen die als mittelostalpin angesehene Mürzdecke, bestehend aus Mürztaler Grobgneisen und phyllitischen Glimmerschiefern und die aus Glimmerschiefern aufgebaute Stuhleckdecke an, getrennt jeweils durch Schuppen von Mitteltriasgesteinen.

Nach der Deckenlehre lägen in diesem Profil weit nach Norden über das Pennin verfrachtete Decken übereinander. Hier wird eine andere Deutung gegeben – eine im Sinne eines großen, südvergenten Schuppen- bzw. Deckenbaues.

6.4. Das Mittelpennin

Das Profil durch das Semmeringsystem und seinen Rahmen (A. TOLLMANN, 1968) gibt einen sehr guten Einblick in den Bau dieses Gebietes. Es zeigen sich in den Decken der Grauwackenzone flach nordfallende Bewegungsflächen, die in den Schuppen gegen Süden steiler werden. Daß die Bewegungsrichtung nicht einfach umgekehrt wird, zeigt sich deutlich in den südvergenten Falten der Göstritz-Mulde. Es wäre umgekehrt schwierig, die leicht faltbaren Keupergesteine nach deren Nordtransport südvergent zu verstellen.

Das Profil zeigt insgesamt ein südvergentes Bewegungsbild von Grauwackenzone und Semmeringeinheit mit ihren Schuppen, die im Süden auf das Wechselsystem aufgeschoben sind. Am Widerlager zu diesem wurde die Stuhleck-Hirschkogel-Antiklinale nach Norden überschlagen. Die tiefste Einheit, unter dem Wechselsystem liegend, ist das Pennin-Fenster von Rechnitz. Die große tektonische Fuge ist die Grenze zum zentralalpinen Kristallin.

Die Radstädter Tauern haben einen Decken- und Schuppenbau mit flach bis mittelsteil nordfallenden Bewegungsflächen. In den tieferen Decken bildet Altkristallin die Basis des Permomesozoikums, in der invers liegenden Quarzphyllitdecke ist es der Quarzphyllit. Das Mesozoikum im Bereich der Kalkspitzen-Mulde wird von A. TOLLMANN (1964, 1977) als weit gegen Süden rückgefaltet angesehen.

Gefügeuntersuchungen von W. SCHWAN (1965) ergaben im wesentlichen Nordvergenzen, wobei betont wird, daß Falten in verschiedene Richtungen verlaufen können. Dies wird auf die flache Lagerung der Achsenebene zurückgeführt, da dadurch Faltenscharniere maximale Ausweichmöglichkeiten hätten. Zu den „Nebenformen“ werden Strukturtypen gestellt, die sich dem Großbau „nicht harmonisch einordnen oder sich sogar widersinnig verhalten“, zu denen u.a. die Südüberschiebungen gehören.

K. SONDERMANN & W. VOGGENREITER (1984) ordnen die Südvergenzen einem jüngeren Akt zu. Diesem vorausgegangen wären zunächst der nordvergente Hauptdeckenschub, gefolgt von einer Einengung in E–W-Richtung. Es wird zur Diskussion gestellt, ob die N–S-orientierten Strukturen einem eigenen Akt zugeordnet oder auf seitlichen Platzmangel bei zunehmender Aus-

walzung der Gesteine beim Deckenschub zurückgeführt werden sollen.

Das Tarntaler Mesozoikum zeigt einen vergleichbaren komplizierten Falten- und Schuppenbau, in dem auch Südvergenzen vorkommen. Die ursprüngliche Basis ist der Innsbrucker Quarzphyllit, zu dem ein sedimentärer Verband nachgewiesen wurde (M. ENZENBERG, 1966). Dieser ist durch die Kellerjochgneise (H. MOSTLER, 1973), die ins Mittelostalpin gestellt wurden, von der oberostalpinen Grauwackenzone getrennt. R. ROTH (1984) diskutiert für diesen Profilabschnitt einen ähnlichen Bewegungsplan wie K. SONDERMANN & W. VOGGENREITER (1984). In gleicher Weise wurde derselbe Deformationszyklus von R. ROSSNER & W. SCHWAN (1982), F. POPP (1984) und H. LEDOUX (1983) aus dem Penninikum des Tauernfensters beschrieben, wo seit langem Südvergenzen zur Diskussion stehen.

In Übereinstimmung werden in Phasen aufeinanderfolgend Deckentransport nach Norden, E–W-Einengung und schließlich eine weniger bedeutende Südbewegung (z.B. Aufkuppelung der Tauern unter südvergentem Stress nach W. FRISCH, 1980) angenommen.

Großdimensionale Südvergenz zeigt das Profil über die Zillertaler Alpen (G. ANGENHEISTER & H. BÖGEL, 1972). In der SW-Ecke des Tauernfensters, für deren komplizierten Bau die NE-Versetzung an der Judikarienlinie mitverantwortlich gemacht wird, ist das Penninikum südwärts über die Matreier Zone auf sehr ausgedünntes zentralalpines Kristallin aufgeschoben.

Nach R. TRÜMPY (1980) ist Rücküberschiebung mit auffallenden Südvergenzen ein Merkmal der Tektonik penninischer Decken im Valais, Ticino und Graubünden. Zufolge der Unterschiebung des Briançonnais haben auch Schamser Decken und Falknis-, Sulzfluh- und Tasna-Decken beträchtliche südvergente Verschiebungen erfahren.

Kinematisch sind bei dem von verschiedenen Autoren angenommenen Bewegungsablauf zwei gegensätzliche Bewegungsakte anzunehmen. Demgegenüber wird die Meinung vertreten, daß es während der ganzen alpidischen Orogenese einen einheitlichen Bewegungsmechanismus gab, der auf der großen Unterschiebung des Europäischen Kontinentes und der relativen Nordbewegung Afrikas beruhte (Abb. 3). Dieser Mechanismus setzt jedoch eine wie in Abb. 1 gegebene Anordnung der Ablagerungsräume voraus.

In dem schematischen Profil von H. LEDOUX (1983), gezeichnet nach den plattentektonischen Vorstellungen von D. ROEDER (1980), hat das Ostalpin eine südliche Position. Es erscheint mechanisch fraglich, nach diesem Bewegungsprinzip das Ostalpin als Decken nach Norden zu überschieben. Hingegen sollte das Ostalpin auf der sogenannten Unterplatte angeordnet werden.

Profile von O. THIELE (1976) oder R. ROTH (1981/84) erfahren hier eine Umdeutung. Die großen tektonischen Grenzflächen fallen flach bis mittelsteil nach Norden ein. Im Gegensatz zur Deckenlehre werden in diesen großen, südvergente Bewegungsbahnen gesehen. Die relative Lage der einzelnen Groseinheiten zueinander ist durch die Tektonik nicht umgekehrt worden, sondern dieselbe geblieben wie in der ursprünglichen Anlage.

6.5. Zentralalpines Kristallin

Auch im Kristallin der Zentralalpen gibt es z.T. große südvergente Strukturen. Ein Beispiel bilden die Schladminger Tauern, deren Innenbau einen südvergenten

Faltenbau zeigt (H. FORMANEK et al., 1982). Faßt man diesen im Gegensatz zu A. TOLLMANN (1977) nicht als variszisch, sondern als alpidisch auf, dann ist dieser schwer in Einklang mit den Nordschüben zu bringen. Neue Vorstellungen über den Bau von Stub- und Koralpe und auch der Schladminger Tauern entwickelten W. FRANK et al. (1983). Eine südvergente Großstruktur stellt auch der Schneeberger Zug dar.

Die Südvergenzen, die es in den gesamten Ostalpen gibt, passen nicht so recht zu den Vorstellungen über den großen nordvergenten Deckenbau. Man muß auf verschiedenartige Bewegungen schließen. Nach dem hier dargestellten Bewegungskonzept sind Südvergenzen, die in keiner Weise im Gegensatz zu Nordvergenzen stehen, besser verständlich. Da der große Einengungsbereich nördlich des zentralalpiner Kristallins angenommen wird, ergibt sich ein gewaltiger Rückstau bis auf dessen Rückseite.

7. Schlußbemerkungen und Ausblick

Kritische Überlegungen über die Deckenlehre und den von ihr geforderten Fernschub von NKA und Grauwackenzone führten zu einer anderen paläogeographischen Vorstellung und zu einem anderen geodynamischen Modell.

Die Großeinheiten nehmen relativ zueinander noch die gleichen Positionen ein. Die Anlage des Baues wurde danach durch die tektonischen Vorgänge nicht so verhüllt und verschleiert; trotz der komplexen Verformungen in allen Einheiten der Alpen ist ein mögliches Bauprinzip erkennbar.

Neu gegenüber den Modellen von E. KRAUS (1956) und A. THURNER (1971) ist die Art der Geodynamik bzw. des Bewegungsmechanismus auf den Grundlagen der Plattentektonik zu werten.

Es wurde versucht, zu zeigen, daß es eine Alternative zu den bisherigen Modellen der Deckenlehre gibt, welche der Größe und Dynamik des Alpenbaues voll gerecht wird. Doch sollte man sich im allgemeinen eingestehen, daß wir von den letzten Klärungen noch weit entfernt sind, zur Zeit verschiedene Modelle möglich sind und Berechtigung besteht, diese zu diskutieren.

Nach Abschluß der mehrere Jahre währenden Überlegungen wurde klar, daß diese Ergebnisse auch in einem größeren Zusammenhang gesehen werden können.

Beim Werdegang der Tethys unterschied A. TOLLMANN (1984) in der Trias zwischen einem Nord- und Südtrog, getrennt durch eine zentrale Hochzone, auf der sich jedoch auch teilweise mächtige Karbonatplattformsedimente gebildet haben.

Während in den auf der Deckenlehre basierenden Modellen in den Ostalpen keine klaren Aussagen über eine Gliederung der Tethys durch Hochschollen gemacht werden, liegt dem neuen vorliegenden Schema eine deutliche Gliederung mit zwei durch große triadische Sedimentmächtigkeit ausgezeichneten Geosynklinalbereiche (NKA, Drauzug/Südalpen) zugrunde, die eigentliche Hochzone bildete die Tauernschwelle mit der geringmächtigen Trias.

Von großem Interesse sind die Ergebnisse über die Tethysentwicklung von C. SENGÖR (1985). Die Kernaussage ist, daß „das Alpen-Himalaya-System einem superorogenen Komplex entspricht, der aus zwei vonein-

ander weitgehend unabhängigen orogenen Systemen besteht, die als Produkt der Schließung zweier Ozeane betrachtet werden können“. Die zwei übereinanderliegenden Gebirgstteile sind die Kimmeriden und die Alpen. In seiner Abb. 5 wurden die kimmeridischen und die alpidischen Nähte bis zum Karpatenbogen gezeichnet.

Es ist in den Alpen möglich, zwei Gebirgstteile, einen atlapidisch-vorgosauischen und einen jungalpidisch-nachgosauischen, zu unterscheiden.

Der Ablagerungsraum der NKA war vom nordpenninischen Ozean durch den Ultrapienidischen Rücken, der als Zwischengebirge aufgefaßt wird, getrennt. Als unterschobenes Gebirge könnte es mit dem Zwischengebirge Tisia, heute in Ungarn unter jungen Sedimenten begraben, identifiziert werden. S. KOVACS (1982) versuchte die Lage von Tisia, dessen mesozoische Sedimente für eine ursprüngliche Lage am nördlichen Tethysrand sprechen, durch eine etwa 350 km betragende Seitenverschiebung im Jura zu erklären.

Der neueren Literatur nach scheint unter den gebirgsbildenden Modellen die Akkretionshypothese mehr und mehr an Bedeutung zu gewinnen. A. MIYASHIRO (1985) schreibt: „Danach sind Orogengürtel nichts anderes als tektonische Mosaik oder Akkretionsprismen, die durch Akkretion (Zusammenschweißen) separater, an verschiedenen Orten zu verschiedener Zeit gebildeter Gesteinskomplexe entstanden sind.“

Es geht in der Diskussion nicht nur um eine in der vorliegenden Arbeit entwickelte Idee, sondern allgemein um die Anwendbarkeit des Prinzips der Akkretion auf den Alpenbau. Dieses Prinzip steht im Gegensatz zur von der Deckenlehre vertretenen Abscherungs- und Überschiebungstektonik. Nach der Plattentektonik findet die Gebirgsbildung an konvergierenden Plattenrändern statt. Dazu gibt es in der Tektonik der NKA keine Beziehung.

Weiters stellt sich die Frage, wieweit die Akkretionshypothese auch auf den Bau der Nördlichen Kalkalpen anwendbar ist. Für deren Bau waren sicher z.B. die triadischen Plattformränder bzw. die verschiedenen mittel- und obertriadischen Becken wie auch tiefere Jura- und Kreidebecken von Bedeutung. Ohne den Deckenbau zu leugnen, könnte man zumindest teilweise den Bau im Sinne von Akkretionsprismen deuten.

Literatur

- ANGENHEISTER, G., BÖGEL, H., GEBRANDE, H., GIESE, P. & SCHMIDT-THOME, P.: Recent investigations of surficial and deeper crustal structures of the Eastern and Southern Alps. – Geol. Rdsch., **61**, 349–395, Stuttgart 1972.
- ANGENHEISTER, G., BÖGEL, H. & MORTEANI, G.: Die Ostalpen im Bereich einer Geotraverse vom Chiemsee bis Vicenza. – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **148**, 50–137, Stuttgart 1975.
- BACHMANN, G. H. & MÜLLER, M.: Geologie der Tiefbohrung Vorderriß 1 (Kalkalpen, Bayern). – Geol. Bavarica, **81**, 17–53, München 1981.
- BAUER, F.: Karsthydrologische Untersuchungen im Schneealpenstollen in den steirisch-niederösterreichischen Kalkalpen. – Steir. Beitr. Hydrogeol., **21**, 193–214, Graz 1969.
- BAUER, F. K.: Zur Geologie der westlichen Karawanken und zum Verlauf des Periadriatischen Lineamentes. – Jb. Geol. B.-A., **127**, 289–297, Wien 1984.
- BAUER, F. K. & SCHERMANN, O.: Das Periadriatische Lineament in den Karawanken. – Jb. Geol. B.-A., **127**, 299–305, Wien 1984.
- BECHSTÄDT, T.: Faziesanalyse permischer und triadischer Sedimente des Drauzuges als Hinweis auf eine großräumige

- Lateralverschiebung innerhalb des Ostalpins. – Jb. Geol. B.-A., **121**, 1–121, Wien 1978.
- BECHSTÄDT, T., BRANDNER, R. & MOSTLER, H.: Aborted Rifting in the Triassic of the Eastern and Southern Alps. N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **156**, 157–178, Stuttgart 1978.
- BECHSTÄDT, T., MOSTLER, H.: Riff-Becken-Entwicklung in der Mitteltrias der westlichen Nördlichen Kalkalpen. – Z. Dt. Geol. Ges., **127**, 271–289, Hannover 1976.
- BECK-MANNAGETTA, P.: Bemerkungen zu A. TOLLMANN's tektonischer Synthese der Ostalpen. – Geol. Rdsch., **50**, 517–524, Stuttgart 1960.
- BEHRENS, M.: Schwermineralverteilung und Sedimentstrukturen in den Lunzer Schichten (Karn, Trias, Österreich). – Jb. Geol. B.-A., **116**, 51–83, Wien 1973.
- BEMMELEN, R. W. v.: Zur Mechanik der ostalpinen Deckenbildung. – Geol. Rdsch., **50**, 474–499, Stuttgart 1961.
- BLISSENBACH, E. & FELLNER, R.: Continental drift and the origin of certain mineral deposits. – Geol. Rdsch., **62**, 812–840, Stuttgart 1973.
- BÖGEL, H.: Zur Literatur über die „Periadriatische Naht“. – Verh. Geol. B.-A., **1975**, 163–199, Wien 1975a.
- BÖGEL, H.: Profile „Abwicklung“. – Int. Symposium „Geodynamik der Ostalpen“. – S. 51 (als Lichtpause vervielfältigt), München – Salzburg 1975b.
- BÖGEL, H. & SCHMIDT, K.: Kleine Geologie der Ostalpen. – Thun (Ott) 1976.
- BRANDNER, R.: Meeresspiegelschwankungen und Tektonik in der Trias der NW-Tethys. – Jb. Geol. B.-A., **126**, 431–523, Wien 1984.
- CLAR, E.: Zum Bewegungsbild des Gebirgsbaues der Ostalpen. – Verh. Geol. B.-A., Sh. G, 11–35, Wien 1965.
- CLAR, E.: Bemerkungen über eine Rekonstruktion des variszischen Gebirges in den Ostalpen. – Z. Dt. Geol. Ges., **122**, 161–167, Hannover 1971.
- DIETRICH, V.: Plattentektonik in den Ostalpen – eine Arbeitshypothese. – Geotekt. Forsch., **50**, 1–84, Stuttgart 1978.
- DONOFRIO, D. A., HEISSEL, G. & MOSTLER, H.: Beiträge zur Kenntnis der Parthachschichten (Trias) des Tor- und Rontales und zum Problem der Abgrenzung der Lechtaldecke im Nordkarwendel (Tirol). – Mitt. österr. geol. Ges., **73**, 55–94, Wien 1980.
- ENZENBERG, M.: Die Geologie der Tarntaler Berge (Wattener Lizum), Tirol. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., **17**, 5–50, Wien 1966.
- EXNER, Ch.: Geologie der Karawankenplutone östlich Eisenkappel, Kärnten. – Mitt. Geol. Ges. Wien, **64**, 1–108, Wien 1972.
- EXNER, Ch.: Die geologische Position der Magmatite des periadriatischen Lineamentes. – Verh. Geol. B.-A., **1976**, 3–64, Wien 1976.
- FAUPL, P.: Kristallinvorkommen und terrigene Sedimentgesteine in der Grestener Klippenzone (Lias–Neokom) von Ober- und Niederösterreich. – Jb. Geol. B.-A., **118**, 1–74, Wien 1975.
- FAUPL, P.: Zur räumlichen und zeitlichen Entwicklung von Breccien und Turbiditserien in den Ostalpen. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., **25**, 81–110, Wien 1978.
- FLÜGEL, H. W.: Paläogeographie und Tektonik des alpinen Variszikums. – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., **1977**, 659–674, Stuttgart 1977.
- FORMANEK, H., KOLLMANN, H. & MEDWENITSCH, W.: Beitrag zur Geologie der Schladminger Tauern im Bereich von Untertal und Obertal. – Mitt. Geol. Ges., **54**, 27–53, Wien 1962.
- FRANK, W.: Argumente über ein neues Entwicklungsmodell des Ostalpins. – Jber. 1982 Hochschulschwerpunkt S 15, 249–262, Graz 1983.
- FRANK, W., ESTERLUS, M., JUNG, G., KROHE, A. & WEBER, J.: Die Entwicklungsgeschichte von Stub- und Koralmkristallin und die Beziehung zum Grazer Paläozoikum. – Jber. 1982 Hochschulschwerpunkt S 15, 263–293, Graz 1983.
- FRASL, G. & FRANK, W.: Einführung in die Geologie und Petrologie des Penninikums im Tauernfenster. – Der Aufschluß, Sonderh. **15**, 30–58, Heidelberg 1966.
- FRISCH, W.: Sedimentological response to late Mesozoic subduction in the Penninic windows of the Eastern Alps. – Geol. Rdsch., **73**, 33–45, Stuttgart 1984.
- FRISCH, W.: Plate motion in the Alpine region and their correlation to the opening of the Atlantic Ocean. – Geol. Rdsch. **70**, 407–411, Stuttgart 1981.
- FRISCH, W.: Tectonics of the western Tauernwindow. – Mitt. österr. geol. Ges., **71/72**, 65–71, Wien 1980.
- FRISCH, W.: Tectonic progradation and plate tectonic evolution of the Alps. – Tectonophysics, **60**, 121–139, Amsterdam 1979.
- FRISCH, W.: A Plate Tectonic Model of the Eastern Alps. – Inter-Union Comm., Scientific Report, **38**, 167–172, Stuttgart 1978.
- FRISCH, W.: Ein Modell zur alpidischen Evolution und Orogenese des Tauernfensters. – Geol. Rdsch., **65**, 375–393, Stuttgart 1976.
- FRISCH, W.: Die stratigraphisch-tektonische Gliederung der Schieferhülle und die Entwicklung des penninischen Raumes im westlichen Tauernfenster (Gebiet Brenner – Gerlospaß). – Mitt. Geol. Ges. Wien, **66/67**, 9–20, Wien 1974.
- FRISCH, W., NEUBAUER, F. & SATIR, M.: Concepts of the evolution of the austroalpine basement complex (Eastern Alps) during the Caledonian-Variscian cycle. – Geol. Rdsch., **73**, 47–68, Stuttgart 1984.
- FUCHS, W.: Das Jungalpidikum (Die geologische Entwicklung vom Obereozän bis in die Gegenwart). – In: R. OBERHAUSER (Red.): Der geologische Aufbau Österreichs, 701 S., Wien (Springer) 1980.
- FUCHS, W.: Großtektonische Neuorientierung in den Ostalpen und Westkarpaten unter Einbeziehung plattentektonischer Gesichtspunkte. – Jb. Geol. B.-A., **127**, 693–699, Wien 1984.
- GEBRANDE, H., HÄGE, H., MILLER, H., MÜLLER, G. & SCHMEDES, E.: Aftershock Investigations and Fault-Plane Solutions of the Friuli Earthquakes 1976. – Inter-Union Comm., Scientific Report, **38**, 173–177, Stuttgart 1978.
- GOSEN, W. v., HAIGES, K.-H., NEUBAUER, F., PISTOTNIK, J. & THIEDIG, F.: Die tektonischen Baueinheiten am Nord- und Westrand der Gurktaler Decke (Österreich). – Jb. Geol. B.-A., **127**, 693–699, Wien 1984.
- HAGN, H.: Die älteste Molasse im Chiemgau/östliches Oberbayern (Katzenloch-Schichten, Priabon). – Mitt. Bayer. Staatssammlung Paläont. Hist. Geol., **18**, 167–235, München 1978.
- HEINISCH, H. & SCHMIDT, K.: Zur Geologie des Turnthaler Quarzphyllites und des Altkristallins südlich des Tauernfensters (Ostalpen, Südtirol). – Geol. Rdsch., **73**, 113–129, Stuttgart 1984.
- HEINZ, H. & MAURITSCH, H.: Paläomagnetische Untersuchungen an der „Periadriatischen Naht“. – Mit. österr. geol. Ges., **71/72**, 269–274.
- HEISSEL, W.: Zur Stratigraphie und Tektonik des Hochkönigs (Salzburg). – Jb. Geol. B.-A., **96**, 344–356, Wien 1953.
- HEISSEL, W.: Die „Hochalpenüberschiebung“ und die Brauneisenerzlagerstätten von Werfen – Bischofshofen (Salzburg). – Jb. Geol. B.-A., **98**, 183–201, Wien 1955.
- HEISSEL, W.: Zur Geologie des Unterinntaler Tertiärgebietes. – Mitt. Geol. Ges. Wien, **48** (1955), 49–70, Wien 1957.
- HERM, D.: Die kalkalpine Oberkreidesedimentation als Spiegel des geodynamischen Geschehens im Untergrund. – 73. Jahrestagung Geol. Vereinigung, Berchtesgaden 1983, Kurzfassungen, 22–23, Berchtesgaden 1983.
- HERTWECK, G.: Die Geologie der Ötscherdecke im Gebiet der Triesting und Piesting usw. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., **12**, 3–84, Wien 1961.
- HESSE, R.: Flysch-Gault und Falknis-Tasna-Gault (Unterkreide): Kontinuierlicher Übergang von der distalen zur proximalen Flyschfazies auf einer penninischen Trogebene der Alpen. – Geologica et Palaeontologica, Sb. **2**, 90 S., Marburg (Elwert-Verlag) 1973.
- JACOBSHAGEN, V.: Der Bau der südöstlichen Allgäuer Alpen. – N. Jb. Paläont. Abh., **113**, 153–206, Stuttgart 1961.

- JACOBSSHAGEN, V.: Zur Struktur der südlichen Allgäuer Alpen: gebundene Tektonik oder Deckenbau? Mit einem Beitrag von D. HELCKE. – N. Jb. Paläont. Abh., **148**, 185–214, Stuttgart 1975.
- JACOBSSHAGEN, V. & OTTE, O.: Zur Stellung der Arosa-Zone im Allgäu und im Bregenzer Wald (Ostalpen). – *Geologica et Palaeontologica*, **2**, 97–107, Marburg 1968.
- JÄGER, E.: Die Geschichte des alpinen Raumes, erarbeitet mit radiometrischen Altersbestimmungen. – *Verh. Geol. B.-A.*, **1971**, 250–254, Wien 1971.
- JÄGER, E.: Die alpine Orogenese im Lichte der radiometrischen Altersbestimmungen. – *Eclogae Geol. Helv.*, **66**, Basel 1973.
- KOCKEL, C. W.: Der Umbau der Nördlichen Kalkalpen und seine Schwierigkeiten. – *Verh. Geol. B.-A.*, **1956**, 205–214, Wien 1956a.
- KOCKEL, C. W.: Der Zusammenbruch des kalkalpinen Deckenbaues. – *Z. Dt. Geol. Ges.*, **108**, S. 264, Hannover 1956b.
- KOLLMANN, H.: Stratigraphie und Tektonik des Gosaubeckens von Gams (Steiermark, Österreich). – *Jb. Geol. B.-A.*, **107**, 71–159, Wien 1964.
- KOLLMANN, H.: Zur Gliederung der Kreideablagerungen der Weyerer Bögen (OÖ). – *Verh. Geol. B.-A.*, **1968**, 126–137, Wien 1968.
- KOVACS, S.: Problems of the „Pannonian Median Massif“ and the Plate Tectonic Concept. Contributions based on the Distribution of Late Palaeozoic. – Early Mesozoic Isopic Zones. – *Geol. Rdsch.*, **71**, 617–640, Stuttgart 1982.
- KRAINER, K.: Sedimentologische Untersuchungen an permischen und untertriadischen Sedimenten des Stangalm-Mesozoikums (Kärnten/Österreich). – *Jb. Geol. B.-A.*, **127**, 159–179, Wien 1984.
- KRAINER, K.: Zur Sedimentologie des alpinen Buntsandsteins und der Werfener Schichten (Skyth) Kärntens. – *Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck*, **14**, 21–81, Innsbruck 1985.
- KRAUS, E.: Die Baugeschichte der Alpen. – 552 S., Berlin (Akademieverlag) 1951.
- KRAUS, O. & OTT, E.: Eine ladinische Riff-Fauna im Dobratsch-Gipfelkalk (Kärnten, Österreich) und Bemerkungen zum Faziesvergleich von Nordalpen und Drauzug. – *Mitt. Bayer. Staatssammlungen Paläont. Hist. Geol.*, **8**, 263–290, München 1968.
- KRISTAN-TOLLMANN, E.: Das Unterostalpin des Penken-Gschöbwanzuges in Tirol. – *Mitt. Geol. Ges. Wien*, **54**, 201–227, Wien 1962.
- KRISTAN-TOLLMANN, E.: Zur Geologie des Semmering-Mesozoikums. – *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud.*, **8**, 75–90, Wien 1957.
- KRÖLL, A., SCHIMUNEK, K. & WESSELY, G.: Ergebnisse und Erfahrungen bei der Exploration in der Kalkalpenzone in Österreich. – *Erdöl-Erdgas-Zeitschrift*, **97**, 134–148, Wien 1981.
- KRÖLL, A. & WESSELY, G.: Neue Erkenntnisse über Molasse, Flysch und Kalkalpen auf Grund der Bohrung Urmannsau I. – *Erdöl-Erdgas-Zeitschrift*, **83**, 342–353, Wien 1967.
- KÜPPER, H.: Die Ergebnisse der Bohrung Urmannsau als Beitrag zur Alpengeologie. – *Mitt. Geol. Ges. Wien*, **60**, 65–68, Wien 1968.
- KUHNERT, Ch.: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1 : 25.000, Bl. 8432, Oberammergau. – 128 S., München (Bayer. Geol. L.-A.) 1967a.
- KUHNERT, Ch.: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1 : 25.000, Bl. 8431, Linderhof. – 99 S., München (Bayer. Geol. L.-A.) 1967b.
- LAUBSCHER, H. P.: Das Alpen-Dinariden-Problem und die Palinspastik der südlichen Tethys. – *Geol. Rdsch.*, **60**, 813–833, Stuttgart 1971.
- LAUBSCHER, H. P. & BERNOULLI, D.: Cross-section from the Rhine Graben to the Po Plain. – In: *Geology of Switzerland. A Guide Book. Part B*, 183–209, Basel – New York (Wepf) 1980.
- LAUER, G.: Der Kalkalpennordrand im Raume von Ybbsitz. – *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud.*, **19**, 103–130, Wien 1970.
- LEDOUX, H.: Paläogeographie und tektonische Entwicklung im Penninikum des Tauern-Nordwestrandes im oberen Tuxer Tal. – *Jb. Geol. B.-A.*, **126**, 359–368, Wien 1983.
- LEIN, R.: Das Mesozoikum der Nördlichen Kalkalpen als Beispiel eines gerichteten Sedimentationsverlaufes infolge fortschreitender Krustenausdünnung. – *Arch. f. Lagerst.forsch. Geol. B.-A.*, **6**, 117–228, Wien 1985.
- LOESCHKE, J.: Kaledonischer eugeosynklinaler Vulkanismus Norwegens und der Ostalpen im Vergleich mit rezentem Vulkanismus unterschiedlicher geotektonischer Positionen: eine Arbeitshypothese. – *Z. Dt. Geol. Ges.*, **128**, 185–207, Hannover 1977.
- MAURITSCH, H. J. & FRISCH, W.: Paleomagnetic results from the Eastern Alps and their comparison with data from the Southern Alps and the Carpathians. – *Mitt. österr. geol. Ges.*, **73**, 5–13, Wien 1980.
- METZ, K.: Die stratigraphische und tektonische Baugeschichte der steirischen Grauwackenzone. – *Mitt. Geol. Ges. Wien*, **44**, 1–84, Wien 1953.
- METZ, K.: Gedanken zu baugeschichtlichen Fragen der steirisch-kärntnerischen Zentralalpen. – *Mitt. Geol. Ges. Wien*, **50**, 201–250, Wien 1958.
- MILLER, H.: Die tektonischen Beziehungen zwischen Wetterstein- und Mieminger Gebirge (Nördliche Kalkalpen). – *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, **118**, 291–320, Stuttgart 1963.
- MIYASHIRO, A., AKI, K. & SENGÖR, A. M. C.: Orogenese. Grundzüge der Gebirgsbildung. – 236 S., Wien (Deuticke) 1985.
- MOSTLER, H.: Alter und Genese ostalpiner Spatmagnesite unter besonderer Berücksichtigung der Magnesitlagerstätten im Westabschnitt der Nördlichen Grauwackenzone (Tirol, Salzburg). – *Veröff. Univ. Innsbruck*, **86**, 237–266, Innsbruck 1973.
- MÜLLER, K.: Das „Randcenoman“ der Nördlichen Kalkalpen und seine Bedeutung für den Ablauf der ostalpinen Deckenüberschiebungen und ihrer Schubweiten. – *Geol. Rdsch.*, **73**, 149–174, Stuttgart 1984.
- NEUBAUER, F. & PISTOTNIK, J.: Das Altpaläozoikum und Unterkarbon des Gurktaler Deckensystems (Ostalpen) und ihre paläogeographischen Beziehungen. – *Geol. Rdsch.*, **73**, 149–174, Stuttgart 1984.
- OBERHAUSER, R.: Zur Frage des vollständigen Zuschubes des Tauernfensters während der Kreidezeit. – *Verh. Geol. B.-A.*, **1964**, 47–52, Wien 1964.
- OBERHAUSER, R.: Beiträge zur Kenntnis der Tektonik und der Paläogeographie während der Oberkreide und dem Paläogen im Ostalpenraum. – *Jb. Geol. B.-A.*, **111**, 115–145, Wien 1968.
- OBERHAUSER, R.: Die Überkipplungserscheinungen des Kalkalpensüdrandes im Rätikon und im Arlberggebiet. – *Verh. Geol. B.-A.*, **1970**, 477–485, Wien 1970.
- OBERHAUSER, R.: Stratigraphisch-Paläontologische Hinweise zum Ablauf tektonischer Ereignisse in den Ostalpen während der Kreidezeit. – *Geol. Rdsch.*, **62**, 96–103, Stuttgart 1973.
- OBERHAUSER, R.: Die postvariszische Entwicklung des Ostalpenraumes unter Berücksichtigung einiger für die Metallogene wichtige Umstände. – *Verh. Geol. B.-A.*, **1978**, 43–53, Wien 1978.
- OBERHAUSER, R.: Mikrofossilfunde im Nordwestteil des Unterengadiner Fensters sowie im Verspalflysch des Rätikon. – *Jb. Geol. B.-A.*, **126**, 71–93, Wien 1983.
- PLÖCHINGER, B.: Die Nördlichen Kalkalpen. – In: R. OBERHAUSER: *Der geologische Aufbau Österreichs*. – 701 S., Wien (Springer) 1981.
- PLÖCHINGER, B. & PREY, S.: Profile durch die Windischgarstener Störungzone im Raume Windischgarsten – St. Gallen. – *Jb. Geol. B.-A.*, **111**, 175–211, Wien 1968.
- POPP, F.: Stratigraphische und tektonische Untersuchungen in der Schieferhülle der Hohen Tauern im Gerlostal (Tirol). – *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr.*, **30/31**, 235–268, Wien 1984.
- PREY, S.: Rekonstruktionsversuch der alpidischen Entwicklung der Ostalpen. – *Mitt. österr. geol. Ges.*, **69**, 1–25, Wien 1978.

- PREY, S.: Die Geologie Österreichs in ihrem heutigen geodynamischen Entwicklungsstand sowie die geologischen Bauteile und ihre Zusammenhänge. – In: R. OBERHAUSER: Der geologische Aufbau Österreichs. – 701 S., Wien (Springer) 1981.
- RATHORE, J. S. & HEINZ, H.: The Application of Magnetic Susceptibility Anisotropy Analyses of the Study of Tectonic Events on the Periadriatic Line. – Mitt. österr. geol. Ges., **71/72**, 275–290.
- RICHTER, D.: Grundriß der Geologie der Alpen. – 213 S., Berlin (Walter de Gruyter) 1974.
- RICHTER, M.: Die Arosar Decke (Arosa Zone) in Vorarlberg und im Allgäu und ihre Fortsetzung am bayrischen Alpenrand. – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **1970**, 605–651, Stuttgart 1970.
- RICHTER, M. & SCHÖNENBERG, R.: Über den Bau der Lechtaler Alpen. – Z. Dt. Geol. Ges., **105**, 57–79, Hannover 1955.
- ROCKENSCHAUB, M., THEINER, U. & FRANK, W.: Die Struktur von Phyllit- und Phyllitgneiszone bei Landeck. – Jber. Hochschulschwerpunkt S 15, 223–227, Graz 1983.
- ROEDER, D.: Die Alpen aus plattentektonischer Sicht. – Z. Dt. Geol. Ges., **127**, 87–103, Hannover 1976.
- ROEDER, D.: Geodynamics of the alpine-mediterranean system – a synthesis. – Eclogae geol. Helv., **73**, 353–377, Basel 1980.
- ROEDER, D. & BÖGEL, H.: Geodynamic Interpretation of the Alps. – Inter-Union Comm., Scientific Report, **38**, 191–212, Stuttgart 1978.
- ROLSER, J. & TESSENSOHN, F.: Alpidische Tektonik im Variszikum der Karawanken und ihre Beziehung zum Periadriatischen Lineament. – Geol. Jb., **A25**, 23–53, Hannover 1974.
- ROSSNER, R.: Die Geologie des nordwestlichen St. Martin Schuppenlandes am Südostrand des Tennengebirges (Oberostalpin). – Erlanger Geol. Abh., **89**, 57 S., Erlangen 1972.
- ROSSNER, R.: Gebirgsbau und alpidische Tektonik am Nordostrand des Tauernfensterrahmens (Nördliche Radstädter Tauern, Österreich). – Jb. Geol. B.-A., **122**, 251–387, Wien 1979.
- ROSSNER, R. & SCHWAN, W.: Zur Natur der südvergente Deformationsstrukturen im NW-Teil des Tauernfensters (Tirol, Österreich). – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., **28**, 35–54, Wien 1982.
- ROTH, R.: Variszische und alpidische Deformationsgeschichte im Grenzbereich zwischen Unter-, Mittel- und Oberostalpinen Decken südöstlich von Schwaz (Tirol). – Mitt. österr. geol. Ges., **77**, 73–91, Wien 1984.
- RUTTNER, A.: Querfaltungen im Gebiet des oberen Ybbs- und Erlauftales (N.-Ö. Kalkalpen). – Jb. Geol. B.-A., **93**, 99–128, Wien 1949.
- SARNTHEIN, M.: Versuch einer Rekonstruktion der mitteltriadischen Paläogeographie um Innsbruck. – Geol. Rdsch., **56**, 116–127, Stuttgart 1967.
- SCHÄFFER, G.: Arbeitstagung der Geologischen Bundesanstalt 1983, Blatt Gmunden (Karte der geolog.-geotechn. Risikofaktoren der Rep. Österr. 1 : 50.000). – 65 S., Geol. B.-A., Wien 1983.
- SCHÄFFER, G.: Arbeitstagung der Geologischen Bundesanstalt 1976, Thema: Blatt 96 Bad Ischl. – 48 S., Geol. B.-A., Wien 1976.
- SCHERMANN, O.: Über Horizontalverschiebungen am Ostrand der Böhmisches Masse. – Mitt. Geol. Ges. Wien, **77**, 89–103, Wien 1966.
- SCHLAGER, W. & SCHÖLLENBERGER, W.: Das Prinzip stratigraphischer Wenden in der Schichtfolge der Nördlichen Kalkalpen. – Mitt. Geol. Ges. Wien, **66/67**, 165–193, Wien 1975.
- SCHNABEL, W.: Arbeitstagung der Geologischen Bundesanstalt 1979, Blatt 71 Ybbsitz. – 82 S., Geol. B.-A., Wien 1979.
- SCHÖNLAUB, H. P.: Das Paläozoikum in Österreich. – Abh. Geol. B.-A., **33**, 124 S., Wien 1979.
- SCHRAMM, J.-M.: Bemerkungen zum Metamorphosegeschehen in klastischen Sedimentgesteinen im Salzburger Abschnitt der Grauwackenzone und der Nördlichen Kalkalpen. – Mitt. österr. geol. Ges., **71/72**, 379–389, Wien 1980.
- SCHRAMM, J. M.: Überlegungen zur Metamorphose des klastischen Permoskyth der Nördlichen Kalkalpen vom Alpenoststrand bis zum Rätikon. – Verh. Geol. B.-A., **1982**, 73–83, Wien 1982.
- SCHWAN, W.: Leitende Strukturen am Nordostrand der Hohen Tauern. – Z. Dt. Geol. Ges., **116**, 470–501, Hannover 1965.
- SCHWAN, W.: The worldwide active middle/late eocene geodynamic episode with peaks at ± 45 and ± 37 m. y. B. P., and implications and problems of orogeny and sea-floor-spreading. – Tectonophysics, **115**, 197–234, Amsterdam 1985.
- SENGÖR, C. A. M.: Die Alpiden und die Kimmeriden: Die verdoppelte Geschichte der Tethys. – Geol. Rdsch., **74**, 181–213, Stuttgart 1985.
- SONDERMANN, K. & VOGGENREITHER, W.: Strukturanalyse des Weißenecks in den S' Radstädter Tauern (Lungau, Österreich). – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., **30/31**, 269–287, Wien 1984.
- SPENGLER, E.: Beiträge zur Geologie der Hochschwabgruppe und der Lassingalpen. – Jb. Geol. B.-A., **72**, Wien 1922.
- SPENGLER, E.: Die Nördlichen Kalkalpen, die Flyschzone und die Helvetische Zone. – In: SCHÄFFER, F. X. (Hrsg.): Geologie von Österreich, 2. Aufl., Wien (Deuticke) 1951.
- STATTEGGER, K.: Die Beziehungen zwischen Sedimenten und Hinterland: Mathematisch-statistische Modelle aus Schwermineraldaten rezenter fluviatiler und fossiler Sedimente. – Jb. Geol. B.-A., **128**, 449–512, Wien 1986.
- THIELE, O.: Zur Stratigraphie und Tektonik der Schieferhülle der westlichen Tauern. – Verh. Geol. B.-A., **1970**, 230–244, Wien 1970.
- THIELE, O.: Der Nordrand des Tauernfensters zwischen Mayrhofen und Inner Schmirn (Tirol). – Geol. Rdsch., **65**, 410–421, Stuttgart 1976.
- THÖNI, M.: Degree and Evolution of the Alpine Metamorphism in the Austroalpine Unit W of the Hohe Tauern in the light of K/Ar and Rb/Sr Age Determinations on Micas. – Jb. Geol. B.-A., **124**, 111–174, Wien 1981.
- TURNER, A.: Die Tektonik der Ostalpen im Sinne der Verschluckungslehre. – Ostalpen-Tektonik III. Geotekton. Forsch., **39**, I–II, 1–124, Stuttgart 1971.
- TOLLMANN, A.: Ostalpensynthese. – 256 S., Wien (Deuticke) 1963.
- TOLLMANN, A.: Die Fortsetzung des Briançonnais in den Ostalpen. – Mitt. Geol. Ges., **57**, 469–478, Wien 1965.
- TOLLMANN, A.: Die alpidischen Gebirgsbildungsphasen in den Ostalpen und Westkarpaten. – Geotekton. Forsch., **21**, 156 S., Stuttgart 1966.
- TOLLMANN, A.: Für und wider die Allochthonie der Kalkalpen sowie ein neuer Beweis für ihren Fernschub. – Verh. Geol. B.-A., **1970**, 324–345, Wien 1970.
- TOLLMANN, A.: Zur Rehabilitierung des Deckenbaues in den westlichen Nordkalkalpen. – Jb. Geol. B.-A., **114**, 273–260, Wien 1971 a.
- TOLLMANN, A.: Betrachtungen zum Baustil und Mechanismus kalkalpiner Überschiebungen. – Verh. Geol. B.-A., **1971**, 358–390, Wien 1971 b.
- TOLLMANN, A.: Grundprinzipien der alpinen Deckentektonik. Eine Systemanalyse am Beispiel der Nördlichen Kalkalpen. – Monographie der Nördlichen Kalkalpen, Teil 1. – 404 S., Wien (Deuticke) 1973.
- TOLLMANN, A.: Analyse des klassischen nordalpinen Mesozoikums. – Monographie der Nördlichen Kalkalpen. Teil 2. – 580 S., Wien (Deuticke) 1976 a.
- TOLLMANN, A.: Der Bau der Nördlichen Kalkalpen, Orogene Stellung und regionale Tektonik. – Monographie der Nördlichen Kalkalpen, Teil 3. – 449 S., Wien (Deuticke) 1976 b.
- TOLLMANN, A.: Geologie von Österreich, Bd. I.: Die Zentralalpen. – 766 S., Wien (Deuticke) 1977.
- TOLLMANN, A.: Tektonische Neuergebnisse aus den östlichen Zentralalpen. – Mitt. österr. geol. Ges., **71/72**, 191–200, Wien 1980.
- TOLLMANN, A.: Großtektonische Ergebnisse aus den Ostalpen im Sinne der Plattentektonik. – Mitt. österr. geol. Ges., **71/72**, 37–44, Wien 1980.

- TOLLMANN, A.: Entstehung und früher Werdegang der Tethys mit besonderer Berücksichtigung des mediterranen Raumes. – Mitt. österr. geol. Ges., **77**, 93–113, Wien 1984.
- TOLLMANN, A.: Geologie von Österreich, Band 2, 710 S., Wien (Deuticke) 1985.
- TRAUTH, F.: Die geologischen Verhältnisse an der Südseite der Salzburger Kalkalpen. – Mitt. Geol. Ges. Wien, **9**, 77–86, Wien 1916.
- TRAUTH, F.: Geologie der nördlichen Radstätter Tauern und ihres Vorlandes, I., II. – Denkschr. Akad. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl., **100** und **101**, Wien 1925 und 1927.
- TRÜMPY, R.: The timing of orogenic events in the Central Alps. – In: Gravity and Tectonics (DEJONG, K. A. & SCHOLTEN, R., Hrsg.), New York (J. Wiley) 1973.
- TRÜMPY, R.: Penninic-austroalpine boundary in the Swiss Alps. – Ann. J. Sci., **275A**, New Haven 1975.
- TRÜMPY, R.: Geology of Switzerland. A guide-book. Part A and B. – 334 S., Basel – New York (Wepf) 1980.
- TRÜMPY, R.: Die Plattentektonik und die Entstehung der Alpen. – Neujahrsblatt Naturforsch. Gesellschaft Zürich, 47 S., Zürich 1985.
- TRÜMPY, R. & HACCARD, D.: Réunion extraordinaire de la Société Géologique de France. Les Grisons. – Compte-rendu somm. Soc. Géol. France, **1969**, 329–396, Paris 1969.
- WACHTEL, G. & WESSELY, G.: Die Tiefbohrung Berndorf 1 in den östlichen Kalkalpen und ihr geologischer Rahmen. – Mitt. österr. geol. Ges., **74/75**, 137–165, Wien 1981.
- WEIDICH, K. F.: Über die Beziehungen des „Cenomans“ zur Gosau in den Nördlichen Kalkalpen und ihre Auswirkungen auf die paläogeographischen und tektonischen Vorstellungen. – Geol. Rdsch., **73**, 517–566, Stuttgart 1984.
- WILLE-JANOSCHEK, U.: Stratigraphie und Tektonik der Schichten der Oberkreide und des Alttertiärs im Raume von Gosau und Abtenau (Salzburg). – Jb. Geol. B.-A., **109**, 91–172, Wien 1966.
- WITTLINGER, G. & HAESSLER, H.: Aftershocks of the Friuli 1976 Earthquakes and Tectonic Implications. – Inter-Union Comm., Scientific Report, **38**, 178–180, Stuttgart 1978.
- WOLETZ, G.: Charakteristische Abfolgen der Schwerminerale in Kreide- und Alttertiär-Schichten der nördlichen Ostalpen. – Jb. Geol. B.-A., **196**, 89–119, Wien 1963.
- WUNDERLICH, H. G.: Zur tektonischen Synthese der Ost- und Westalpen nach 60 Jahren ostalpiner Deckentheorie. – Geologie en Mijnbouw, **43**, 33–51, s'Gravenhage 1964.
- WUNDERLICH, H. G.: Wesen und Ursache der Gebirgsbildung. – Hochschultaschenbücher, Bibliographisches Institut, 367 S., Mannheim m1966.
- ZACHER, W.: Zur tektonischen Stellung der Vilsener Alpen. – Z. Dt. Geol. Ges., **113**, 390–408, Hannover 1962.
- ZACHER, W.: Die kalkalpinen Kreide-Ablagerungen in der Umgebung des Tannheimer Tales (Nordtirol). – Mitt. Bayer. Staatssamml. Paläont. Hist. Geol., **6**, 213–228, München 1966.
- ZEIL, W.: Zur Deutung der Tektonik in den deutschen Alpen zwischen Iller und Traun. – Z. Dt. Geol. Ges., **111**, 74–100, Hannover 1959.

Manuskript bei der Schriftleitung eingelangt am 15. März 1987.

Hangendverschuppung des Tauernfenster-Südrandes bei Kals (Osttirol) als Zeuge von eo-alpinem Underplating

Von JAN H. BEHRMANN & SIMON R. WALLIS*)

Mit 6 Abbildungen

*Osttirol
Tauernfenster
Pennin
Ostalpin
Frühalpidische Tektonik
Schuppentektonik
Bruchhafte Verformung*

Österreichische Karte 1 : 50.000
Blätter 153, 179

Inhalt

Zusammenfassung	133
Abstract	133
1. Einleitung	133
2. Beobachtungen	136
3. Diskussion	137
Dank	138
Literatur	138

Zusammenfassung

Eine detaillierte geologische Kartierung des Tauernfenster-Südrandes bei Kals (Osttirol) belegt eine Hangendverschuppung mit mindestens zehnfacher tektonischer Stapelung des Kontaktes zwischen ostalpinem Altkristallin und Gesteinen der Matreier Zone. Die Verschuppung ist das Resultat bruchhafter, inhomogener Deformation während der Akkretion der Matreier Gesteine an die Basis der ostalpinen Oberplatte. Sie ereignete sich wahrscheinlich in der unteren Kreide vor der syn-metamorphen, plastischen Verformung des Tauernfensterrahmens während der alpidischen Orogenese. Eine kinematische Interpretation der Schuppengeometrie legt eine Mischung von frontalem, südgerichtetem Underplating und linksseitiger Blattverschiebung während der Stapelbildung am Nordrand der ostalpinen Platte nahe. Eine linksseitige Verschiebungskomponente steht im Einklang mit den relativen Bewegungsmustern in publizierten plattentektonischen Modellen für die unterkretazische Tethys.

Abstract

A detailed geological map of the southern margin of the Tauern Window near Kals (Tyrol) documents at least ten-fold hangingwall imbrication of the boundary between Austroalpine Altkristallin and Matrei Zone. The imbrication is a result of brittle inhomogeneous deformation during the accretion of Matrei Zone rocks to the base of the overriding Austroalpine upper plate. Imbrication predates syn-metamorphic Alpine plastic deformation of the Tauern Window frame, and is therefore older than mid-Cretaceous. A kinematic interpretation of the im-

bricate stack geometry suggests a combination of both frontal south-directed underplating and sinistral strike slip tectonics at the northern margin of the Austroalpine plate. The kinematic picture could be termed sinistral transpression, and is compatible with published plate tectonic models for the Alpine Tethys in the lower Cretaceous.

1. Einleitung

Der Kontakt zwischen den tektonischen Komplexen des Pennins und des Ostalpins ist die wichtigste Überschiebungszone im Deckenbau der Ostalpen. Sie trennt die zwei genannten kontinentalen Grundgebirgskomplexe mit ihren permo-mesozoischen Auflagern und wird von einer Vielzahl von Autoren (siehe Beiträge in CLOSS; et al., 1978) als Ort einer spätmesozoisch-tertiären Subduktion ozeanischer Kruste nach Süden unter das Ostalpin angesehen. Reste von akkretiertem Ozeanboden und seiner mutmaßlichen sedimentären Bedeckung finden sich im Deckenkomplex der Oberen Schieferhülle (z. B. CORNELIUS & CLAR, 1939; FRISCH, 1980) und im unmittelbaren Grenzbereich Pennin-Ostalpin, das heißt in der Matreier Zone am Südrand des Tauernfensters (z. B. PREY, 1964) (Fig. 1).

Eine der häufig beobachteten Konsequenzen von Subduktion ist die Akkretion oder Anschuppung von kalten Gesteinen der abtauchenden Platte (siehe z. B. VON HUENE, 1986; PLATT et al., 1985; MOORE & KARIG, 1980) an die schräg zugeschnittene Basis der Oberplatte. Bei den in aktiven Subduktionszonen bis in große

*) Anschriften der Verfasser: Dipl.-Geol. Dr. JAN H. BEHRMANN, Institut für Geowissenschaften und Lithosphärenforschung, Universität Gießen, Senckenbergstraße 3, D-6300 Gießen; SIMON R. WALLIS, M.A., Department of Earth Sciences, University of Oxford, Parks Road, Oxford OX1 3PR, England.

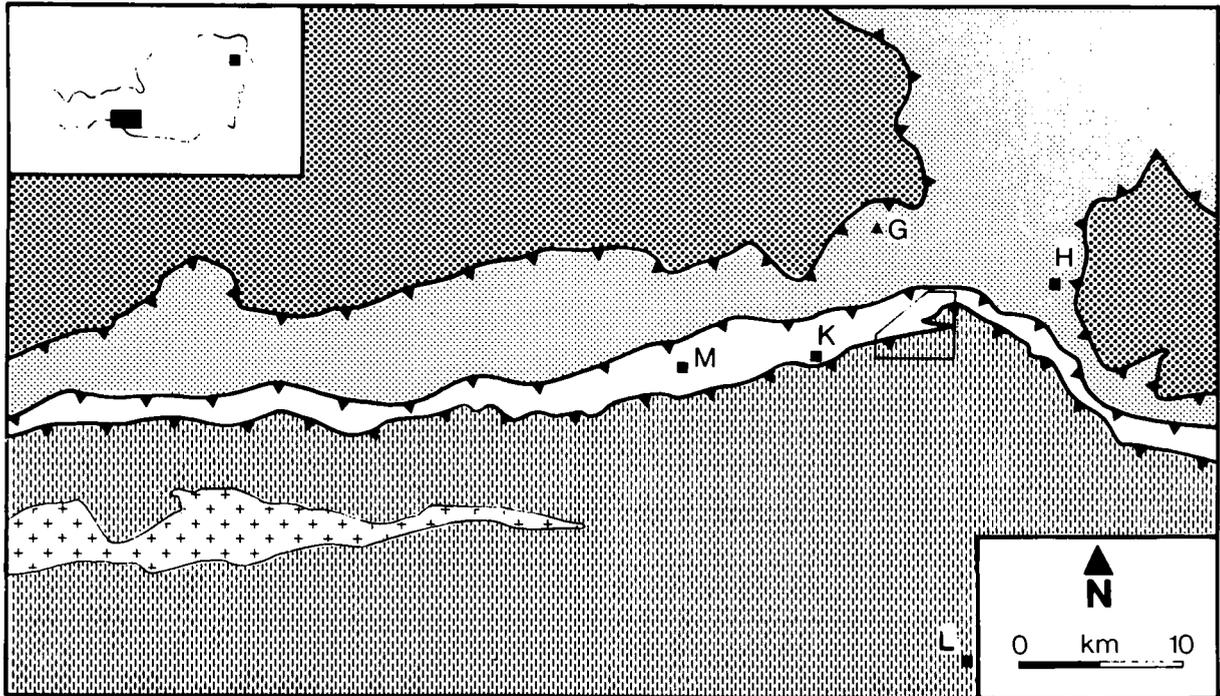


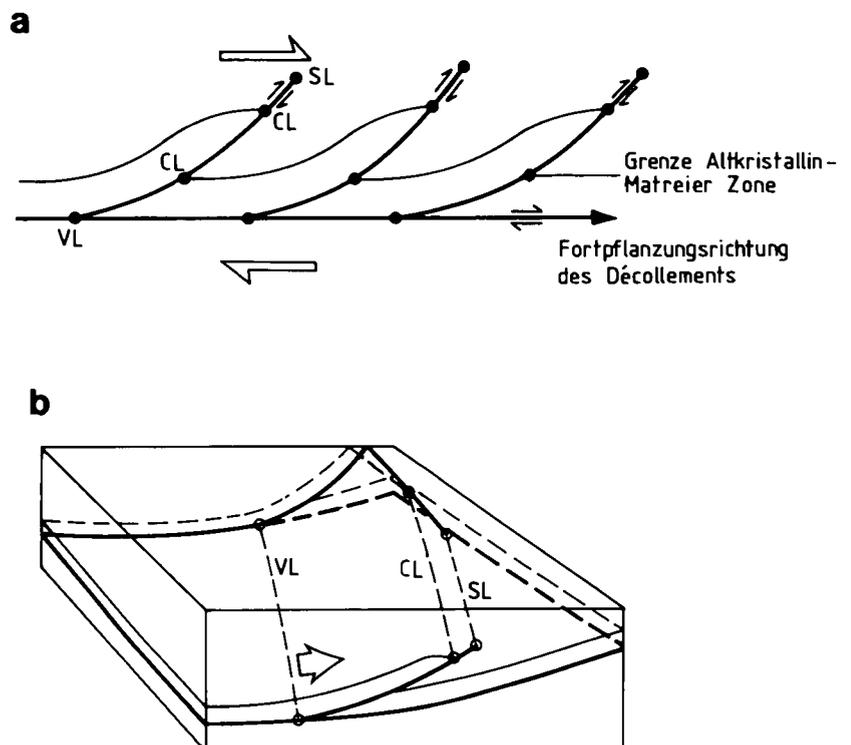
Abb. 1: Geologische Kartenskizze des Südtails des zentralen Tauernfensters und des südlich angrenzenden Ostalpins. Das Untersuchungsgebiet in Abb. 3 östlich von Kals ist eingerahmt.

Grober Punktraster = tieferes Penninikum (untere Schieferhülle und Zentralgneise); feiner Punktraster = höhere penninische Decken; weiß = Matreier Zone; senkrechte Schraffur = Ostalpin; Kreuzsignatur = Inrusiva des Rieserfernes.
 L = Lienz; K = Kals; M = Matrei in Osttirol; H = Heiligenblut; G = Großglockner.

Tiefen vorkommenden niedrigen (<300°C) Temperaturen ist bei den meisten Krustengesteinen vorherrschend bruchhafte, sehr heterogene Deformation zu erwarten. Dies hat zur Folge, daß Relativbewegungen zwischen tektonischen Einheiten an diskreten Abscherungshorizonten konzentriert werden und es zur Ausbildung von Decken- oder Schuppenstapeln kommt (siehe z. B. SUESS, 1908, p. 149; DAHLSTRÖM, 1970; ELLIOTT & JOHNSON, 1980; BOYER & ELLIOTT, 1982). Der Regel fol-

gend, nach der sich Überschiebungen subparallel zur Schichtung in Richtung der Bewegung und über Rampen ins lithologisch Hangende fortpflanzen, läßt sich der großräumige Bewegungssinn aus der Geometrie eines Schuppenstapels ableiten (Fig. 2). Diese eröffnet einen wichtigen Weg zur Bestimmung der Unterfahrungsrichtung der penninischen Gesteine anhand der Geometrie des Schuppenbaus der akkretierten Reste. In diesem Aufsatz dokumentieren wir eine großmaß-

Abb. 2: Beziehungen zwischen der Geometrie eines Schuppenstapels und des zu seiner Bildung notwendigen Bewegungssinns übergeordneter tektonischer Einheiten im Profil (a) und im Blockbild (b). VL bezeichnet die Lage der Verzweigungslinien, SL die der Spitzenlinien und CL die der „cut-off“-Linien. Weitere Erläuterungen im Text.



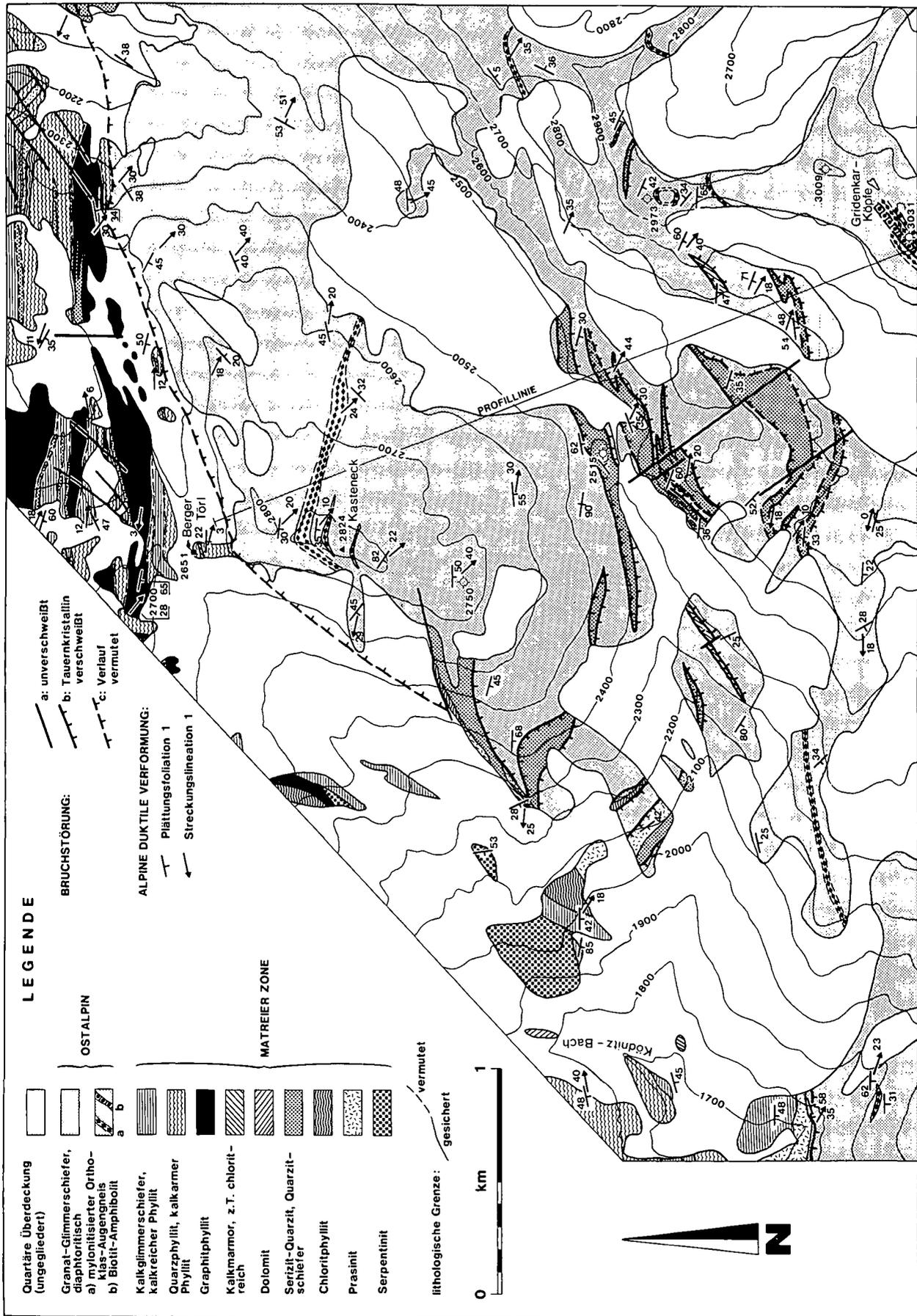


Abb. 3: Geologische Detailkarte der verschuppten Grenzzone zwischen dem ostalpinen Altkristallin und der unterlagernden Matreier Zone östlich von Kals. Die eingezeichnete Profilinie bezeichnet die Lage des Profils in Abb. 4.

stäbliche Hangendverschuppung des Kontaktes zwischen der ostalpinen Oberplatte und der wahrscheinlich zum alpidischen Akkretionskomplex gehörenden Matreier Zone des Tauernfensters im Gebiet unmittelbar südlich des Großglockners.

Die frühesten Berichte über Einschuppungen von Gesteinen der Matreier Zone in ostalpines Altkristallin im hier beschriebenen Gebiet stammen von ANGEL (1929), der Vorkommen von weißen Serizitquarziten mit gestreckten Kieselschiefergeröllen, „Glanzschiefern“ und karbonathaltigen Gesteinen beschreibt. CORNELIUS & CLAR (1939) bestätigen im Prinzip diese Beobachtung, und SENARCLENS-GRANCY (1965) wagt die Spekulation, daß die Gesteine der Matreier Zone „von unten“ in das Altkristallin der Schobergruppe eingeschuppt wurden. Es fehlt allerdings bis heute eine kleinmaßstäbliche geologische Kartierung, aus der die genauere Geometrie des Schuppenstapels ersichtlich wäre.

2. Beobachtungen

Der Grenzbereich zwischen Matreier Zone und Altkristallin wurde zwischen dem Ködnitzbach östlich Kals und dem Grat Zinketz – Gridenkarköpfe detailkartiert (Fig. 3). Der Rand des Tauernfensters *sensu largo* verläuft hier vom Knick des Ködnitzbaches (Fig. 3) nach Nordosten bis zum Berger Törl und von dort aus weiter nach Osten in Richtung Heiligenblut (siehe auch die hervorragende geologische Karte von CORNELIUS & CLAR, 1939). Zwischen Ködnitzbach und Berger Törl ist die Randüberschiebung an mindestens drei Stellen (am NE-Rand der Karte in Fig. 3) durch Aufschuppungen aufgeschlitzt. Weitere Aufschuppungen sind zu vermuten, aber wegen der reichlichen Hangschuttbedeckung unmittelbar östlich des Ködnitzbaches nicht zu kartieren. Diese Vermutung ergibt sich aus der Beobachtung einer mindestens zehnfachen Wiederholung des Kontaktes zwischen Altkristallin und Matreier Zone, wenn man sich in etwa entlang der Profillinie in Fig. 3 von SSE nach NNW auf den Rand des Tauernfensters zu

bewegt. Die nördlichste der Aufschuppungen am Westhang des Kastenecks ist durch eine junge, steil nach SSE fallende Bruchstörung überprägt. Die Schuppenlamellen selbst enthalten für die Matreier Zone typische Gesteine. Vorherrschend sind weiße Quarzite und Serizit-Quarzitschiefer, die lokal dunkle plastische gestreckte Gerölle aus Meta-Kieselschiefer enthalten. Außerdem kommen foliierte Prasinite, Chlorit-Kalkphyllite, massige Dolomite und Kalkmarmore vor. Der zerschlitzte ostalpine Altkristallinkomplex ist aus einer monotonen Abfolge von retrograd überprägten, grüngrauen Quarz-Muskovit-Chlorit-(Granat-)Glimmerschiefern aufgebaut. Lokal finden sich im Altkristallin bis zu 30 Meter mächtige Bänder von sehr stark plastisch zerscherten Mikroklin-Augengneisen (Fig. 3).

Die naheliegendste Interpretation des geologischen Kartenbildes ergibt einen aus mindestens zehn Einzelschuppen bestehenden Stapel. Sieben von diesen Schuppen sind entlang des in Fig. 4 dargestellten Profils aufgeschlossen. Den geometrischen Prinzipien der Überschiebungstektonik zufolge (s. BOYER & ELLIOTT, 1982) müssen die einzelnen Schuppenbahnen auf einen bruchhaften Abscherungshorizont innerhalb der Matreier Zone zurückgeführt werden. Mögliche Abscherungshorizonte in der Nähe der Verschuppungen sind lithologische Grenzen, die Gesteine mit stark unterschiedlichem Festigkeitsverhalten bei Deformation trennen. Als Beispiel kann hier die große, in Matreier Schiefer eingebettete Dolomitlinse der Mödlspitz dienen (siehe Karte von CORNELIUS & CLAR, 1939). Die Schnitte der Schuppenbahnen mit dem unverschuppten Kontakt von Matreier Zone und Altkristallin, also die „cut-off“-Linien (im Sinne von DOUGLAS, 1958) (Fig. 2) der Schuppen liegen nach dem Aufschlußbild in der Matreier Zone im Westen des Gebietes, während die Schuppen selbst blind im Osten enden (Fig. 3).

An fast allen Stellen liegen die Schuppenkontakte parallel zu einer penetrativen, flach bis mittelsteil nach Süden einfallenden Schieferung (Plättungsfoliation 1 in Fig. 3) mit assoziierter, SE-fallender Streckungslineation. Diese Schieferung ist ebenfalls parallel zur Hauptüberschiebungsfläche und kann in Aufschlüssen naht-

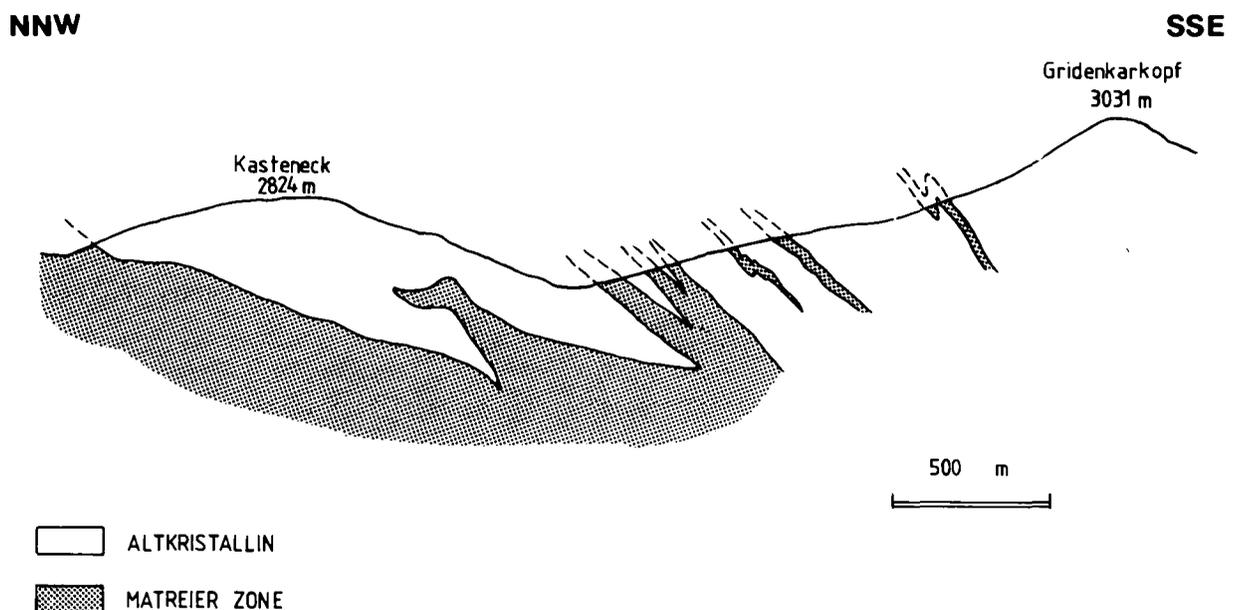


Abb. 4: Schematisiertes geologisches Profil von den Gridenkarköpfen über das Kasteneck zum Berger Törl. Die am weitesten im SSE gelegene Einschuppung zeigt die im Text diskutierte Überprägung durch enge Verfaltung.

los von Gesteinen der Matreier Zone ins Altkristallin verfolgt werden. In den Gesteinen der Matreier Zone handelt es sich hierbei um den Ausdruck der ersten alpidischen, plastischen Verformung im Zuge einer prograden Regionalmetamorphose unter Bedingungen der niedrigen Grünschieferfazies. Das Altkristallin besitzt eine komplexe Geschichte voralpiner Metamorphose und plastischer Verformung (BICKLE & HAWKESWORTH, 1978; TROLL & HÖLZL, 1974; TROLL et al., 1976). Eigene strukturgeologische Detailaufnahmen (BEHRMANN, unpubl.; WALLIS, unpubl.) belegen, daß diese Schieferung im Altkristallin mindestens die dritte plastische Überprägung repräsentiert. Aus der Konkordanz der Schieferungen und den bis auf eine Ausnahme metamorph „verschweißten“ Schuppenkontakten schließen wir, daß die Bildung der Schuppenstruktur entweder vor oder in einem Frühstadium der ersten plastischen Prägung der Matreier Gesteine stattfand. Eine Entscheidung zwischen diesen beiden Möglichkeiten kann aufgrund von Aufschlußbeobachtungen ca. 500 m NW der Gridenkarköpfe (1243'56"E-long / 4700'30"N-lat) gefällt werden (Fig. 3). Hier ist in Altkristallin eingeschuppter Quarzitschiefer der Matreier Assoziation im 100 m-Bereich verfaultet (Fig. 4). Im Aufschluß ist zu beobachten, daß die verschweißten tektonischen Grenzflächen ebenfalls gefaltet sind und die alpidische Schieferung parallel zu den Achsenebenen dieser Falten liegt. Dies bezeugt, daß die bruchhafte Verschuppung zumindest an dieser Stelle älter als die syn-metamorphe Faltung und Schieferung ist. Ziehen wir das vermutlich permokretazische Alter der Matreier Gesteine (z. B. EXNER & PREY, 1964) und die mittelkretazischen Abkühlungsalter der alpidischen Metamorphose an der Basis des Altkristallins (z. B. LAMBERT, 1970; TROLL, 1978; STÖCKHERT, 1984) in Betracht, kommen wir zu dem Schluß, daß der Schuppenstapel wahrscheinlich in der frühen Kreide durch bruchhafte, kalte Krustendeformation gebildet worden ist. Die Struktur wurde später durch die im Gelände überall sichtbaren Zeugen duktiler Scherung überprägt.

3. Diskussion

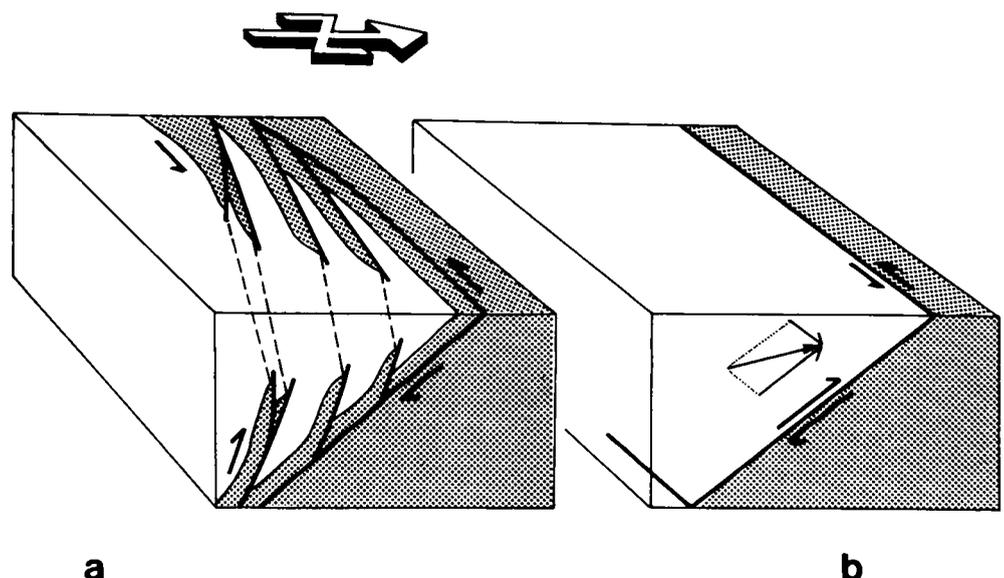
Eines der wichtigen geometrischen Charakteristika von Schuppenstapeln ist die Anordnung von Verzwei-

gungslinien (branch lines) und Spitzenlinien (tip lines) etwa quer zur relativen Transportrichtung der gegeneinander verschobenen Gesteinseinheiten (Fig. 2). Wäre die Kaiser Hangendverschuppung das Produkt einer genau südgerichteten Unterfahrung des Pennins unter das Ostalpin, müßte sich dies durch horizontale Verzweigungs- und Spitzenlinien ausdrücken. Die lithotektonischen Grenzflächen und damit mögliche Abscherungshorizonte innerhalb der Matreier Zone liegen parallel zur Grenze zwischen Matreier Zone und Altkristallin. Unter dieser Voraussetzung kann angenommen werden, daß Verzweigungslinien, Spitzenlinien und „cut-off“-Linien etwa quer zur relativen, großräumigen Bewegungsrichtung liegen. Auf der geologischen Karte lassen sich nur die Durchstoßpunkte der „cut-off“-Linien auf der Erdoberfläche festlegen. Aus Fig. 3 ist jedoch klar ersichtlich, daß die liegendsten drei Einschuppungen nur auf dem Westhang, nicht aber auf dem Osthang des Kastenecks aufgeschlossen sind. Beide Gehänge besitzen vergleichbare Höhe und Höhenunterschiede. Es ist daher anzunehmen, daß die „cut-off“-Linien und damit auch die Verzweigungs- und Spitzenlinien dieser Schuppen generell in östliche Richtung einfallen. Gleiches läßt sich von den hangenden Schuppen sagen: sie reichen vom Westen her in das kartierte Gebiet hinein, finden aber weiter östlich keine Entsprechung mehr (siehe Karten von CORNELIUS & CLAR, 1939; EXNER, 1962). Aus den topographischen Gegebenheiten und der Lage der Einschuppungen im Norden der Gridenkarköpfe läßt sich ein Einfallen der „cut-off“-Linien nach ESE mit einem Winkel von mindestens 20 Grad ableiten.

Bei konventioneller kinematischer Interpretation (Fig. 2) ist zu folgern, daß die Überfahrungsrichtungen der einzelnen Schuppen und damit der ostalpinen Oberplatte nicht genau nach Norden, sondern schräg nach Nordosten zeigten (Fig. 5a). Der sich aus diesem kinematischen Bild ergebende Verschiebungsvektor auf der Trennfläche der penninischen und ostalpinen Krustenplatten läßt sich in eine Horizontalkomponente mit dem Charakter einer sinistralen Blattverschiebung und in eine rechtwinklig dazu stehende Überschiebungskomponente aufspalten (Fig. 5b). Die relative Größe dieser Komponenten ist jedoch nicht abschätzbar, da keine östlichen Durchstoßpunkte von „cut-off“-Linien bekannt sind. Auch ist damit zu rechnen, daß die „cut-

Abb. 5.
a) Blockbilddarstellung (schematisch) der Hangendverschuppung des Tauernfenster-Südrandes bei Kals. Das aus dem Geländebeobachtungsstand ersichtliche Einfallen der „cut-off“-Linien nach Osten macht eine Entstehung aus gemischter Unter- bzw. Überschiebung (im Profil) und Linksseitenverschiebung (in der Horizontalen) wahrscheinlich.
b) Darstellung der Lage des großräumigen Bewegungsvektors als Summe von frontalem Unterplating und Linksseitenverschiebung in der Grenzzone zwischen Pennin (Punktsignatur) und Ostalpin.

Für weitere Erläuterungen und Diskussion siehe Text.



off"-Linien während der späteren duktilen Verformung passiv aus einer steileren Lage in Richtung auf die flach nach SE einfallende Streckungsrichtung (Streckungslineation 1 in Fig. 3) rotiert wurden. Es ist im Prinzip auch eine Rotation der „cut-off“-Linien aus einer flacheren in eine steilere Lage denkbar. Diese sollte sich jedoch im Bereich der W-fallenden Streckungslineationen am Westhang des Kastenecks und 1500 m WNW der Gridenkarköpfe (Fig. 3) durch dort nicht zu beobachtende, W-fallende „cut-off“-Linien ausdrücken.

Wir folgern, daß der aktive Kontinentalrand des Ostalpins während der frühen Kreide wahrscheinlich ein Ort von gemischtem, südgerichtetem Underplating und sinistraler Seitenverschiebung war. Diese Kinematik zeichnet ein Momentbild vom frühesten Stadium der Krustenkonvergenz in den Ostalpen während der Unterfahrung und Akkretion penninischer Ozean sedimente (FRISCH, 1980) und -magmatite (HÖCK, 1983). Auf jurassische linksseitige Transtension, wie sie von WEISSERT & BERNOULLI (1985) für den alpinen Teil der zentralen Tethys herausgearbeitet wurde, folgte nach unserer Interpretation linksseitige Transpression während der frühen Kreide. Dies ist im Einklang mit plattentektonischen Vorstellungen (z. B. LAUBSCHER & BERNOULLI, 1977; BIJU-DUVAL et al., 1977), die für diesen Zeitraum sinistrale Bewegungen zwischen Europa und Afrika fordern. Unterstützt wird diese These von DEWEY et al. (1973), deren Ergebnisse ein Andauern linksseitiger Bewegungen bis an den Anfang der Oberkreide nahelegen. Diese Bewegungen sind älter als die nachfolgende plastische Überprägung der Gesteine des Tauernfensterrahmens bei Temperaturen niedriggradiger Metamorphose in der Oberkreide. Diese ist zumindest für den Internbau des Ostalpins östlich des Tauernfensters Ausdruck eines völlig veränderten kinematischen Rahmens (RATSCHBACHER, 1986), nämlich einer dominant rechtsseitigen Transpression.

Dank

Die Feldarbeiten wurden von der Deutschen Forschungsgemeinschaft (J. H. Behrmann, Nr. Be1041/1-1) und vom Burdett-Coutts Trust (S. R. Wallis) finanziell unterstützt. Wir danken Prof. Dr. W. FRISCH (Tübingen) für Diskussion und eine kritische Durchsicht des Manuskripts, sowie K. GOMMERINGER und Frau G. APPEL für technische Unterstützung.

Literatur

- ANGELE, F.: Gesteinskundliche und geologische Beiträge zur Kenntnis der Schobergruppe in Osttirol. – Verh. Geol. B.-A., **1929**, 146–152, Wien 1929.
- ANGELE, F.: Gesteinskundliche und geologische Beiträge zur Kenntnis der Schobergruppe in Osttirol. – Verh. Geol. B.-A., **1929**, 156–166, Wien 1929.
- BICKLE, M. J. & HAWKESWORTH, C. J.: Deformation phases and the tectonic history of the eastern Alps. – Geol. Soc. Am. Bull., **89**, 293–306, Boulder 1978.
- BOYER, S. E. & ELLIOTT, D.: Thrust systems. – Am. Ass. Petrol. Geol. Bull., **66**, 1196–1230, Tulsa 1982.
- BIJU-DUVAL, B., DERCOURT, J. & LE PICHON, X.: From the Tethys Ocean to the Mediterranean Seas: a plate tectonic model of the evolution of the western Alpine system. – In: BIJU-DUVAL, B. & MONTADERT, L. (Hrsg.): Structural history of the Mediterranean Basins, 143–164, Paris (Editions Technip) 1977.
- CLOSS, H., ROEDER, D. & SCHMIDT, K.: Alps, Apennines, Hellenides. Geodynamic investigation along geotraverses by an international group of geoscientists. – Inter-Union Commission on Geodynamics. Scientific Report No. **38**, 620 pp., Stuttgart (Schweizerbart) 1978.
- CORNELIUS, H. P. & CLAR, E.: Geologie des Großglocknergebietes (I. Teil). – Abh. Zweigst. Wien der Reichsanst. f. Bodenforsch., **25**, 1–305, Wien 1939.
- DAHLSTRÖM, C. D. A.: Structural geology in the eastern margin of the Canadian Rocky Mountains. – Bull. Can. Petrol. Geol., **18**, 332–406, Calgary 1970.
- DEWEY, J. F., PITMAN III, W. C., RYAN, W. B. F. & BONNIN, J.: Plate tectonics and the evolution of the Alpine system. – Geol. Soc. Am. Bull., **84**, 3137–3180, Boulder 1973.
- DOUGLAS, R. J. W.: Mount Head map area, Alberta. – Can. Geol. Survey Mem., **291**, 241 pp., Ottawa 1958.
- ELLIOTT, D. & JOHNSON, M. R. W.: The structural evolution of the northern part of the Moine thrust zone. – Royal Soc. Edinburgh Trans. Earth Sci., **71**, 69–96, Edinburgh 1980.
- EXNER, Ch.: Geologische Karte der Sonnblickgruppe 1 : 50.000. – Geol. B.-A., Wien 1962.
- EXNER, Ch., & PREY, S.: Erläuterungen zur geologischen Karte der Sonnblickgruppe. – Geol. B.-A., 170 S., Wien 1964.
- FRISCH, W.: Post-Hercynian formations of the western Tauern window: sedimentological features, depositional environment, and age. – Mitt. österr. Geol. Ges., **71/72**, 49–63, Wien 1980.
- HÖCK, V.: Mesozoic ophiolites and non-ophiolitic metabasites in the central part of the Tauern window (Eastern Alps, Austria). – Ofioliti, **8**, 103–126, Bologna 1983.
- LAMBERT, R. St. J.: A potassium-argon study of the margin of the Tauernfenster at Döllach, Austria. – Eclogae Geol. Helv., **63**, 197–205, Basel 1970.
- LAUBSCHER, H. P. & BERNOULLI, D.: Mediterranean and Tethys. – In: NAIRN, A. E. M., KANES, W. H. & STEHLI, F. (Hrsg.): The ocean basins and margins, Vol. **4a**, the eastern Mediterranean, 1–22, New York (Plenum Press) 1977.
- MOORE, G. F. & KARIG, D. E.: Structural geology of Nias Island, Indonesia: implications for subduction zone tectonics. – Am. J. Sci., **280**, 193–223, New Haven 1980.
- PLATT, J. P., LEGGETT, J. K., YOUNG, J., RAZA, A. & ALAM, S.: Large scale sediment underplating in the Makran accretionary prism, southwest Pakistan. – Geology, **13**, 507–511, Boulder 1985.
- PREY, S.: Die Matreier Zone in der Sadniggruppe. – In: EXNER, Ch. & PREY, S.: Erläuterungen zur geologischen Karte der Sonnblickgruppe. – Geol. B.-A., 131–151, Wien 1964.
- RATSCHBACHER, L.: Kinematics of Austro-Alpine cover nappes: changing translation path due to transpression. – Tectonophysics, **125**, 335–356, Amsterdam 1986.
- SENARCLENS-GRANCY, W.: Zur Grundgebirgs- und Quartärgeologie der Deferegger Alpen und ihrer Umgebung. – Verh. Geol. B.-A., Sonderheft **G**, 246–255, Wien 1965.
- STÖCKERT, B.: K-Ar determinations on muscovites and phengites from deformed pegmatites, and the minimum age of the Old Alpine deformation in the Austridic basement to the south of the western Tauern Window (Ahrn Valley, Southern Tyrol, Eastern Alps). – N. Jb. Miner. Abh., **150**, 103–120, Stuttgart 1984.
- SUCESS, E.: Das Antlitz der Erde. – Bd. 1, 3. Aufl., 778 pp., Wien (Tempus) 1908.
- TROLL, G.: The "Altkristallin" of Eastern Tyrol between Tauern Window and periadriatic Lineament. – In: CLOSS, H., ROEDER, D. & SCHMIDT, K.: Alps, Apennines, Hellenides. Inter-Union Commission on Geodynamics Scientific Report No. **38**, 149–154, Stuttgart (Schweizerbart) 1978.
- TROLL, G. & HÖLZL, E.: Zum Gesteinsaufbau des Altkristallins der zentralen Schobergruppe, Osttirol. – Jb. Geol. B.-A., **117**, 1–16, Wien 1974.
- TROLL, G., FORST, R. & SÖLLNER, F.: Über Bau, Alter und Metamorphose des Altkristallins der Schobergruppe, Osttirol. – Geol. Rdsch., **65**, 483–511, Stuttgart 1976.
- VON HUENE, R.: To accrete or not to accrete, that is the question. – Geol. Rdsch., **75**, 1–15, Stuttgart 1986.
- WEISSERT, H. J. & BERNOULLI, D.: A transform margin in the Mesozoic Tethys: evidence from the Swiss Alps. – Geol. Rdsch., **74**, 665–679, Stuttgart 1985.

Manuskript bei der Schriftleitung eingelangt am 28. November 1986.

Die Geologie der Rhenodanubischen Flyschzone südöstlich von Steyr (Oberösterreich, Niederösterreich)

Von HANS EGGER*)

Mit 5 Abbildungen

Oberösterreich
Niederösterreich
Rhenodanubikum
Ultrahelvetikum
Mikrofauna
Nannoflora
Megafossilien
Lithologie
Tektonik

Österreichische Karte 1 : 50.000
Blätter 51, 69

Inhalt

Zusammenfassung	139
Abstract	140
1. Einleitung	140
2. Schichtfolge des Rhenodanubikums	141
2.1. Tristelschichten	141
2.2. Gaultflysch	141
2.3. Obere Bunte Schiefer	141
2.4. Zementmergelserie	142
2.5. Oberste Bunte Schiefer	143
2.6. Altlenzbacher Schichtgruppe	143
3. Tektonik	144
3.1. Überblick	144
3.2. Die Baueinheiten des Rhenodanubikums im Arbeitsgebiet	145
3.2.1. Isolierte Vorkommen von Unterkreideflysch	145
3.2.2. Duftkogelschuppe	145
3.2.3. Knollerbergschuppe	145
3.2.4. Spadenbergschuppe	148
3.2.5. Höllbachschuppe	149
3.2.6. Schädlbachschuppe	150
3.3. Die Ultrahelvetikumsfenster im Rhenodanubikum und das Westende des Klippenraumes	150
Dank	151
Literatur	151

Zusammenfassung

Die Rhenodanubische Flyschzone im Grenzgebiet zwischen Oberösterreich und Niederösterreich zeigt einen Schuppenbau, für welchen vor allem die Oberen und die Obersten Buntmergelserie die Abscherungshorizonte bildeten. Die Schuppen sind im Streichen auch westlich der Enns verfolgbar. Während die Schuppengrenzen in der Nähe der Nordgrenze der Nördlichen Kalkalpen verhältnismäßig engständig sind, nimmt ihr Abstand mit zunehmender Entfernung von dieser Grenze zu. Das ist besonders gut im Vorfeld der Weyerer Bögen sichtbar. Dort konnte auch nachgewiesen werden, daß die Spadenbergschuppe mit einer tektonischen Diskordanz flach auf der steiler gefalteten Knollerbergschuppe liegt; die Mindestschubweite beträgt in diesem Fall 3 km!

Die Nordgrenze der Schädlbachschuppe wird am Nordhang des Damberges und des Steinleitenberges und südlich des Plattenberges durch mitgeschürfte Fetzen von ultrahelvetischer Buntmergelserie markiert. Diese liegen in der streichenden Fortsetzung des westlich der Enns gelegenen Hochhub-

fensters. Ein weiteres Ultrahelvetikumsfenster mit oberkretazischer Buntmergelserie liegt im Gebiet des Lurbaches (Lurbachfenster). Dieses Fenster ist an eine Störung gebunden, welche für eine Heraushebung der Südscholle verantwortlich ist. Eine parallele Störung mit gleichem Bewegungssinn bildet etwas weiter im SW die Grenze zwischen Rhenodanubikum und Ultrahelvetikum.

Dieser Bruch streicht unter die Nördlichen Kalkalpen hinein und ist somit für das Verschwinden der ultrahelvetischen Grestener Klippenzone verantwortlich. Gleichzeitig ist dadurch eine verhältnismäßig späte Überschiebung durch die Nördlichen Kalkalpen über Rhenodanubikum und freiliegendes Ultrahelvetikum belegt. Dafür spricht auch, daß innerhalb des Rhenodanubikums ältere Strukturen durch den Anschlag der Nördlichen Kalkalpen überprägt wurden.

Da die Schichtfolge des Ultrahelvetikums bis ins Miozän hinaufreicht, ist der Beginn der Überschiebungsbewegungen mit Obereozän oder jünger anzusetzen. Vermutlich kam es bereits im Obereozän zu einem gravitativ induzierten Eingleiten des Rhenodanubikums in den ultrahelvetischen Faziesraum. Das Oberoligozän (Eger) der überschobenen Molasse, welches in der Bohrung Kürnberg angetroffen wurde, belegt spätere Überschiebungsvorgänge. Etwa zu dieser Zeit könnten

*) Anschrift des Verfassers: Dr. HANS EGGER, Lindenweg 1, A-5061 Elsbethen.

auch die Nördlichen Kalkalpen in ihre heutige tektonische Position gekommen sein.

Abstract

The Austrian Alps are characterized by the existence of big nappes. The Northern Calcareous Alps (Austroalpine) are resting on the Rhenodanubic Flyschzone (Northern Penninic), which lies above the Grestener Klippenzone (Ultrahelvetikum).

In the eastern part of the area of interest these three big tectonic units are situated side by side because the ultrahelvetic rocks form a long tectonic window between the two other nappes. South of this window the flysch is entirely removed. The northwestern border of the window is created by a nearly vertical fault. This fault is overthrust by the Northern Calcareous Alps; so it is evident that this unit reached its recent position relatively late.

The most important tectonic structures of the Rhenodanubic were not caused by the push of the northern Calcareous Alps. They are older and it could be supposed that they were created when the Rhenodanubic was transported above the Ultrahelvetic by gravitational tectonics.

In the Rhenodanubic some thrust sheets were discovered which could be identified over more than 20 km along their strike. Much of the movement took place on the bedding within weak shales (Obere und Oberste Bunte Schiefer). One of these tectonic units (Spadenbergschuppe) was transported at least 3 km above the steeper folded Knollerbergschuppe. In

the northern part of the studied area the thrustplane of the Schädlbachschuppe is marked by the occurrence of ultrahelvetic rocks (Buntmergelserie) of cretaceous age.

1. Einleitung

Im östlich der Enns gelegenen Teil Oberösterreichs erreicht die Rhenodanubische Flyschzone eine durchschnittliche Breite von etwa 10 km. Dieses Gebiet erfuhrt seit GEYER (1912, Blatt Weyer, 1 : 75.000), welcher in seiner Karte hier allerdings nur Kreideflysch i. a. ausschied, keine umfassende Darstellung mehr. Dies ist umso mehr verwunderlich, da die Lage dieses Flyschareals im Vorfeld der Weyerer Bögen einerseits und sein Angrenzen an den westlichsten Ausläufer des Klippenraumes andererseits, interessante Beobachtungen vermuten ließen. Aufbauend auf älteren Arbeiten (EGGER, 1985 und 1986) wird in der vorliegenden Abhandlung nun erstmals eine ausführliche stratigraphische und tektonische Gliederung des südlichen Teiles dieses Flyschgebietes veröffentlicht. Das Arbeitsgebiet liegt zum überwiegenden Teil auf Blatt Großraming (ÖK 69)

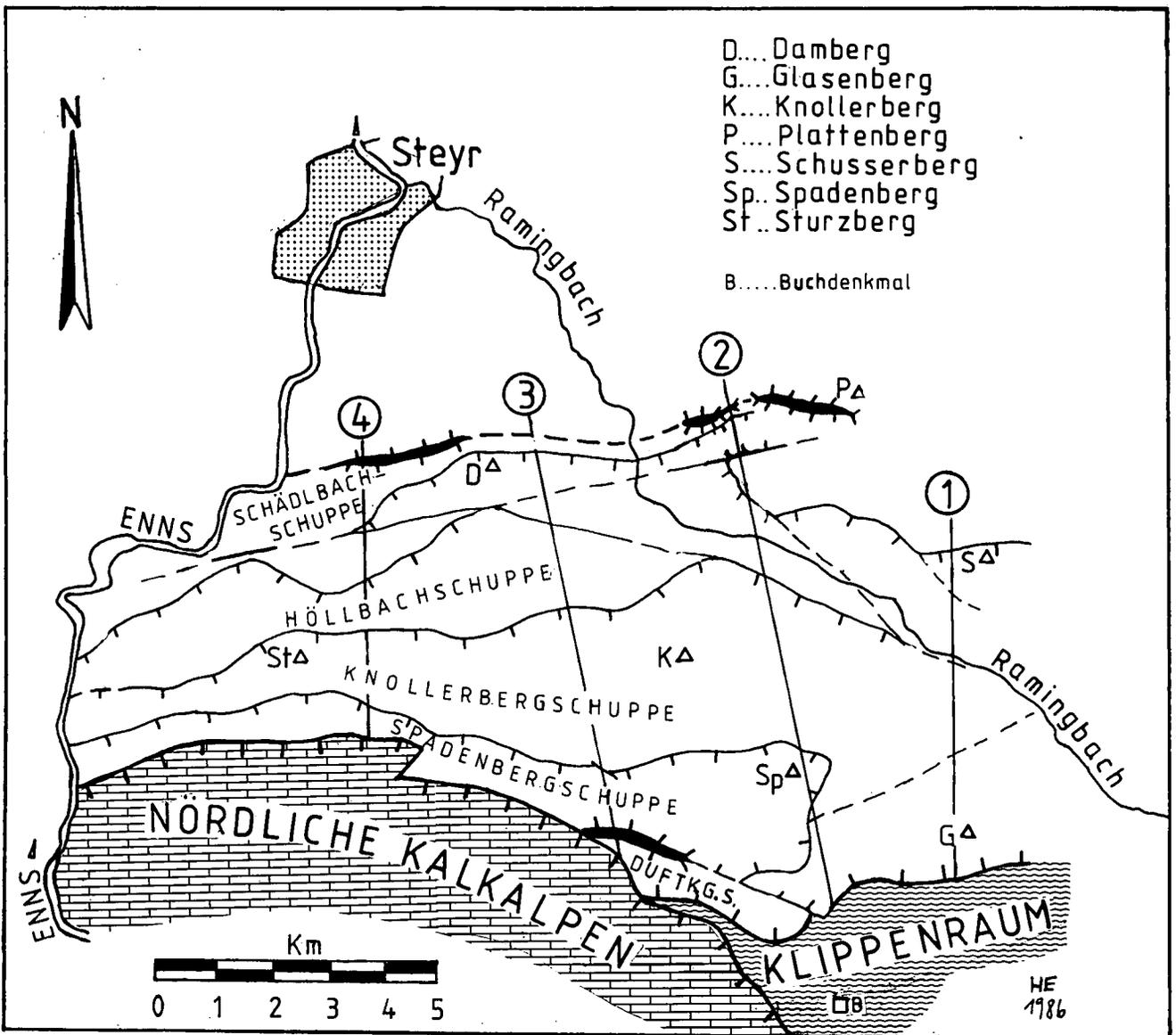


Abb. 1: Topographische und tektonische Übersichtsskizze und die Lage der Profile (1-4).

und nur ein schmaler Streifen im Norden ist bereits auf Blatt Steyr (ÖK 51) gelegen.

2. Schichtfolge des Rhenodanubikums

2.1. Tristelschichten

Das älteste bekannte Schichtglied des Rhenodanubikums stammt aus der tieferen Unterkreide und ist mit regional unterschiedlichen Bezeichnungen belegt: Nach PREY (1980, 196f.) spricht man in Vorarlberg und Bayern von „Tristelschichten“, in Salzburg, Oberösterreich und im westlichen Niederösterreich von „Neokomflysch“ und im östlichen Niederösterreich von „Wolfpassinger Schichten“. Im Gegensatz dazu verwenden RICHTER & MÜLLER-DEILE (1940, 417) auch in Salzburg und Oberösterreich den Begriff „Tristelschichten“. Ebenso betont STURM (1968, 58), daß dieser Begriff auch auf die österreichischen Verhältnisse anwendbar ist. Daher und wegen der nach wie vor stark unterschiedlichen Auffassung über die stratigraphische Reichweite des Begriffes „Neokom“ (s. Diskussion bei FREIMOSER, 1972, 31) wird auch in der vorliegenden Arbeit die Bezeichnung „Tristelschichten“ verwendet.

Die Tristelschichten konnten im Arbeitsgebiet nur an zwei Stellen aufgefunden werden: das eine Vorkommen befindet sich beim Dorf Laussa, unmittelbar nördlich des Kalkalpenrandes, das andere liegt im Pechgrabengebiet südlich vom Gehöft Kaltrinner und lagert direkt dem Klippenraum auf.

Die erste Lokalität wird bereits von GEYER (1909, 64) beschrieben und als Neokomptychenkalk bezeichnet. Das Unterkreidealter konnte nun mit Hilfe der Nannoflora (det. H. STRADNER) bestätigt werden: *Watznaueria barnesae* (BLACK), *Braarudosphaera hoschulzi* REINHART, *Nannoconus* sp.

Aufgrund ihrer Lithologie müssen diese Gesteine aber im Gegensatz zu Geyer (s. o.) der Rhenodanubischen Flyschzone zugeordnet werden:

Im Aufschluß dominieren graue Mergel mit hellen Anwitterungsfarben, welche z. T. reichlich Chondriten führen. Daneben kommen dm-mächtige, gelbbraun anwitternde Bänke grauer Feinsandsteine vor. Kennzeichnend für die Tristelschichten sind aber vor allem vereinzelt in die Schichtfolge eingeschaltete, bis 25 cm mächtige Bänke von gradierten, grauen Kalksandsteinen, deren Basis aus Grobsandstein oder Feinbrekzie (Komponenten 3–4 mm) aufgebaut wird. Diese Gesteine werden als Tristelbrekzie (s. MÜLLER-DEILE, 1940, 332) bezeichnet. Bedingt durch das Kalzitement, welches mit etwa 20 % am Gesteinsaufbau beteiligt ist, glitzern die Bruchflächen spätig auf. An Komponenten überwiegen graue, weitgehend fossilleere Karbonate (Mudstones). Daneben treten aber auch lithische Fragmente von polykristallinem Quarz mit z. T. stark undulöser Auslöschung, von Quarz-Plagioklasaggregaten und von Vulkaniten auf. Letztere erscheinen als Quarze mit Korrosionsbuchten, welche an den Korngrenzen gelegentlich noch Reste einer dunklen Matrix erkennen lassen (Porphyroquarze). Auch die monokristallinen Quarze zeigen häufig Korrosionsbuchten, sind meist einschlußfrei und besitzen flächige Auslöschung. Isolierte Feldspatkörner sind selten und kommen fast nur in Form von Plagioklas vor; nur vereinzelt kann auch Mikroklin beobachtet werden.

Von jedem der beiden Vorkommen der Tristelschichten wurde je eine Modalanalyse aus den gröberklastischen Bänken (Tristelbrekzie) durchgeführt:

Quarz	Feldspat	Lithische Fragmente
25 %	8 %	67 %
31 %	10 %	59 %

Als Gesteinsbruchstücke treten vor allem Karbonate auf. Daher können beide Proben aufgrund ihrer Zusammensetzung als Litharenite bzw. Kalklithite (z. B. PETTIJOHN et al., 1973, 158f) bezeichnet werden.

2.2. Gaultflysch

Die Gesteine dieses Schichtgliedes, welches vermutlich im Alb (z. B. FREIMOSER, 1972, 34f.) abgelagert wurden, sind im Arbeitsgebiet nur sehr untergeordnet vorhanden und zeigen durchwegs starke tektonische Beanspruchung. Aufschlüsse fehlen weitgehend, sodaß hier Lesesteine die Grundlage für die Kartierung bilden mußten.

Das ausgedehnteste Vorkommen von Gaultflysch wurde im Pechgrabengebiet beim Gehöft Kaltrinner angetroffen: hier konnte SCHNABEL (frd. mündl. Mitt.) das Gaultalter mit Hilfe einer Foraminiferenfauna belegen. Zudem ist hier auch der Zusammenhang im Profil gegeben, da sich im Liegenden der Gaultgesteine die Tristelschichten befinden. Ein weiteres Vorkommen von Gaultflysch wurde im Rahmen des Lurbachfensters aufgefunden.

Typisch für den Gaultflysch sind harte, splitterig brechende, glaukonitreiche Fein- bis Grobsandsteine, welche meist zahlreiche Kalzitadern aufweisen. Neben Quarz ist Glaukonit die häufigste Komponente.

Neben den Sandsteinen konnten gelegentlich auch dunkelgraue bis schwarze Tonsteine beobachtet werden, welche wegen der tektonischen Beanspruchung meist in fettglänzender, schieferiger Ausbildung vorliegen.

2.3. Obere Bunte Schiefer

Gesicherte Vorkommen von Unteren Bunten Schiefern und von Reiselsberger Schichten fehlen im Arbeitsgebiet. Dafür ist ein Schuppenbau verantwortlich, für welchen die Oberen Bunten Schiefer und die Obersten Bunten Schiefer die bevorzugten Abscherungshorizonte bildeten. Daher werden gleich die Oberen Bunten Schiefer besprochen.

Während FREIMOSER (1972, 38f.) in Bayern die Oberen Bunten Mergel und die Piesenkopfschichten kartierungsmäßig zusammenfaßt, werden in Österreich (z. B. PREY, 1980, 197) die Oberen Bunten Schiefer von der dünnbankigen Basis der Zementmergelserie abgetrennt. Die Oberen Bunten Schiefer können im Arbeitsgebiet eine Mächtigkeit bis zu einigen Zehnermetern erreichen. Gute Aufschlüsse befinden sich am Nordabhang des Spadenberges und des Plattenberges und im Gebiet des Rädlbaches.

Die aus diesem Schichtglied entnommenen Nannoproben waren durchwegs steril. Auch die Foraminiferenproben erwiesen sich meist als stratigraphisch nicht aussagekräftig (*Dendrophyra* sp.). Nur eine Probe aus dem Rädlbachgraben, welche SW vom Gehöft Graben-

bauer genommen wurde, lieferte eine verhältnismäßig reiche Fauna (frdl. mündl. Mitt. K. F. WEIDICH): *Marginotruncana angusticarinata* (GANDOLFI), *Marginotruncana coronata* (BOLLI), *Marginotruncana tricarinata* (QUEREAU), *Archaeoglobigerina cretacea* (D'ORBIGNY), *Dicarinella concavata* (BROTZEN), *Globotruncana* cf. *linneiana* (D'ORBIGNY), *Heterohelix globulosus* (EHRENBERG), *Rhabdammina cylindrica* GLAESSNER, *Dorothia trochoides* (MARSSON), *Rzehakina epigona* (RZEHA), „*Recurvoides*“ sp., *Trochammina* sp.

Diese Fauna erlaubt eine Alterseinstufung in den Zeitraum Oberconiac bis Untersanton. Dies steht in gutem Einklang zu anderen Autoren: So gibt z. B. STURM (1968, 67) die stratigraphische Reichweite der Oberen Bunten Schiefer in seinem Gebiet mit Mitteluron bis einschließlich Untersanton an.

In den Proben aus den Aufschlüssen des Spadenberges wurde neben stratigraphisch nicht brauchbaren Sandschalern nur *Marginotruncana angusticarinata* (GANDOLFI) beobachtet. Diese Art kommt von Oberturon bis mindestens in das Untercampan hinein vor; charakteristisch und häufig ist sie im Coniac (s. WEIDICH, 1984, 96).

Trotz der nur sporadisch gefundenen stratigraphischen Befunde sind die Oberen Bunten Schiefer aufgrund ihrer Lithologie und aufgrund ihrer Lagerungsbeziehungen zu den umgebenden Gesteinen meist leicht zu erkennen:

Die Hartbänke werden äußerst selten mächtiger als 10 cm (im Gegensatz dazu wurden in den Obersten Bunten Schiefeln Bänke zwischen 20 cm und 30 cm Mächtigkeit verhältnismäßig oft beobachtet). Häufig treten an den Bankunterseiten Lebensspuren („Tüpfelrasen“) auf. Die gelbbraun anwitternden Feinsandstein- und Siltsteinbänkchen werden durch rotbraune, grüne und graue Tonstein- und Tonmergelagen getrennt. Gegen das Hangende erfolgt der Übergang in die dünnbankige Basis der Zementmergelserie durch das Auftreten der typischen Kalkmergel (= Zementmergel), während bunte Tonsteine und Tonmergel allmählich an Bedeutung verlieren.

2.4. Zementmergelserie

Diese Einheit erreicht im Arbeitsgebiet eine Mächtigkeit von etwa 300 m. Ihre besten Aufschlüsse liegen am Nordhang des Knollerberges und im Ahornleitengraben und Kotgraben.

Aufgrund ihrer Lage zwischen den Oberen Bunten Schiefeln im Liegenden und den Obersten Bunten Schiefeln im Hangenden kann die stratigraphische Reichweite der Zementmergelserie etwa mit Obersanton bis Mittelcampan angegeben werden. Mit Hilfe der Nannofloren läßt sich der campane Anteil dieser Serie meist sehr gut bestimmen, wie das Beispiel einer Probe aus dem Wildgrabenbach (ca. 1,4 km ENE vom Dorf Laussa) zeigen soll (det. H. STRADNER): *Watznaueria barnesae* (BLACK), *Micula staurophora* (GARDET), *Prediscosphaera cretacea* (ARKHANGELSKY), *Broinsonia parca* (STRADNER), *Lucianorhabdus cayeuxi* DEFLANDRE, *Phanulithus obscurus* (STRADNER), *Cibrosphaerella ehrenbergi* ARKHANGELSKY, *Zygodiscus spiralis* BRAMLETTE & MARTINI, *Microrhabdulus decorus* DEFLANDRE, *Eiffelithus eximius* (STOVER).

Im basalen Teil der unmittelbar an diesen Probenpunkt anschließenden turbiditischen Hartbank konnten die bisher einzigen Makrofossilien im hier beschriebenen Teil des Rhenodanubischen Flysches aufgefunden

werden. Es handelt sich um Reste von *Inoceramus* (*Platyceramus*) cf. *adversus* RIEDEL. Nach SEITZ (1967, 92) liegt die Hauptverbreitung dieser Art im Zeitraum Obersanton bis Untercampan.

Die Spurenfossilien der Zementmergelserie wurden nicht näher untersucht, charakteristisch ist jedoch das häufige Auftreten von Helminthoideen und von verschiedenen Chondritenformen. Nach SEILACHER (z. B. 1978, 177) werden die regelmäßig mäandrierenden, parallel zur Schichtfläche auftretenden Weidespuren zur Nereites-Ichnofazies gestellt. CHAMBERLAIN (z. B. 1978, 39) und KSIASKIEWICZ (1975, 341) werten das Vorkommen von Chondriten als eigene Subfazies innerhalb der Nereites-Ichnofazies.

Innerhalb des Rhenodanubischen Flysches ist die Zementmergelserie lithologisch in erster Linie durch ihren verhältnismäßig hohen Karbonatgehalt ausgezeichnet. Das namensgebende Gestein sind harte, scharf brechende, weiß anwitternde Kalkmergel (Zementmergel). Diese können mehrere Meter mächtig werden. Im Hangenden grenzen sie oft mit einem scharfen Kontakt (verursacht durch eine sprunghafte Abnahme des Karbonatgehaltes) an grünliche Tonsteine bzw. Tonmergel an. Diese stellen vermutlich das pelagische „Normalsediment“ dar. Die karbonatreichen Zementmergel sind dagegen als Ablagerungen von Trübeströmen geringer Dichte zu interpretieren. Sie können in die pelagischen tonreichen Sedimentgesteine eingeschaltet sein oder sich allmählich aus einer Sandsteinbank entwickeln.

Auch diese Hartbänke sind durch einen hohen Karbonatgehalt ausgezeichnet. Neben monokristallinen Quarzkomponenten treten Karbonatgesteinsklasten und Bioklasten (vor allem Foraminiferen und Bryozoen) sehr häufig auf. Die Karbonatfragmente werden von mikritischen Kalken, welche gelegentlich Calpionellen führen, gebildet. Die karbonatischen Komponenten geben deutliche Hinweise auf karbonatproduzierende Hang- und Schelfgebiete, welche Material für die Trübestrome lieferten. Das karbonatische Zement der Hartbänke zeigt häufig Einschlüsse und sehr unregelmäßig Korngrenzen. Außerdem konnten gelegentlich „mikritische Flecken“ innerhalb des Zementes beobachtet werden, was darauf schließen läßt, daß eine primär vorhandene mikritische Matrix rekristallisierte (= Pseudosparit).

BOUMA (1962, 136) spricht von einem „calcareous sandstone“ (in der österreichischen Flyschliteratur: Kalksandstein), wenn Karbonat in Form von Zement und Komponenten zu mehr als 20 % am Aufbau des Sandsteines beteiligt ist. Das trifft auf die Sandsteine der Zementmergelserie durchwegs zu. Die lithofazielle Gliederung der Zementmergelserie beruht daher auf den unterschiedlichen Bankmächtigkeiten und auf dem wechselnden Anteil der Kalkmergel in der Schichtfolge:

Die Basis der Zementmergelserie (Zementmergelbassschichten; Piesenkopfschichten) ist dünnbankig und durch eine rhythmische Wechsellagerung von dezimetermächtigen Kalksandsteinen und gleichmächtigen Zementmergeln gekennzeichnet. Gute Aufschlüsse dieses Profilschnittes befinden sich im Ahornleitengraben und am Nordhang des Knollerberges.

Der Mittelabschnitt der Zementmergelserie ist durch das häufige Auftreten der namensgebenden Kalkmergel ausgezeichnet, welche oft mehrere Meter Mächtigkeit aufweisen. Sie entsprechen meist dem Abschnitt T_d des Boumazykus. Die Kalksandsteinbänke können bis 2 m mächtig sein. Ein guter Aufschluß befindet sich an der Ostseite des Mitterberges (NE vom Dorf Laussa), in der

streichenden Fortsetzung des oben erwähnten Fossilfundpunktes. Auch an der Nordseite des Knollerberges und des Sonnberges und im Ahornleitengraben gewinnt man gute Einblicke in diesen Profilabschnitt.

Der hangendste Abschnitt der Zementmergelserie ist durch das weitgehende Fehlen der Kalkmergel ausgezeichnet. Daher wurde dieser Profilabschnitt in Bayern „Hällritzer Serie“ bezeichnet. In diesem Abschnitt werden die bis 0,5 m mächtigen Hartbänke nur durch dünne Bankfugen getrennt. Außerdem zeigen diese Bänke häufig eine grünliche Färbung, welche auf den Glaukonitgehalt zurückgeht; die Glaukonitkörner liegen als klastische Komponenten vor und nicht als authigene Bildungen. Die besten Aufschlüsse wurden am Nordhang des Sonnberges angetroffen.

2.5. Oberste Bunte Schiefer

Dieses Schichtglied ist aufgrund seines Reichtumes an pelitischen Gesteinen meist nur schlecht aufgeschlossen, sodaß die Abschätzung seiner Gesamtmächtigkeit Schwierigkeiten bereitet. Eine Ausnahme stellen hier die hervorragenden Aufschlüsse im Kotgraben und Ahornleitengraben, vor allem aber ein Profil an der Westflanke des Glasenberges (Forststraße in 690 m Seehöhe) dar. Hier liegt die Mächtigkeit der Obersten Bunten Schiefer bei etwa 150 m!

Mit Hilfe der Nannofloren ist die Einstufung dieses Schichtgliedes in das Campan meist leicht durchzuführen. Als Beispiel ist eine Probe aus dem Westteil des Arbeitsgebiets (Graben beim Gehöft Huber) angeführt (det. H. STRADNER): *Watznaueria barnesae* (BLACK), *Ceratolithoides aculeus* (STRADNER), *Micula staurophora* (GARDET), *Lucianorhabdus cayeuxi* (DEFLANDRE), *Eiffelithus eximius* (STOVER).

Die untersuchten Foraminiferenfaunen bestehen zur Gänze aus Sandschalern, wobei neben Trochamminen vor allem der Reichtum an Hormosinen und hier besonders von *Hormosina ovulum gigantea* GEROCH auffällt. GRÜN (1967, 116f – fide STURM, 1968, 77) betrachtet das gehäufte Vorkommen dieser Art als Indiz für die Einstufung derartiger Proben in den Zeitraum vom Mittelcampan bis ins untere Obercampan („gigantea-Zone“ sensu GRÜN). GEROCH & NOWAK (in Vorbereitung) geben die stratigraphische Reichweite der gleichen Foraminiferenart mit Mittelcampan bis Mittelpaläozän an, wobei ein gehäuftes Auftreten vom Mittelcampan bis zum Ende des Maastrichts beobachtet wurde (gigantea-Zone sensu GEROCH & NOWAK).

Die Obersten Bunten Schiefer entwickeln sich aus dem mergelarmen Hangendabschnitt der Zementmergelserie (Hällritzer Serie) durch das Auftreten von roten und grünen Tonsteinen. Zuerst erscheinen diese Einschaltungen nur sporadisch, gewinnen aber dann rasch an Häufigkeit und begrenzen schließlich fast jede Hartbank im Liegenden und Hangenden. Die Mächtigkeit der Hartbänke zeigt dabei zuerst keine auffällige Verminderung. Die roten Tonsteineinschaltungen stellen vermutlich das pelagische „Normalsediment“ dar (s. z. B. FAUPL, 1976, 454). Da sich die Mächtigkeit der Turbidite zuerst nicht ändert, kann geschlossen werden, daß nicht das Ausmaß der Einzelereignisse abnimmt, sondern nur die Häufigkeit, mit der Turbidite zur Sedimentation gelangen.

Im weiteren Profilverlauf treten gemeinsam mit den bunten Tonsteinen dünne, nur wenige Zentimeter

mächtige Hartbänkchen auf. Diese bestehen aus den höheren Abschnitten der Bouma-Abfolge (T_b , T_c), und es wurden auch Bänkchen beobachtet, welche nur aus dem kreuzgeschichteten Bereich (T_c) aufgebaut werden; diese zeigen dann eine charakteristische Rippelbildung.

Die dünnen Bänkchen treten zuerst nur vereinzelt auf, nehmen aber rasch an Häufigkeit zu. So entstehen 1 m bis 2 m lange Profilabschnitte, welche eine intensive Wechsellagerung von dünnen Hartbänkchen mit bunten Tonschiefern zeigen. Diese Abschnitte werden im Liegenden und Hangenden von bis zu 0,5 m mächtigen Bänken begrenzt, welche meist vollständige Bouma-Abfolgen aufweisen.

Die selten zu beobachtenden flachen, spindelförmigen Kolkungsmarken belegen eine Anlieferung des turbiditischen Materials abwechselnd aus Osten und aus Westen.

Diese Beobachtungen deuten darauf hin, daß die Resedimente der Obersten Bunten Schiefer aus zwei Liefergebieten hergeleitet werden können. Es wird vermutet, daß die mächtigeren Turbidite aus einem anderen Gebiet angeliefert wurden als die oben beschriebenen dünnbankigen Lagen. Letztere könnten z. T. auch Ablagerungen aus Bodenströmungen (Kontourite) sein.

Gegen das Hangende nimmt innerhalb der Obersten Bunten Schiefer die Bedeutung der mächtigeren Bänke wieder zu. Diese werden zunehmend grobkörnig und dickbankig (bis 1 m). Dazwischen liegen aber auch noch dünnbankige Einschaltungen mit bunten Tonsteinen und dezimetermächtigen Hartbänken vor. Diese Abschnitte werden immer geringmächtiger und so vollzieht sich allmählich der Übergang in die dickbankige, durch Grobsandsteine charakterisierte Basis der Altlenzbacher Schichtgruppe.

Die Obersten Bunten Schiefer zeigen also sowohl im Liegenden als auch im Hangenden Übergänge in die angrenzenden Schichtglieder. Sie repräsentieren eine Zeit stark herabgesetzter Sedimentationsrate und gleichzeitig einen Übergang von der karbonatreichen Zementmergelserie in die karbonatarme Basis der Altlenzbacher Schichtgruppe.

2.6. Altlenzbacher Schichtgruppe

Die in Frage stehenden Ablagerungen wurden mit zahlreichen synonymen Bezeichnungen belegt (s. Diskussion bei HOFER & TICHY, 1983, 73ff). SCHNABEL (frdl. mündl. Mitt.) gelang eine weitere lithostratigraphische Untergliederung dieser Gesteine, für welche der genannte Autor den Namen „Altlenzbacher Schichten“ (GÖTZINGER & BECKER, 1932, 348) verwendet. Auch im Arbeitsgebiet konnte diese lithofazielle Gliederung in vier Formationen durchgeführt werden, welche zur Altlenzbacher Schichtgruppe zusammengefaßt werden.

Die besten Aufschlüsse der Altlenzbacher Schichtgruppe befinden sich im Arbeitsgebiet im Klein- und Großkohlergraben, im Kotgraben und im Ahornleitengraben, der paläozäne Anteil der Altlenzbacher Schichtgruppe wurde im westlich des Dambaches gelegenen Grabeneinschnitt (Hubergraben) aufgefunden.

Im hier vorgestellten Gebiet konnten in der Altlenzbacher Schichtgruppe das Maastricht und das Paläozän nachgewiesen werden, nicht aber das Eozän. Die Nannofloren sind meist sehr reich entwickelt. Als Beispiel aus dem kretazischen Anteil dieser Gesteine wird eine

Probe aus dem Westteil des Arbeitsgebietes angeführt (det. H. STRADNER): *Parhabdolithus embergeri* (NOEL), *Micula staurophora* (GARDET), *Lucianorhabdus cayeuxi* DEFLANDRE, *Eifelithus turriseiffelii* (DEFLANDRE), *Quadrum trilidum* (STRADNER), *Arkhangelskiella cymbiformis* VEKSHINA, *Microrhabdulus stradneri* BRAMLETTE & MARTINI, *Cretarhabdus crenulatus* BRAMLETTE & MARTINI, *Cibrosphaerella numerosa* GARDET, *Nannoconus* sp.

Im gleichen Grabeneinschnitt liegen auch die paläozänen Anteile der Altlenzbacher Schichtgruppe vor (det. H. STRADNER): *Cruciplacolithus tenuis* (STRADNER), *Zygodiscus adamas* BRAMLETTE & SULLIVAN, *Thoracosphaera operculata* BRAMLETTE & MARTINI, *Thoracosphaera saxea* STRADNER, *Nannoconus steinmanni* KAMPTNER, *Arkhangelskiella cymbiformis* VEKSHINA.

Lithofaziell lassen sich innerhalb der Altlenzbacher Schichtgruppe vier Formationen unterscheiden:

- Der basale Anteil der Altlenzbacher Schichtgruppe (Formation 1) erreicht eine Mächtigkeit von etwa 280 m. Er ist ausgezeichnet durch das Vorherrschen von meist 1 m bis 1,5 m mächtigen Sandsteinbänken, die oft unmittelbar aneinandergrenzen; graue Tonmergelzwischenlagen sind selten. Nur gegen die Obersten Bunten Schiefer hin nehmen pelitische Gesteine an Häufigkeit zu.

Die Sandsteine werden aus Mittel- bis Grobsanden aufgebaut, welche so dicht gepackt sind, daß die pelitische Matrix mengenmäßig nur eine sehr untergeordnete Rolle spielt (weniger als 10 % des Gesamtgesteines). Gradierungen lassen sich im Gelände meist nicht erkennen und auch sonst ist die Armut an bankinternen sedimentären Strukturen auffällig. Die Bänke spalten häufig in ihrem Hangendanteil im Zentimeterabstand auf. Tongallen wurden mehrmals beobachtet. Als Sohlmarken treten nur gelegentlich Belastungsmarken auf.

- Über diesem von Sandsteinen beherrschten Bereich folgt ein etwa 650 m mächtiger Profilabschnitt (Formation 2), in welchem Zementmergel und Kalksandsteine auftreten; aber auch hier sind immer wieder grobkörnige, karbonatarmer Arenite eingeschaltet. Im oberen Teil von Formation 2 treten vereinzelt mächtige Turbidite (bis 10 m!) auf, die aus einer grobkörnigen arenitischen Hartbank bestehen, aus welcher sich allmählich Zementmergel (6–8 m) entwickeln. Tonmergelzwischenlagen sind sehr selten. Gelegentlich auftretende Kolkungsmarken belegen wechselnde Transportrichtungen des resedimentierten Materials sowohl aus Osten als auch aus Westen.
- Die darüber folgende, etwa 450 m mächtige Teileinheit der Altlenzbacher Schichtgruppe (Formation 3) ist wieder von Sandsteinen beherrscht, die aber etwas mächtiger (1,5 m–2 m) sind, als jene von Formation 1. An der Basis der Sandsteinbänke der Formation 3 können oft Feinbrekzien (Quarzgerölle bis 0,5 cm) beobachtet werden. Bankinterne sedimentäre Strukturen sind wieder sehr selten und treten praktisch nur in den gelegentlich eingeschalteten dünneren (um 0,5 m) und karbonatreicheren Bänken auf, welche vor allem Parallel- und Kreuzschichtung aufweisen. Mergelzwischenlagen sind im gesamten Profilabschnitt ausgesprochen selten.
- Die Grenze zwischen Kreide und Tertiär liegt innerhalb der nächsten lithofaziellen Einheit (Formation 4) der Altlenzbacher Schichtgruppe. Diese Grenze ist im Arbeitsgebiet nicht aufgeschlossen,

sondern wird im Hubergraben durch eine Rutschung verdeckt.

Die Hartbänke von Formation 4 sind meist zwischen 0,5 m und 1 m mächtig und oft kalkig gebunden. Vollständige Boumazyklen wurden häufig beobachtet, insbesondere das Intervall mit Parallelschichtung und jenes mit Kreuzschichtung ist meist sehr deutlich entwickelt. Neben den Kalksandsteinen sind auch grobkörnige Sandsteinbänke mit pelitischer Matrix nicht selten zu beobachten. Die geringe Verwitterungsbeständigkeit dieser Matrix kann unter dem Einfluß der Atmosphärien zum „Mürbwerden“ dieser Sandsteine führen. Derartige Mürb sandsteine kommen mit Ausnahme von Formation 2 in der gesamten Altlenzbacher Schichtgruppe vor.

Typisch für Formation 4 ist ihr Pelitreichtum: Die Hartbänke werden durch pelitische Einschaltungen getrennt, in welchen aber auch dezimeter- bis zentimeterstarke, harte Lagen eingeschaltet sind. Die Tonmergel dieser Abschnitte sind fast durchwegs dunkelgrau und lassen meist schon makroskopisch feinkörnige terrigene Komponenten erkennen. Diese grauen Mergel können sich allmählich aus unterlagernden Hartbänken (kontinuierliche Übergänge in Mürb sandsteine sind häufig) entwickeln oder aber isoliert vorliegen. Das läßt sich im Gelände meist leicht daran erkennen, daß sie in feinblättrige, hellgrüne Tonsteine eingeschaltet sind, welche vermutlich das pelagische „Normalsediment“ darstellen. Die Kolkungsmarken in Formation 4 weisen durchwegs auf eine Anlieferung des Materials aus Osten hin.

Da die jüngste lithofazielle Einheit der Altlenzbacher Schichtgruppe im Arbeitsgebiet nie einen ungestörten Kontakt zu den tieferen Profilabschnitten zeigt, kann auch die Gesamtmächtigkeit der Altlenzbacher Schichtgruppe nicht angegeben werden. Die drei älteren Formationen erreichen annähernd eine Mächtigkeit von 1400 m. Nimmt man für den kretazischen Anteil insgesamt eine Mächtigkeit von 1500 m an, so beträgt die durchschnittliche Sedimentationsrate rund 12 cm/1000 y; sie ist damit etwa dreimal so hoch wie jene der Zementmergelserie.

3. Tektonik

3.1. Überblick

Durch die Ergebnisse einiger Tiefbohrungen ist die Deckennatur des Rhenodanubikums unzweifelhaft gesichert. Eine dieser Bohrungen (Bohrung Kürnberg der ÖMV) befindet sich im Arbeitsgebiet, nämlich im Tal des südöstlich von Steyr gelegenen Ramingbaches. Die Unterkante des Rhenodanubikums liegt in dieser Bohrung in einer absoluten Tiefe von –1670 m, jene des Ultrahelvetikums in –1864 m (s. Abb. 2). Unmittelbar darunter wurde das Eger der überschobenen Molasse angetroffen (frdl. mündl. Mitt. Dr. H. KRAMER, ÖMV). Rund 3,5 km südlich des Bohrplatzes ist im Pechgrabengebiet der Kontakt zwischen hangendem Rhenodanubikum und liegendem Ultrahelvetikum der Grestener Klippenzone an der Oberfläche aufgeschlossen. Da hier noch das Mitteleozän nachgewiesen werden konnte, fand die Überschiebung frühestens im Obereozän statt.

Der interne Baustil des gesamten Rhenodanubikums ist nach PREY (1980, 200 und Profile von Abb. 43) so-

wohl durch Falten- als auch Schuppenbau gekennzeichnet. Gleichzeitig betont dieser Autor, daß deutliche Deckenbildungen im größten Teil der Rhenodanubischen Flyschzone – mit Ausnahme von Vorarlberg und dem Wiener Wald – nicht bekannt sind. Demgemäß bezeichnet auch SCHNABEL (1979, 35) den zwischen St. Pölten und dem Chiemsee gelegenen Teil der Rhenodanubischen Flyschzone als Hauptflyschdecke.

Die Hauptflyschdecke des Arbeitsgebietes und des daran unmittelbar westlich anschließenden Gebietes, welches von BRAUNSTINGL (1985, 1986) untersucht wurde, wird aus mehreren großen Einheiten aufgebaut. Diese lassen sich im Streichen auf einer Strecke von mindestens 20 km verfolgen und in einem Fall konnte eine Mindestschubweite von 3 km nachgewiesen werden.

Bei diesen Größenordnungen könnte durchaus schon von Teildecken der Hauptflyschdecke gesprochen werden. Um die Unterschiede in den Dimensionen zwischen diesen Einheiten der Hauptflyschdecke und den ausgedehnteren und auch faziell unterschiedlichen Flyschdecken des Wiener Waldes schon in der Namensgebung hervorzuheben, wird im vorliegenden Fall der Bezeichnung „Schuppe“ vor „Decke“ der Vorzug eingeräumt.

3.2. Die Baueinheiten des Rhenodanubikums im Arbeitsgebiet

3.2.1. Isolierte Vorkommen von Unterkreideflysch

Im Arbeitsgebiet ist das Rhenodanubikum durch das weitgehende Fehlen der älteren Flyschschichtglieder (Tristelschichten, Gaultflysch, Untere Bunte Mergel, Reiselsberger Schichten) gekennzeichnet. Dies beruht darauf, daß die Rhenodanubische Flyschzone hier von Schuppen aufgebaut wird, deren Abscherungsniveau ungefähr im Bereich der Oberen bzw. Obersten Buntmergel liegt.

Tiefere Flyschschichtglieder konnten nur in isolierten Vorkommen am Südrand des Rhenodanubikums aufgefunden werden. Aufgrund ihrer Kleinheit sind diese Späne in der tektonischen Übersichtsskizze nicht vermerkt. Ein Aufschluß von Tristelschichten befindet sich im Stodergraben unmittelbar unter der Überschiebungsfäche der Nördlichen Kalkalpen. Ein zweites Vorkommen, welches von Tristelschichten und Gaultflysch aufgebaut wird, liegt im Pechgrabengebiet und zwar südlich des Gehöftes Kaltrinner. Dieser Span von Unterkreideflysch liegt der Grestener Klippenzone unmittelbar auf und wird seinerseits von der Alltlenbacher Schichtgruppe der hangenden Duftkogelschuppe überlagert. Die beiden Vorkommen von Unterkreideflysch liegen daher in unterschiedlichen tektonischen Niveaus: einmal an der Basis der ostalpinen Kalkalpen und einmal an der Basis des penninischen Rhenodanubikums!

Das letztgenannte Vorkommen kann am einfachsten als Teil eines Reibungsteppiches an der Basis der Rhenodanubischen Flyschzone erklärt werden. Diese Deutung wird weiter erhärtet durch die Beobachtung, daß in Annäherung an die Überschiebungsfäche des Rhenodanubikums mit zunehmender Häufigkeit kleine Späne von Gaultflysch mit der Buntmergelserie der liegenden Grestener Klippenzone verschuppt sind. Dies ist vor allem in den Aufschlüssen im Ahornleitengraben und im Kotgraben deutlich erkennbar.

Für die Interpretation des unmittelbar unter der Kalkalpenbasis gelegenen Vorkommens von Unterkreideflysch bei Laussa liefern die Flyschfenster innerhalb der Kalkalpen (s. Zusammenfassung bei PREY, 1980, 216f) wertvolle Hinweise: diese sind dadurch ausgezeichnet, daß stets die tieferen Anteile der Flyschschichtfolge auftreten, während z. B. die ansonsten mächtig entwickelte Alltlenbacher Schichtgruppe hier völlig fehlt. Damit steht im Einklang, daß in den Tiefbohrungen, welche die Kalkalpen durchörterten, Gesteine des Rhenodanubikums entweder gar nicht oder nur in unbedeutenden Resten angetroffen wurden (s. TOLLMANN, 1985, 112f, Tab. 9). Auch im Pechgrabengebiet können zwischen Nördlichen Kalkalpen und Ultrahelvetikum keine Reste des Rhenodanubikums aufgefunden werden. Aus allen diesen Beobachtungen ergibt sich, daß im Liegenden der Kalkalpen vermutlich nur isolierte Vorkommen des Rhenodanubikums – also Spurschollen – erhalten sind. Diese sind als liegende Reste des über das Ultrahelvetikum gegliederten Rhenodanubikums zu interpretieren, welche später von den Nördlichen Kalkalpen mitgeschürft wurden.

3.2.2. Duftkogelschuppe

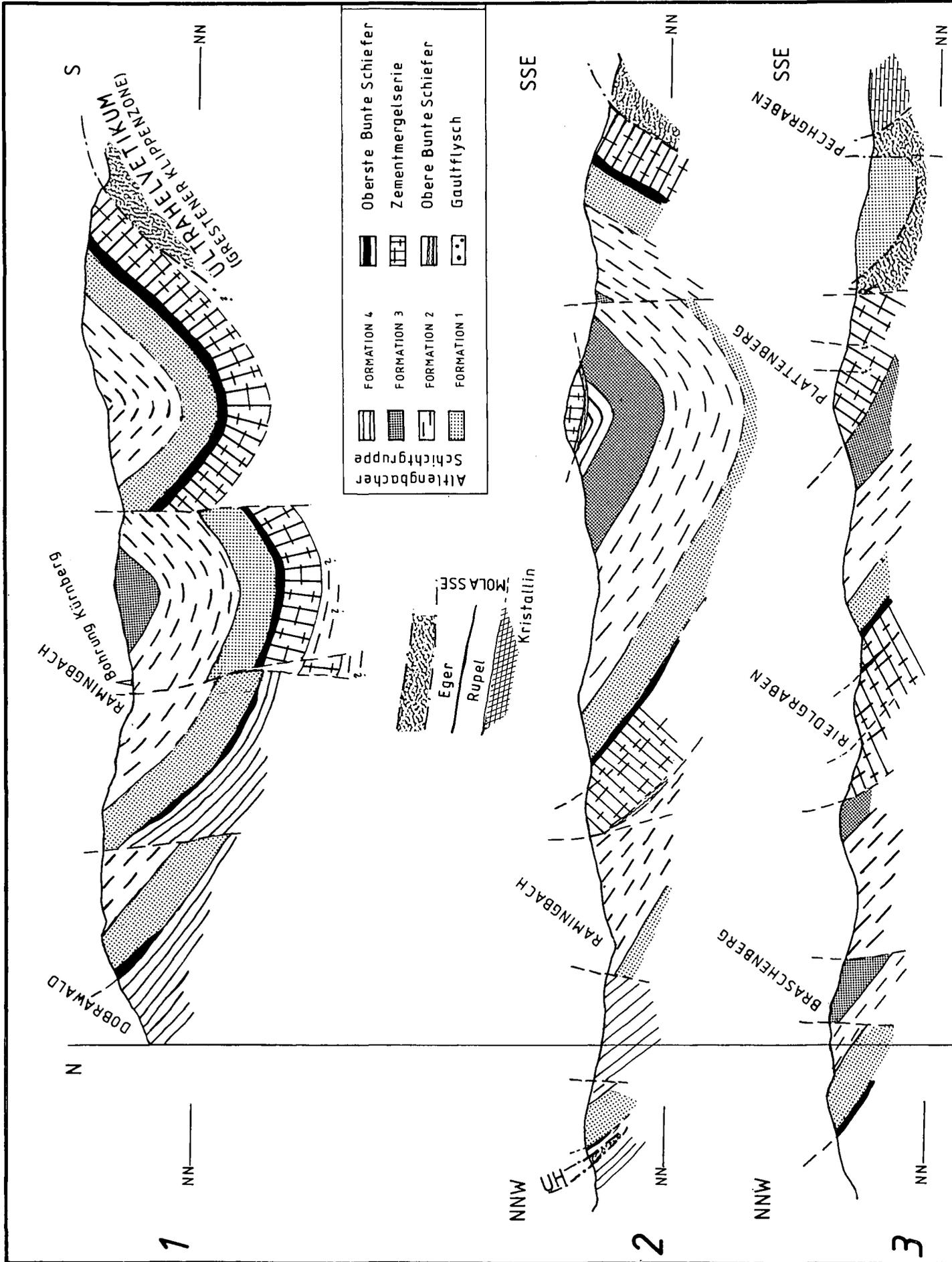
Die Duftkogelschuppe wurde nach dem 694 m hohen Duftkogel benannt, welcher südlich des Spadenberges und etwa 750 m nördlich des Pechgrabens gelegen ist. Diese Schuppe ist auf einer Länge von 3,5 km und einer Breite von rund 1 km aufgeschlossen. Sie wird fast vollständig von Formation 1 der Alltlenbacher Schichtgruppe aufgebaut; nur in verschürften Resten treten auch Oberste Bunte Schiefer und Gesteine der Zementmergelserie auf.

Am Ostrand der Duftkogelschuppe ist deutlich die direkte Unterlagerung der Alltlenbacher Schichten durch die Buntmergelserie der Grestener Klippenzone zu sehen. Außerdem befindet sich in der Umgebung des Gehöftes Kaltrinner ein isoliertes Vorkommen von Unterkreideflysch, welches zwischen Duftkogelschuppe und Grestener Klippenzone eingeklemmt ist.

Sowohl im Norden als auch im Süden wird die Duftkogelschuppe von WNW–ESE-streichenden Störungen begrenzt, so daß diese Einheit im Süden der Grestener Klippenzone, im Norden aber zwei weiteren Schuppen der Hauptflyschdecke benachbart ist, welche als Spadenbergschuppe und Knollerbergschuppe bezeichnet wurden. Die von der Spadenbergschuppe überlagerte Knollerbergschuppe ist ebenfalls der Grestener Klippenzone aufgeschoben; sie liegt daher im gleichen tektonischen Niveau wie die Duftkogelschuppe, an welche sie – getrennt durch eine der oben erwähnten Störungen – angrenzt. Während aber an der Basis der Duftkogelschuppe nur unbedeutende Reste von Zementmergelserie vorkommen, ist dieses Schichtglied in der Knollerbergschuppe in seiner ganzen Mächtigkeit entwickelt.

3.2.3. Knollerbergschuppe

Von allen Flyschschuppen des Arbeitsgebietes erreicht die Knollerbergschuppe (benannt nach dem im NE des Arbeitsgebietes gelegenen, 788 m hohen Knollerberg) flächenmäßig die größte Ausdehnung; sie weist im Ostteil eine Nord–Süd-Erstreckung von mehr als 5 km auf, im Westen aber nur von 0,5 km.



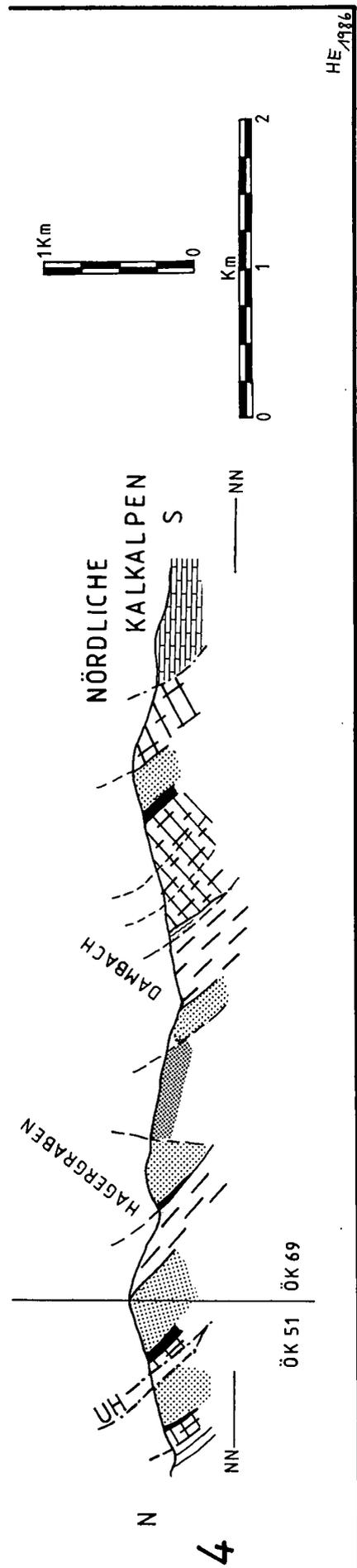


Abb. 2: Profilersie durch die Flyschzone des Arbeitsgebietes.

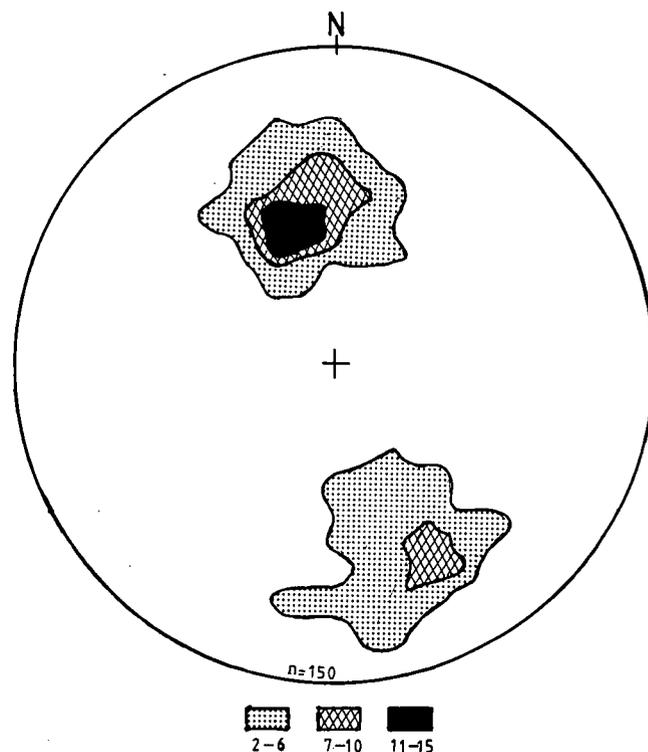


Abb. 3: Flächenpole der Schichtflächen der Knollerbergschuppe (Projektion in die untere Kugelhälfte; Angabe in %).

Im Gegensatz zum ansonsten im Arbeitsgebiet vorherrschenden Südfallen der Flyschgesteine, weist die Knollerbergschuppe eine nordvergente Muldenstruktur auf: Der Südschenkel fällt mit durchschnittlich etwa 60° gegen Nordwesten ein, während der Nordschenkel mit etwa 30° gegen Südsüdosten geneigt ist. Die Faltenachse taucht flach gegen Westsüdwesten ab. Diese große Synklinale ist in ihrem Ostteil in zwei Teilmulden gegliedert, welche durch eine schmale Antiklinale getrennt werden. Etwa im Streichen dieser Antiklinale verläuft eine NW-SE-streichende Störung, welche ungefähr dem Verlauf des Zurkengrabens folgt und dann den oberen Teil des Kotgrabens quert. Diese Störung setzt sich in der hangenden Spadenbergschuppe nicht fort und ist somit eindeutig älter als die Überschiebung dieser Einheit.

Wie vor allem im Ahornleitengraben und im Kotgraben sehr schön zu sehen ist, liegen die dünnbankigen Zementmergelbasisschichten des Südschenkels der Knollerbergschuppe über der Buntmergelserie der Grestener Klippenzone.

In den oben erwähnten Gräben liegen die am besten aufgeschlossenen Profile des gesamten hier besprochenen Flyschgebietes: die Zementmergelserie ist mit einer Mächtigkeit von etwa 300 m entwickelt und zeigt alle drei lithofaziellen Teilbereiche. Vor allem der Übergang in die rund 150 m mächtigen Obersten Bunten Schiefer ist hervorragend zu beobachten. Über den Obersten Bunten Schiefen folgen die vier Formationen der Alltengbacher Schichtgruppe; der tertiäre Anteil dieses Schichtgliedes ist allerdings nicht erhalten.

Auch im Groß- und Kleinkohlergraben herrschen gute Aufschlußverhältnisse vor, sodaß hier das verhältnismäßig flache Einfallen des Nordschenkels der Knollerbergschuppe gut erfaßt werden konnte. In Annäherung an die Nordgrenze dieser Einheit konnte eine zunehmende Versteilung des Schichtfallens beobachtet wer-

den. Auch die Schuppengrenze selbst fällt steil gegen Südosten ein. An diese Schuppengrenze gebunden treten mehrmals bunte Flyschschiefer auf, welche aufgrund ihrer Foraminiferenfauna als Obere Bunte Schiefer eingestuft werden konnten.

Besonders auffällig ist hier im Nordteil der östlichen Knollerbergschuppe die zwei- bis dreimal größere Mächtigkeit der Zementmergelserie, im Vergleich zum Südschenkel der Mulde. Dieser plötzliche Mächtigkeitszuwachs im Norden erklärt sich durch Materialanschoppung infolge von Schuppung. Diese Schuppenbildung innerhalb der Zementmergelserie ist durch eingeschaltete Oberste Bunte Schiefer, welche noch im Verband mit der dickbankigen oberen Zementmergelserie stehen, belegt. An einer Stelle treten gemeinsam mit den Obersten Bunten Schiefeln auch noch Arenite der Altenglbacher Schichtgruppe auf. Ein weiteres Kennzeichen der Schuppengrenzen sind inverse Bänke, welche als Reste der ausgewalzten Mittelschenkel gedeutet werden.

Gegen Westen zu schneidet die Überschiebungsbahn der Knollerbergschuppe schräg den Schichtstapel an, nachdem sie zuvor über eine längere Strecke etwa im Niveau der Oberen Bunten Schiefer verblieben war. Durch dieses schräge Durchschneiden der Basalfläche wird die Zementmergelserie weitgehend eliminiert und tritt westlich des Mühlbaches nur mehr in Form isolierter tektonischer Späne auf, mit denen bunte Flyschschiefer (vermutlich Oberste Bunte Schiefer) vergesellschaftet sein können. Die Überschiebungsfläche durchschlägt auch noch die grobbankige Basis der Altenglbacher Schichtgruppe und streicht dann an der Untergrenze von Formation 2 gegen Westen weiter.

Dieser schräge, gegen Westen ansteigende Basalzuschnitt einerseits, und das im Ostteil deutlich zu sehende Hineinstreichen unter die hangende Spadenbergschuppe andererseits bewirken die rapide Abnahme der Breite der Knollerbergschuppe gegen Westen zu.

Im Osten wird die Knollerbergschuppe schräg von einer NW–SE-streichenden Störung abgeschnitten. Diese verläuft parallel dem Ramingbach und ist Teil eines größeren Störungssystems.

Die Tiefbohrung Kürnberg war knapp neben dieser Störung gelegen. Sie durchörterte zwischen –553 m und –794 m einen stark tektonisierten Bereich, welcher vermutlich diesem Bruch zugeordnet werden kann (s. Abb. 2, Profil 1). Darunter wurde Zementmergelserie angetroffen, die wahrscheinlich zur Basis der Knollerbergschuppe zu rechnen ist. Nördlich von der erwähnten Störung liegt die Höllbachschuppe, welche hier eine bedeutende Heraushebung erfahren haben muß.

3.2.4. Spadenbergschuppe

Diese Einheit wurde nach der höchsten Erhebung innerhalb des bearbeiteten Flyschgebietes, nämlich nach dem 1000 m hohen Spadenberg, benannt. Die Spadenbergschuppe bildet im Arbeitsgebiet das höchste tektonische Bauelement der Flyschzone, welches seine maximale Nord–Süd-Erstreckung in seinem Ostteil mit etwa 2,5 km erreicht. Wie die Knollerbergschuppe ist auch diese Einheit westlich der Enns weiter zu verfolgen (s. BRAUNSTINGL, 1986, 68), sodaß sie in der Ost–West-Richtung auf einer Strecke von mehr als 20 km nachgewiesen ist.

Die Spadenbergschuppe läßt in ihrem östlichen Teil eine flache Muldenstruktur erkennen (s. Abb. 4). Davon

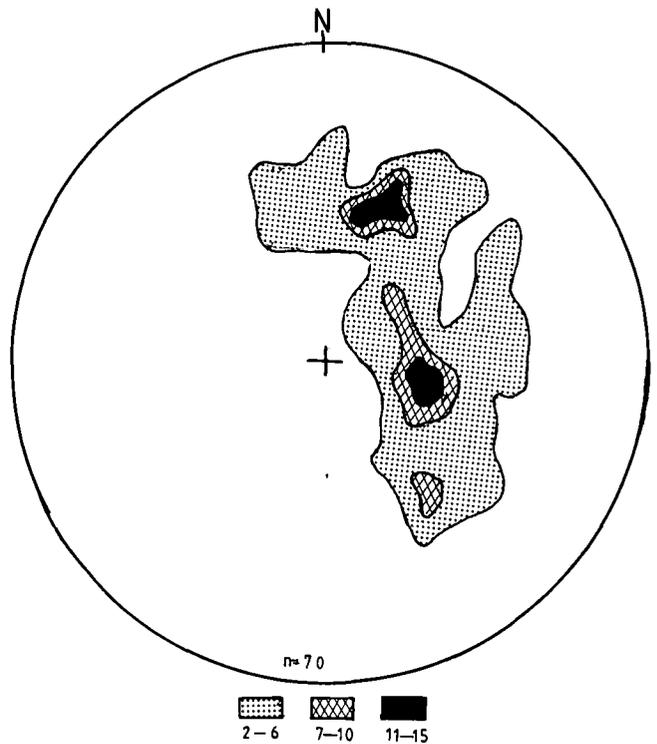


Abb. 4: Flächenpole der Schichtflächen der Spadenbergschuppe (Projektion in die untere Kugelhälfte; Angabe in %).

ist weiter im Westen – bedingt durch die Überschiebung der Nördlichen Kalkalpen – nur mehr ein Teil des Nordschenkels aufgeschlossen. Wie aus dem Gefügediagramm deutlich zu ersehen ist, hebt die Spadenbergschuppe mit etwa 20° gegen Nordosten aus (Abb. 4). Bedingt durch dieses Ausheben kann die Mindestschubweite der Spadenbergschuppe auf die liegende Knollerbergschuppe direkt auf der geologischen Karte abgelesen werden: sie beträgt etwa 3 km!

Damit ist die Spadenbergschuppe die bis jetzt einzige Einheit der Hauptflyschdecke, für welche eine derart hohe Überschiebungsweite nachgewiesen ist. Das ist deshalb von großer Bedeutung, da somit auch für die anderen Flyschschuppen des Arbeitsgebietes, welche im Streichen über ähnlich weite Strecken wie die Spadenbergschuppe verfolgt werden konnten, ähnliche Überschiebungsbeträge durchaus im Bereich des Möglichen liegen.

An der Basis der Spadenbergschuppe befinden sich meist die Oberen Bunten Schiefer, sodaß kein basaler Schrägzuschnitt, sondern eine Parallelabscherung vorliegt. Wie am freien Ostrand der Spadenbergschuppe deutlich zu sehen ist, lagert diese Einheit allen vier Formationen der Altenglbacher Schichtgruppe der steiler gefalteten Knollerbergschuppe mit einer tektonischen Diskordanz flach auf (s. Abb. 5). Diese diskordante Überschiebung kann entweder als Reliefüberschiebung oder als Folge einer tektonischen Amputation der Knollerbergschuppe gedeutet werden.

Das schräge Heranstreichen der Schichtgrenzen der Knollerbergschuppe an den Überschiebungsrand der Spadenbergschuppe im Gebiet nördlich des Spadenberges und Plattenberges, zeigt deutlich den Unterschied in der Streichrichtung dieser beiden Einheiten. Der Winkel zwischen den Streichrichtungen der Achsen beträgt etwa 15°.

Ein weiterer Beleg für die Überschiebung der Spadenbergschuppe auf die Knollerbergschuppe ist das

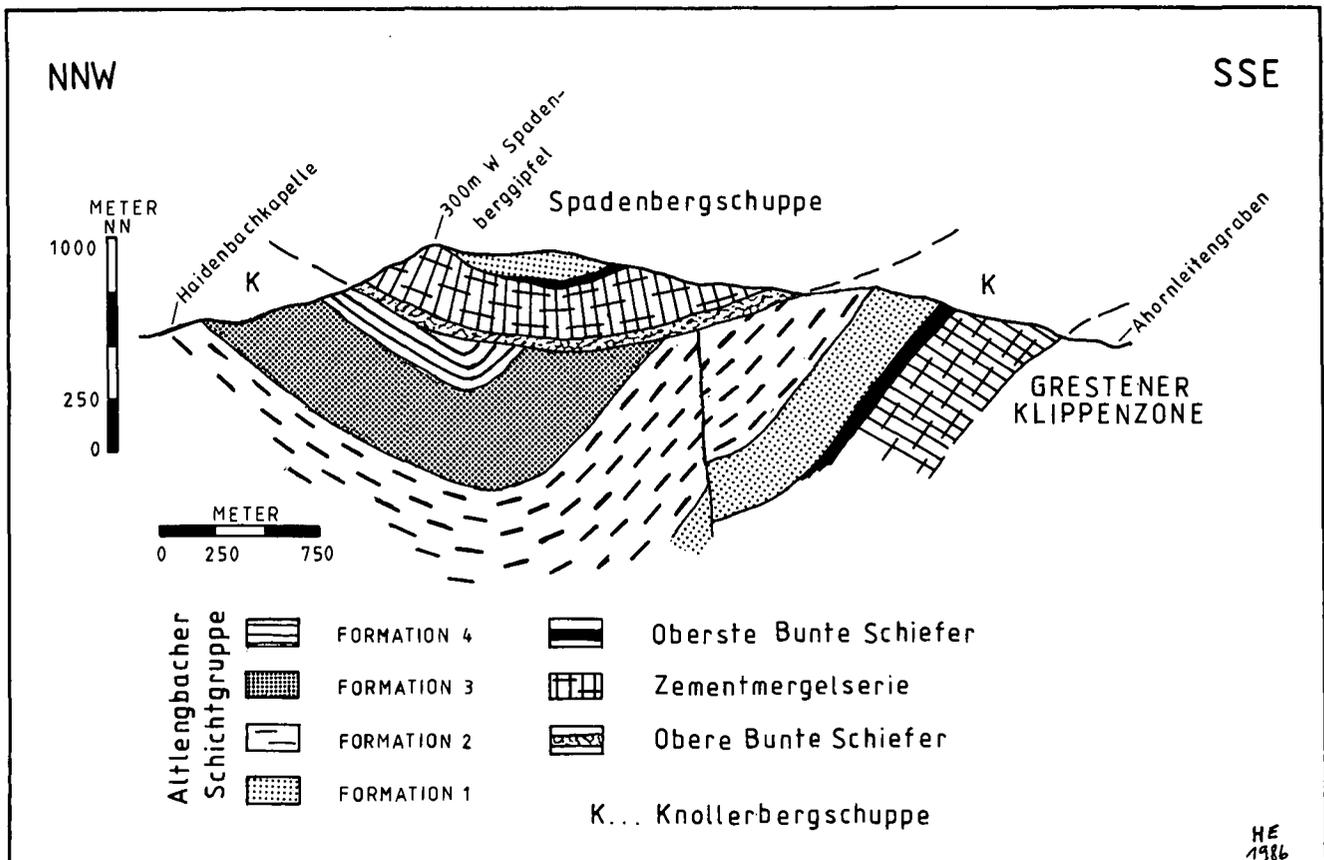


Abb. 5: Mit einer deutlichen tektonischen Diskordanz liegt die Spadenbergschuppe der steiler gefalteten Knollerbergschuppe auf.

östlich vom Ort Laussa gelegene Wildgrabenbachfenster. Dieses liegt etwa 750 m südlich der Nordgrenze der Spadenbergschuppe. Inmitten der Zementmergelserie wurden hier in einem kleinen, durch eine Störung bedingten, Aufbruch grobkörnige Arenite der Altenglbacher Schichtgruppe (Formation 3) beobachtet. Diese sind aller Voraussicht nach der Knollerbergschuppe zuzuordnen.

Eine weitere wichtige Beobachtung ist fazieller Natur: Etwas östlich vom Gehöft Hinterplatten sind in die Zementmergelserie grobkörnige Sandsteine eingeschaltet, welche vermutlich zu der Altenglbacher Schichtgruppe überleiten. Oberste Bunte Schiefer konnten hier nicht beobachtet werden, sondern diese stehen erst wieder etwas weiter im Osten in sehr geringmächtiger Ausbildung an. Soweit die schlechten Aufschlüsse hier Beobachtungen zulassen, sind daher die Obersten Bunten Schiefer im Bereich der Spadenbergschuppe nur geringmächtig entwickelt bzw. fehlend. Das ist vor allem deshalb interessant, weil weiter im Osten die Kahlenberger Decke u. a. ebenfalls durch das Fehlen der Obersten Bunten Schiefer gekennzeichnet ist. Daher könnte die Fazies der Spadenbergschuppe bereits zu jener der Kahlenberger Decke überleiten.

3.2.5. Höllbachschuppe

Die im Norden an die Knollerbergschuppe angrenzende Einheit wurde Höllbachschuppe genannt. Die namensgebende Lokalität ist der im SW des Braschenberges gelegene Höllbach. Während diese Einheit im Westen des Arbeitsgebietes eine Nord-Süd-Erstreckung von rund 1 km aufweist, erreicht sie im Osten etwa die doppelte Ausstrichbreite.

Am Ostrand von Blatt Großraming ist die Nordgrenze der Höllbachschuppe am Nordhang des Schusserberges (799 m) gelegen. Dort überschneidet die Höllbachschuppe mit Obersten Bunten Schiefen an ihrer Basis die Formation 4 der Altenglbacher Schichtgruppe der liegenden Schädlbachschuppe.

Vom Schusserberg aus konnte die Höllbachschuppe weiter gegen Westen verfolgt werden, obwohl ihre Nordgrenze durch Störungen mehrfach versetzt wird. Westlich der Enns konnte BRAUNSTINGL (1986, 71f) die Höllbachschuppe bis zum Tal der Steyr nachweisen.

Die Obersten Bunten Schiefer bilden den Abscherrhorizont der Höllbachschuppe, die daher fast zur Gänze von Gesteinen der Altenglbacher Schichtgruppe aufgebaut wird. Nur die Basis wird von den Obersten Bunten Schiefen gebildet, mit welchen gelegentlich noch kleine tektonische Späne von Zementmergelserie auftreten. Solche wurden im Rohrhofergraben und im Mühlbachgraben aufgefunden. Die jüngsten Gesteine der Höllbachschuppe gehören der Formation 3 der Altenglbacher Schichtgruppe an. Diese Formation streicht im Bereich des Rädlsbachgrabens schräg an den Nordrand der Knollerbergschuppe heran.

Die Höllbachschuppe selbst zeigt zwei markante Änderungen ihrer Streichrichtung: In beiden Fällen biegt das ansonsten vorherrschende ENE-WSW-Streichen in eine NW-SE-Richtung um. Diese Richtung wird auch durch die Bachläufe nachgezeichnet, wie z. B. der Verlauf des Dambaches zeigt. Auch der Ramingbach folgt dieser Richtung, allerdings treten hier noch zusätzlich Brüche mit der entsprechenden Streichrichtung auf. Diese NW-SE-streichenden Brüche werden im Norden von einer ENE-WSW streichenden Störung abgeschnitten (s. Abb. 1).

3.2.6. Schädlbachschuppe

Nördlich der Höllbachschuppe liegt die Schädlbachschuppe, welche nach dem westlich der Enns gelegenen Schädlbach benannt wurde (s. BRAUNSTINGL, 1986, 73).

Die Basis der Schädlbachschuppe bilden am Nordhang des Damberges die Obersten Bunten Schiefer und gegen Westen zu auch geringmächtige Zementmergelserie. Die Fortsetzung dieser beiden Schichtglieder liegt vermutlich im Bereich des Kraftwerkes Rosenau, wo nach CLAR & HORNINGER (1964, 140) beide Serien beim Kraftwerksbau beobachtet werden konnten.

Der Hauptanteil der Schädlbachschuppe wird aber wieder von der Alltengbacher Schichtgruppe gebildet: Formation 1 und 2 streichen im Damberggebiet schräg unter die hangende Höllbachschuppe hinein. Im östlich des Damberges gelegenen Hubergraben liegen Gesteine der Formation 4 vor, welche von den älteren Formationen durch eine Störung getrennt werden. Im Süden wird die Formation 4 von der Höllbachschuppe überfahren. Die in diesem Graben angetroffenen Gesteine der Formation 4 stellen das einzige Vorkommen des alttertiären Schichtanteiles der Alltengbacher Schichtgruppe im Arbeitsgebiet dar. Die Kreide-Tertiärgrenze wird durch eine Rutschung verdeckt. Südlich von dieser Massenbewegung liegt das Unterpaläozän (NP 2) vor; als jüngste Anteile wurden einige Zehnermeter unterhalb der Überschiebungsfläche der Höllbachschuppe oberpaläozäne Gesteine mit *Heliolithus kleinpelli* (SULLIVAN) nachgewiesen.

3.3. Die Ultrahelvetikumsfenster in der Rhenodanubischen Flyschzone und das Westende des Klippenraumes

Zwischen Steyrtal und Ennstal ist das „Hochhubfenster“ (s. BRAUNSTINGL, 1986, 47ff) das südlichste Ultrahelvetikumsfenster innerhalb des Rhenodanubikums. Diese Struktur wurde weiter im Westen als Nußbacher Fenster bezeichnet (s. MAURER, 1972, 142).

Östlich der Enns konnte nun die Fortsetzung dieser Struktur auf Blatt Steyr entdeckt werden: Es handelt sich dabei um überwiegend rote Buntmergelserie, welche an der Basis der Schädlbachschuppe mitgeschürft worden ist. Diese Vorkommen sind sehr schmal und mußten demgemäß auf der tektonischen Übersichtsskizze (Abb. 1) stark vergrößert dargestellt werden. Ein durchgehender Streifen von Buntmergelserie befindet sich westlich des Damberggipfels, am Hang, etwas unterhalb der unteren Forststraße. Ein weiteres Vorkommen konnte NE des Steinleitenberges (658 m) aufgefunden werden, wo innerhalb einer großen Massenbewegung rote Buntmergelserie auftritt. In der streichenden Fortsetzung dieses Vorkommens wurde die Buntmergelserie wieder in den Grabeneinschnitten WSW des Plattenberges (750 m) entdeckt.

Eine genaue stratigraphische Bearbeitung dieser Fenster muß erst in Angriff genommen werden. Die erste überblicksmäßige Begutachtung der Nannopräparate ergab Oberkreidealter, wobei typische Campan- und Maastrichtformen fehlen. Es scheint sich daher vor allem um tiefere Oberkreide zu handeln.

Ein weiteres Buntmergelvorkommen konnte innerhalb des Rhenodanubikums auf Blatt Großraming im Einzugsgebiet des Lurbaches, vor allem S und SW vom Gehöft Großbichl, entdeckt werden (Lurbachfenster).

Auch hier steht Buntmergelserie an, welche überwiegend rot gefärbt ist. Eine verhältnismäßig reiche Foraminiferenfauna belegt das Santonalter dieser Gesteine (frdl. mündl. Mitt. K. F. WEIDICH): *Marginotruncana angusticarinata* (GANDOLFI), *Marginotruncana tricarinata* (QUEREAU), *Globotruncana arca* (CUSHMAN), *Globotruncana fornicata* PLUMMER, *Globotruncana linneiana* (D'ORBIGNY), *Ammodiscus cretaceus* (REUSS), *Glomospira gordialis* (JONES & PARKER), *Rhabdammina cylindrica* GLAESSNER, *Plectina* cf. *apicularis* GEROCH & GRADZINSKI, *Ellipsonodosaria lepida* (REUSS).

Im Fensterrahmen tritt Gaultflysch auf, welcher eine enorme tektonische Beanspruchung (Kalzitadern; zahlreiche Harnische) erkennen läßt. Dieses Fenster liegt südlich einer NW-SE-streichenden Störung, welche SW vom Gehöft Grössinger unter die Kalkalpen hineinstreicht. Diese Störung bewirkte eine relative Heraushebung der Südscholle.

Eine parallele Störung bildet etwas weiter im Süden die Grenze zwischen Rhenodanubikum und der Grestener Klippenzone. Auch hier kann eine Heraushebung der Südscholle angenommen werden (s. Abb. 2, Profil 3). Das Ultrahelvetikum der Grestener Klippenzone, das von Osten kommend den Kalkalpenrand über weite Strecken begleitet, verschwindet im Pechgrabengebiet unvermittelt. Erst weit westlich des hier besprochenen Gebietes treten Gesteine dieser tektonischen Einheit wieder in einigen kleinen Aufbrüchen zu Tage (Gschlifgraben bei Gmunden; Wolfgangseefenster). Es stellt sich daher schon lange die Frage nach der Ursache dieses plötzlichen Verschwindens des Ultrahelvetikums im Pechgraben.

Entscheidend für die Beantwortung dieser Frage ist nun, daß die steilstehende Störung, welche hier den Nordrand der Grestener Klippenzone bildet, unter die Kalkalpen hineinstreicht, ohne dort einen Versatz zu bewirken. Damit ist erwiesen, daß die Kalkalpen erst verhältnismäßig spät ihre heutige tektonische Position einnahmen, nämlich auf alle Fälle erst nachdem das Rhenodanubikum das Ultrahelvetikum überfahren hatte.

Die Überschiebungszeit des Ultrahelvetikums kann mit Hilfe der jüngsten Anteile der Buntmergelserie eingeschränkt werden: Etwa 280 m N vom Gehöft Steinauer (NNW vom Buchdenkmal) steht in einer Wiese ein exotikaführendes Konglomerat vom Typus Schaitten an. In der Matrix dieses Gesteines belegt ein *Nummulites* sp. Oberpaläozän bis Eozän. Knapp neben dem Konglomeratfundpunkt steht grüne Buntmergelserie an, welche eine reiche Foraminiferenfauna lieferte (frdl. mündl. Mitt. K. F. WEIDICH): *Globigerina eocaena* GÜMBEL, *Globigerina higginsii* (BOLLI), *Globigerina inaequispira* SUBBOTINA, *Globigerina linaperta* FINLAY, *Globigerina primitiva* (FINLAY), *Globorotalia bullbrookii* BOLLI, *Globorotalia cerroazulensis frontosa* (SUBBOTINA), *Globigerinatheka kugleri* (BOLLI, LOEBLICH & TAPPAN), *Globigerinatheka subconglobata* (SHUTSKAYA), *Hantkenina dumblei* WEINZIERL & APPLIN, *Hantkenina liebusi* SHOKHINA, *Hantkenina* cf. *longispina* CUSHMAN, *Pseudohastingeria micra* (COLE).

Damit ist das Mitteleozän belegt und somit kann die Überführung des Ultrahelvetikums frühestens im Obereozän stattgefunden haben. Es wird vermutet, daß es sich dabei um eine Schwerkgleitung des Rhenodanubikums handelte. Die Kalkalpen gaben allem Anschein nach erst wesentlich später Impulse für die Weiterbewegung dieser großen Decken. Hinweise auf das Alter dieser Bewegungen erhält man im Arbeitsgebiet durch die Ergebnisse der Bohrung Kürnberg, wo im Lie-

genden des Ultrahelvetikums das Oberoligozän (Eger) der überschobenen Molasse angetroffen wurde.

In diese Vorstellung fügen sich auch gut die zuvor beschriebenen Beobachtungen aus dem Rhenodanubikum ein: Die Schuppengrenzen innerhalb dieser Einheit werden steiler einfallend und engständiger mit zunehmender Annäherung an den Kalkalpennordrand. Im Osten des Arbeitsgebietes sind die tektonische Diskordanz zwischen Spadenbergschuppe und Knollerbergschuppe und die unterschiedlichen Streichrichtungen dieser Einheiten deutliche Hinweise dafür, daß die Deformation hier auf zwei Beanspruchungspläne zurückgeht. Die Streichrichtung der südlichen Spadenbergschuppe wurde stärker durch den Anschlag der Nördlichen Kalkalpen geprägt, als die weiter nördlich gelegene Knollerbergschuppe. Letztere läßt erste gegen Westen zu – in Annäherung an den Kalkalpennordrand – ein Umbiegen der Streichrichtung erkennen; im Gegensatz zu den Verhältnissen weiter im Osten ist diese hier parallel zu jener der Knollerbergschuppe. Der Kalkalpenanschub bewirkte somit vermutlich die Überprägung von bereits früher angelegten tektonischen Strukturen, welche auf den Transport des Rhenodanubikums über das Ultrahelvetikum zurückgehen könnten.

Dank

Besonderen Dank für zahlreiche Anregungen und Hilfestellungen schulde ich Dr. R. BRAUNSTINGL (Salzburg), Dr. W. SCHNABEL (GBA, Wien), HR Dr. H. STRADNER (GBA, Wien) und Dr. K. F. WEIDICH (München). Für die kritische Durchsicht von Teilen des Manuskripts bin ich Prof. Dr. G. TICHY und Prof. Dr. G. FRASL (beide Salzburg) zu Dank verpflichtet.

Literatur

- BOUMA, A. H.: Sedimentology of some Flysch deposits. – 168 S., 31 Abb., 17 Tab., 8 Taf., 3 Beil., Amsterdam (Elsevier) 1962.
- BRAUNSTINGL, R.: Geologie der Flyschzone und der Kalkalpen zwischen Ennstal und Steyrtal (Oberösterreich). – Anz. Akad. Wiss. math.-naturw. Kl., **122**, 111–118, 3 Abb., Wien 1985.
- BRAUNSTINGL, R.: Geologie der Flyschzone und der Kalkalpen zwischen Enns- und Steyrtal (Oberösterreich). – Unpubl. Diss. Univ. Salzburg, 162 S., 55 Abb., 2 Beil., Salzburg 1986.
- CHAMBERLAIN, C. K.: Trace Fossil Ichnofacies of an American Flysch. – A Guidebook to the Tracefossils and Paleocology of the Ouachita Geosyncline, 23–37, 4 Abb., Tulsa (Oklahoma) 1978.
- CLAR, E. & HORNINGER, G.: Exkursion I/6: Übersichtsexkursion Baugeschichte. – Mitt. Geol. Ges., **57**, H. 1, 107–145, 10 Abb., 1 Taf., Wien 1964.
- EGGER, H.: Neue Erkenntnisse zur Geologie der Nördlichen Kalkalpen und der Flyschzone in den oberösterreichischen Voralpen zwischen Ennstal, Pechgraben und Ramingbach. – Anz. Akad. Wiss., math.-naturw. Kl., **122**, 119–124, 1 Abb., Wien 1985.
- EGGER, H.: Zur Geologie der Nördlichen Kalkalpen und der Flyschzone in den oberösterreichischen Voralpen zwischen Ennstal, Pechgraben und Ramingbach. – Unpubl., Diss. Univ. Salzburg, 146 S., 27 Abb., 2 Beil., Salzburg 1986.
- FAUPL, P.: Vorkommen und Bedeutung roter Pelite in den Kaumberger Schichten des Wienerwaldflysches, Niederösterreich. – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., Jg. 1976, H. 8, 449–470, 6 Abb., 5 Tab., Stuttgart 1976.
- FREIMOSER, M.: Zur Stratigraphie, Sedimentpetrographie und Faziesentwicklung der Südostbayerischen Flyschzone und des Ultrahelvetikums zwischen Bergen/ Obb. und Salzburg. – Geol. Bavarica, **66**, 7–91, 8 Abb., 2 Tab., 6 Beil., München 1972.
- GEYER, G.: Über die Schichtfolge und den Bau der Kalkalpen im unteren Enns- und Ybbstale. – Jb. Geol. Reichsanst., **59**, H. 1, 29–101, 3 Abb., 1 Taf., Wien 1909.
- GÖTZINGER, G. & BECKER, H.: Zur geologischen Gliederung des Wienerwaldflysches (neue Fossilfunde). – Jb. Geol. B.-A., **82**, 343–396, 5 Abb., 5 Taf., Wien 1932.
- GRÜN, W.: Die Autobahnaufschlüsse im Bereich der Westeinfahrt – Wien. – Unpubl. Diss. phil. Fak. Univ. Wien, 234 S., 59 Abb., 2 Tab., 14 Taf., Wien 1968.
- HOFER, J. & TICHY, G.: Profile aus der unteren Muntigler Serie (Flysch) des Henndorfer Waldes, Salzburg. – Karinthin, **89**, 73–94, 3 Abb., 3 Tab., 2 Taf., Klagenfurt 1983.
- KSIASKIEWICZ, M.: Bathymetry of the Carpathian flysch basin. – Acta geol. Pol., **25**, H. 3, 309–367, 5 Abb., Warszawa 1975.
- MAURER, H.: Zur Geologie des Helvetikums und der Flyschzone zwischen dem Steyr- und Kremstal. – Mitt. Geol. Ges. Wien, **64**, (1971), 137–172, 4 Taf., Wien 1972.
- MÜLLER-DEILE, G.: Flyschbreccien in den Ostalpen und ihre paläogeographische Auswertung. – N. Jb. Miner. etc., Beil.-Bd., **84**, Abt. B, 6 Taf., Stuttgart 1940.
- PETTIJOHN, F. J. et al.: Sand and Sandstone. – 618 S., 258 Abb., New York (Springer) 1973.
- PREY, S.: Helvetikum, Flysch und Klippenzone von Salzburg bis Wien. – In: OBERHAUSER, R. (Red.): Der geologische Aufbau Österreichs, 189–217, 6 Abb., Wien (Springer) 1980.
- RICHTER, M. & MÜLLER-DEILE, G.: Zur Geologie der östlichen Flyschzone zwischen Bergen (Obb.) und der Enns (Oberdonau). – Z. dt. geol. Ges., **92**, 416–430, 1 Beil., Berlin 1940.
- SCHNABEL, W.: Geologie der Flyschzone einschließlich der Klippenzonen. – Arbeitstagung der Geologischen Bundesanstalt, Blatt 71 – Ybbsitz, 17–42, Wien 1979.
- SEILACHER, A.: Use of Trace Fossils for recognizing depositional environments. – In: Soc. Econ. Paleont. Miner. Short Course, **5**, 167–181, 10 Abb., Tulsa 1978.
- SEITZ, O.: Die Inoceramen des Santon und Untercampan von Nordwestdeutschland, II. Teil. – Beih. Geol. Jb., **75**, 171 S., 8 Abb., 27 Taf., Hannover 1967.
- STURM, M.: Die Geologie der Flyschzone im Westen von Nußdorf (Attersee). – Unpubl. Diss. phil. Fak. Univ. Wien, 302 S., 9 Abb., 11 Taf., 8 Beil., Wien 1968.
- TOLLMANN, A.: Geologie von Österreich, Band 2 (Außer-zentralalpiner Teil). – 710 S., 286 Abb., 27 Tab., Wien (Deuticke) 1985.
- WEIDICH, K. F.: Feinstratigraphie, Taxonomie planktonischer Foraminiferen und Palökologie der Foraminiferengesamtfau-na der kalkalpinen tieferen Oberkreide (Untercenoman – Untercampan) der Bayerischen Alpen. – Bayer. Akad. wiss., math.-naturw. Kl., Abh. N. F., H. 162, 151 S., 50 Abb., 21 Taf., München 1984.

Manuskript bei der Schriftleitung eingelangt am 17. Dezember 1986.

Ein Breccienvorkommen bei Scheibbs (Niederösterreich). Zur Kenntnis paläogener Grobklastika aus der Buntmergelserie

Von PETER FAUPL & WOLFGANG SCHNABEL*)

Mit 5 Abbildungen

*Niederösterreich
Ultrahelvetikum
Grestener Klippenzone
Buntmergelserie
Grobklastika
Paleozän
Paläogeographie
Helvetisches Kristallin*

*Österreichische Karte 1 : 50.000
Blatt 54*

Inhalt

Zusammenfassung	153
Abstract	153
1. Einleitung	153
2. Die geologische und stratigraphische Position des Grobklastikavorkommens	154
3. Das Komponentenspektrum	156
3.1. Plutonite	156
3.1.1. Metagranite	156
3.1.2. Metagranodiorite	156
3.1.3. Metadiorite	156
3.2. Metamorphite	157
3.2.1. Monometamorphe kristalline Schiefer	157
3.2.2. Quarzite	157
3.2.3. Kalkmarmor	157
3.3. Sedimentgesteine	157
3.3.1. Calpionellen-führende Mudstones	157
3.3.2. Bioklasten-führende Grainstones	157
3.3.3. Sandige Kieselkalke	157
3.3.4. Hornsteine	157
3.4. Bioklasten	157
4. Interpretation und Schlußfolgerungen	158
Dank	161
Literatur	161

Zusammenfassung

Aus der Buntmergelserie W von Scheibbs (Grestener Klippenzone – Ultrahelvetikum) wird eine paleozäne Breccie (NP 1) beschrieben. Von den Karbonatgesteinskomponenten sind Tiefwasserkarbonate (Aptychenschichten) und Seichtwasserkarbonate des Malm hervorzuheben. Letztere weisen auf eine Vorlandentwicklung hin. Das kristalline Material setzt sich aus grünlichen Metagraniten, Metagranodioriten und monometamorphen chloritreichen kristallinen Schiefen zusammen. Unter den umgelagerten Bioklasten sind Orbitoiden besonders erwähnenswert. Die paläogeographische Situation dieses Liefergebietes wird diskutiert.

Abstract

From the Buntmergelserie West of Scheibbs (Klippen Zone of Gresten – Ultrahelvetic) an occurrence of breccias of Paleocene age (NP 1) is described. The predominant carbonate clasts are represented by deepwater carbonates (Aptychenschichten) and shallow water platform carbonates of Malmian age. The crystalline material consists of greenish metagranites and metagranodiorites, and of monometamorphic chlorite-rich schists. From the resedimented bioclasts orbitoids are of special interest. The paleogeographic position of the source area of this breccias is discussed.

*) Anschriften der Verfasser: Univ.-Prof. Dr. PETER FAUPL, Institut für Geologie der Universität, Universitätsstraße 7, A-1010 Wien; Dr. WOLFGANG SCHNABEL, Geologische Bundesanstalt, Rasumofskygasse 23, A-1031 Wien.

1. Einleitung

Aus dem Bereich der ober- und niederösterreichischen Buntmergelserie sind zahlreiche paläogene

Grobklastikavorkommen bekannt (vgl. PREY, 1957; FAUPL, 1978). Diese Grobklastika scheinen im unteren Eozän ihren Verbreitungsschwerpunkt zu besitzen. Im Gebiet von Scheibbs über Plankenstein bis Texing sind sie besonders häufig anzutreffen, wie neueste Kartierungen zeigen (SCHNABEL et al., 1986; SARNTHEIN et al., 1986).

Das hier behandelte Breccienvorkommen im Gebiet von Scheibbs gehört zu den größten dieser Art, vergleichbar etwa mit den Vorkommen von Bernreith/Gölsen oder von Texing. Es ist bei PARLOW (1950, p. 29) als Eozänvorkommen verzeichnet und konnte im Zuge der Neukartierung für das Kartenblatt 54 Melk von einem der Autoren (W. SCHNABEL) wieder aufgefunden werden. Seine polygene Zusammensetzung ließ eine detaillierte Bearbeitung interessant erscheinen.

Untersuchungen an kristallinen Komponenten der Klippenzone berühren letztendlich immer das Problem, die Grundgebirgsbeziehungen zwischen dem außeralpinen Vorland und den alpinen Kristallinaren (vgl. EXNER in GÖTZINGER & EXNER, 1953; FAUPL, 1973, 1975, 1978; FRASL, 1980, 1984; WIESENER, 1966; WIESENER et al., 1976). Diese gesamte Problematik spiegelt sich unter anderem auch in der unterschiedlichen Auffassung über die Herleitung des „Granites vom Leopold von Buch-Denkmal“ wider (siehe WIDDER, 1986).

Kenntnisse über das Grundgebirge des Helvetikums s. I. (gemeint ist einschließlich ultrahelvetischer Areale) im Bereich der Ostalpen lassen sich praktisch nur aus den Kristallinvorkommen der Grestener Klippenzone und der damit verbundenen Buntmergelserie gewinnen. Eng verknüpft mit der Frage der Zusammensetzung dieses „Helvetischen Kristallins“ ist aber auch das Problem der Position der Tauernzentralgneisdecken. Die paläogeographische Heimat dieser Tauernzentralgneisdecken mit ihren variszischen Granitoiden wird von OBERHAUSER (1980) im Bereich des südlichen Helvetikums s. I. vermutet. Auch TRÜMPY (1971) neigt zu einer Einwurzelung dieser Decken nahe dem Helvetikum s. I., während z. B. CLAR (1965, Taf. 3), TOLLMANN (1965), FRISCH (1975, 1976) oder FAUPL (1978) für die Tauernzentralgneisdecken eine mittelpenninische Position annehmen.

Aber nicht nur die kristallinen Komponenten sind von Interesse. Auch die sedimentären Komponenten liefern wertvolle Hinweise, vor allem hinsichtlich der mesozoisch-alttertiären Entwicklung des helvetischen Schelfes.

2. Die geologische und stratigraphische Position des Grobklastikavorkommens

Das Grobklastikavorkommen liegt in einer schmalen nordvergenten Aufbruchzone der Grestener Klippenzone zwischen Gesteinen der Rhenodanubischen Flyschzone, unmittelbar westlich des Erlauf Tales, und ca. 1 km nördlich des Kalkalpenrandes (vgl. Abb. 1). Es handelt sich bei dieser Aufbruchzone um den Hauptzug der Grestener Klippenzone, der östlich des Erlauf Tales sehr breit entwickelt ist, sich jedoch westlich des Tales sehr stark verschmälert. Im Nahbereich des Grobklastikavor-

kommens wird die Klippenzone hauptsächlich von Aptychenschichten und Gesteinen der Buntmergelserie aufgebaut. Untergeordnet sind auch Grestener Schichten anzutreffen. Es handelt sich um die Grestener Klippenzone s. str. im Sinne von SCHNABEL (1979, 1983), die sich aus Grestener Schichten bis hin zu neokomen Aptychenschichten und aus Buntmergelserie zusammensetzt. SCHNABEL (1983, p. 302) ordnet diesen untersuchten Bereich der Scheibbs Fazies zu und unterscheidet ihn von der Waidhofener Fazies.

Das Grobklastikavorkommen bildet im Bereich der Klippenzone einen deutlichen Härtlingszug von ca. 40 m streichender Erstreckung. Der Zugang erfolgt über den Lampelsberggüterweg, südlich des Bahnhofes von Scheibbs. Beim Gehöft Schachner zweigt ein Güterweg Richtung Süden zu den Gehöften Goganz und Bichl (Kt. 499) ab. Zwischen Schachner und Goganz zweigt von dieser Straße dann ein Karrenweg nach Osten ab, der in den unmittelbaren Nahbereich des Breccienvorkommens führt. Direkt an der Abzweigung des Karrenweges steht die Zementmergelserie an. Unmittelbar beim Gehöft Goganz sind die Aptychenschichten erschlossen.

Das Breccienvorkommen ist in einer Mächtigkeit von ca. 1 m zugänglich. An seiner Südseite in direktem, wahrscheinlich auch primärem Kontakt mit der Breccie stehen steilstehende graue siltige Tonmergel mit vereinzelt dünnen (bis 5 cm) Bänkchen von grau fleckigem, feinkörnigem Sandstein-Siltstein mit kalkigem und siliziklastischem Detritus. Makroskopisch sind sie den Grestener Schichten sehr ähnlich. Aus den Tonmergeln konnte eine Nannoflora (det. H. STRADNER, Wien) gewonnen werden.

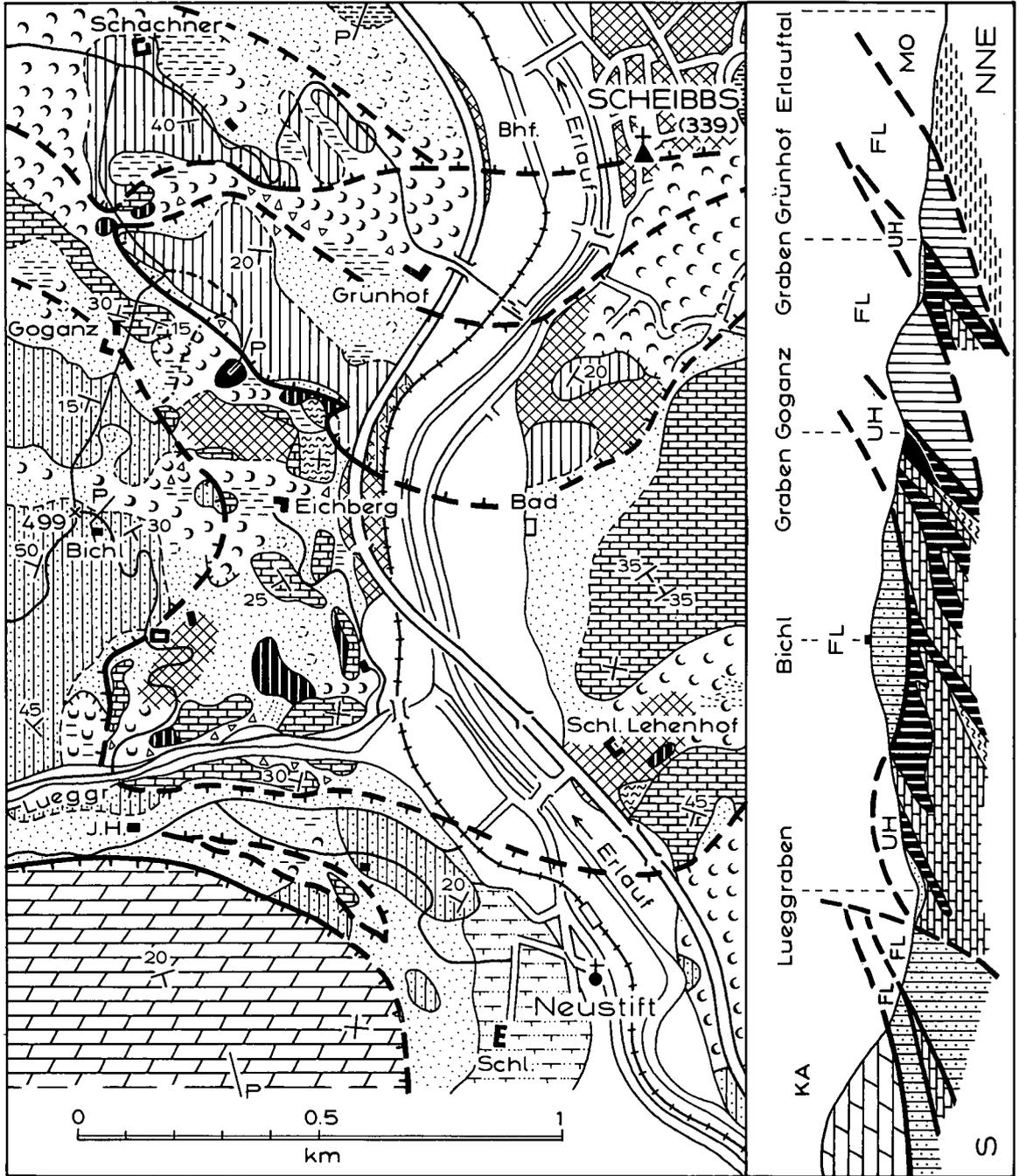
Micula staurophora
Cribrosphaerella ehrenbergi
Zygodiscus spiralis
Prediscosphaera cretacea
Watznaueria barnesae
Biantholithus sparsus (!)
Arkhangelskiella cymbiformis
Chiassozygus litterarius
(Schlechte Erhaltung; hohe Frequenz; NP 1)

Die Nannoflora läßt eine stratigraphische Zuordnung in das tiefste Paleozän (NP 1) zu. Umgelagerte Fossilien aus der Grundmasse der Breccie, wie Orbitoiden, geben Hinweis auf höhere Oberkreide. Gut erhaltene Lithothamnien lassen nur eine geringe Umlagerung erkennen.

Die korngestützte Breccie zeigt keine Schichtung. Sie ist schlecht sortiert und setzt sich aus teils angerundeten, teils auch gut gerundeten Komponenten zusammen. Die Matrix ist sandig-kalkig. Die größten Komponenten liegen bei 50 cm Durchmesser (dunkelgraue siltige Tonmergelschollen). Die Hauptmasse der Komponenten liegt zwischen 5 und 20 cm.

Die gesamte Folge stimmt weitgehend mit dem von PREY (1957, 311–312) beschriebenen Vorkommen zwischen Gresten und Reinsberg überein (N Wegbauer, E Hinterbucha). Hier sind die Grobklastika ebenfalls von flyschähnlichen Serien des tiefen Paleozän, Nannoplanktonzonen NP 3–4, begrenzt (siehe auch RUTTNER & SCHNABEL, Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 71 Ybbsitz, im Druck).

Abb. 1
Geologische Situation im Umfeld des Breccienvorkommens von Scheibbs nach der geologischen Aufnahme von W. SCHNABEL.



3. Das Komponentenspektrum

Das Grobklastikavorkommen von Scheibbs setzt sich aus vier Komponentengruppen zusammen:

- Plutonit-Gruppe, besonders grünliche granitische Gesteine sind auffällig.
- Metamorphit-Gruppe, sie besitzen überwiegend phyllitischen Habitus.
- Sedimentgesteinsgruppe, besteht hauptsächlich aus grauen Kalkgeröllen, Kieselkalken und Hornsteinbruchstücken.
- Bioklasten

Die Gesteine der Plutonit-Gruppe, wie auch die Kalke, sind hauptsächlich als grobe Komponenten anzutreffen und fehlen in der feiner Fraktion (<10 mm) fast vollständig, während neben den Bioklasten die Metamorphite, Quarzkörner, Feldspäte, Glimmerschuppen und Hornstein die Hauptmasse der Feinkies- und Sandfraktion bilden.

3.1. Plutonite

3.1.1. Metagranite

Es handelt sich um mittelkörnige Granite, die durch eine auffallende grünliche Gesteinsfarbe gekennzeichnet sind. Das Gestein ist richtungslos körnig ohne jegliche porphyrische Struktur.

Quarz, Alkalifeldspat und Plagioklas (Anorthitgehalt 28–31) bilden die Hauptmengteile. Die Alkalifeldspäte sind zur Gänze in Sekundärperthit (Schachbrettalbit) umgewandelt. Die polysynthetisch verzwilligten Plagioklase lassen eine schwach feinkörnige Fülle erkennen. Die Quarze sind stark undulös entwickelt. Im Bereich einzelner dünner kataklastischer Zonen (Abb. 2a) ist ein feinkörniges Quarzgranulat zu beobachten. Sehr häufig ist an diese Zonen auch feinschuppiger Chlorit und etwas Serizit gebunden. Neben diesem feinschuppigen Chlorit treten aber auch größere Chloritaggregate auf, die zur Gänze aus Biotit hervorgegangen sein dürften. Biotit selbst konnte nicht mehr nachgewiesen werden. Der Chlorit besitzt anomal braune Interferenzfarben und ist intensiv mit ilmenitischem Erz assoziiert. Zirkon, Apatit und Epidot treten als akzessorische Minerale auf.

Die intensive Schachbrettalbitisierung der Alkalifeldspäte, die Chloritbildung und die an distinkten Katakla-

sezonen gebundene Rekristallisation des Quarzes weisen auf eine retrograde Überprägung dieses granitischen Gesteins hin.

Volumetrische Zusammensetzung: Quarz 46,3 %, Alkalifeldspat 26,5 %, Plagioklas 24,0 %, Chlorit 2,2 %, Akzessorien 1,0 %. Die Zusammensetzung entspricht nach der Nomenklatur von STRECKEISEN (1974) einem Granit (Q48, K27, P25).

3.1.2. Metagranodiorite

Das mittelkörnige Gestein, ebenfalls mit einem schwach grünlichen Farbeinschlag, läßt makroskopisch eine Andeutung einer Schieferung erkennen.

Plagioklas und Quarz sind die häufigsten Mineralbestandteile. Kalifeldspat und Biotit treten mengenmäßig deutlich in den Hintergrund. Volumetrische Zusammensetzung: Quarz 31,3 %, Alkalifeldspat 12,7 %, Plagioklas 47,5 %, Biotit und Chlorit 8,5 %. Nach der Nomenklatur von STRECKEISEN (1974) entspricht dieses Gestein einem Granodiorit (Q 34, K 14, P 52).

Die Plagioklase sind intensiv von Hellglimmer- und Klinozoisitmikrolithen durchsetzt (Abb. 2b). An weniger intensiv gefüllten Plagioklasen ist noch eine polysynthetische Verzwilligung zu erkennen. Die bedeutend stärkere Fülle im Vergleich zu den Plagioklasen des Metagranits deutet möglicherweise auf einen primär etwas höheren Anorthitgehalt hin. Die Quarze sind undulös ausgebildet. Sie besitzen gegeneinander stark verzahnte Korngrenzen, die größeren Kristalle gehen oft in kleinere Individuen über. Die großen Biotitschuppen lassen noch einen rotbraunen Pleochroismus erkennen, zeigen jedoch bereits alle Stadien der Umwandlung in Chlorit (anomal blaue Interferenzfarben). Der Alkalifeldspat weist nur selten eine sekundäre Perthitisierung auf. Im vorliegenden Material ist jedoch eine beginnende Kaolinitisierung zu beobachten. Apatit ist in Verbindung mit Biotit häufig anzutreffen.

3.1.3. Metadiorite

Das mittelkörnige Gestein besteht aus Plagioklas, Biotit und Chlorit. Die hypidiomorph ausgebildeten Plagioklase bilden ein sperriges Gefüge, dessen Zwickel von Biotit bzw. Chlorit eingenommen werden. Die Plagioklase sind intensiv polysynthetisch verzwilligt und führen Mikrolithe. Die Fülle ist jedoch viel weniger intensiv als bei den Metagranodioriten. Der rotbraune

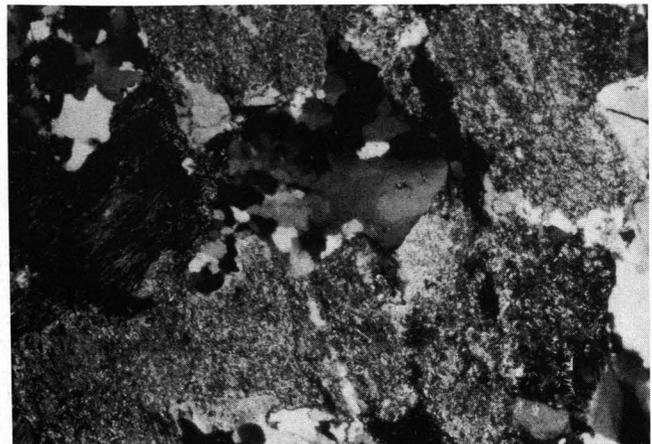
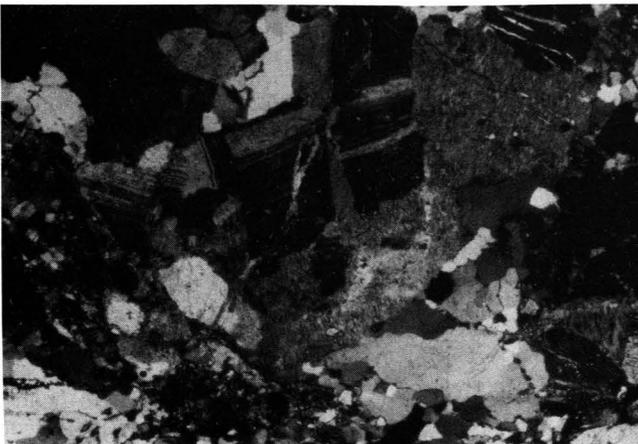


Abb. 2: Kristallinkomponenten aus dem Breccienvorkommen von Scheibbs.

- a) Metagranit mit Schachbrettalbit, Plagioklas und Quarz. Kataklastische Zone (linker unterer Bildabschnitt); Nicols +, Bildbreite 2,2 mm.
b) Metagranodiorit mit intensiv gefüllten Plagioklasen, Quarz und Chlorit; Nicols +, Bildbreite 2,2 mm.

Biotit ist in einem hohen Ausmaß in Chorit umgewandelt. In Verbindung mit diesen Schichtsilikaten findet sich Leukoxen und Apatit. Im Randbereich größerer Plagioklaskristalle, aber auch zwischen den Schichtsilikaten sind kleine xenoblastische Plagioklase (? Albit) anzutreffen.

3.2. Metamorphite

3.2.1. Monometamorphe kristalline Schiefer

Diese Gesteinsgruppe ist besonders an die feineren Korngrößenklassen (<10 mm) gebunden. Es handelt sich bei diesen Metamorphiten um Gesteine mit einem phyllitischen Habitus. Sie sind untereinander durch ein stark wechselndes Mengenverhältnis von Quarz, Albit, Chlorit und Hellglimmer gekennzeichnet. Es treten folgende Gesteinstypen auf:

- Chlorit-Albit-Quarzschiefer
- Serizit-Chlorit±Albit-Quarzschiefer
- Serizit-Chlorit-Albitschiefer
- Chloritschiefer

Der Albit läßt im allgemeinen ein porphyroblastisches Wachstum erkennen. Es konnten in diesen Gesteinen keine Reliktminerale, wie Biotit oder Granat, beobachtet werden, so daß angenommen werden darf, daß die Mehrzahl dieser phyllitischen Gesteinsfragmente als progressiv metamorphe Bildung der schwachtemperierten Grünschieferfazies zu betrachten sind.

Ebenfalls zu dieser Gesteinsgruppe der monometamorphen kristallinen Schiefer ist ein Albit-Chlorit-Aktinolithschiefer zu zählen. Dieser Gesteinstyp wurde nur ein einziges Mal angetroffen. Es handelt sich um ein Gestein mit einem straff geregelten s-Gefüge, welches von den Mineralien Aktinolith und Chlorit getragen wird. Der Amphibol bildet vereinzelt aber auch Querindividuen. Amphibol und Chlorit (anomal blaue Interferenzfarben) sind intensiv miteinander verwachsen. Kleine Albitporphyroblasten sind in lockeren Zeilen angeordnet. Das Gestein führt auch reichlich Ilmenit, welcher weitgehend in Leukoxen umgewandelt ist.

3.2.2. Quarzite

In den meisten Fällen bilden die Quarze ein gleichkörniges Gefüge, in dem die einzelnen Kristalle nur wenig in s gelängt erscheinen. Sie besitzen gegeneinander verzahnte Korngrenzen und sind undulös entwickelt. Hellglimmer und Chlorit treten nur ganz untergeordnet auf. Hämatit ist manchmal häufig anzutreffen. Neben diesen Quarztypen gibt es aber auch Übergänge zu Quarzprotomyloniten im Sinne von HEITZMANN (1985).

3.2.3. Kalkmarmor

Es handelt sich um eine einzelne Komponente. Das Gestein fällt durch sein stark verzahntes grobspätiges Calcitgefüge auf.

3.3 Sedimentgesteine

3.3.1. Calpionellen-führende Mudstones

(Abb. 3a)

Graue mikritische Kalke, die als kennzeichnende Komponenten Calpionellen, aber auch Saccocomen

führen, bilden die häufigsten Kalkgerölle. Im Kalkmikrit ist teilweise eine „pelletartige“ Struktur zu erkennen. Neben zarten Schalenbruchstücken sind vereinzelt auch Radiolarien zu beobachten, die teilweise in Chalzedon, oder teilweise vollständig in Calcit umgewandelt sind. Terrigene (mono- und polykristalline Quarze) sind nur in geringem Maße vorhanden. In einigen Proben ist jedoch der Biogengehalt so hoch, daß von Wackestones zu sprechen ist.

Es handelt sich bei diesen Kalken um den sogenannten Aptychenkalktyp, einer Tiefwasserkarbonatfazies, die im tethyalen Tithon-Neokom weit verbreitet ist, so auch unter der Bezeichnung Blassensteinschichten in der Schichtfolge der Grestener Klippenzone. Mudstones, die außer Radiolarien keine weiteren Biogene erkennen lassen, wurden ebenfalls zu dieser Tiefwasserkarbonatfazies gerechnet.

3.3.2. Bioklasten-führende Grainstones

(Abb. 3b-f)

Es handelt sich bei diesen Gesteinen ebenfalls um graue Kalke. An typischen Bioklasten sind Trocholinen, andere Foraminiferen, Algen, Bryozoen und Echinodermenspat zu nennen. Bestimmbar waren neben weitlumigen Trocholinen die hochspirale Form *T. elongata* LEUPOLD sowie die diversen Algen wie Solenoporaceen und Dasycladaceen. Weiters finden sich Quinqueloculinen und *Valvulina* sp.

Neben den Bioklasten sind Aggregatkörner und onkoidische Partikel anzutreffen. Die Bioklasten lassen eine deutliche Mikritisierung erkennen. Partienweise geht der Grainstone in einen Packstone über.

In Probe 379/1 fanden sich neben dem bioklastischen Seichtwassermaterial auch Intraklasten der Calpionellenfazies (Abb. 3f). Diese Komponenten sind im allgemeinen nicht scharf gegen den übrigen Grainstone abgegrenzt.

Die Bioklasten-führenden Grainstones repräsentieren Seichtwassermaterial des Malm, wie sie als Schichtglieder aus der Grestener Klippenzone unbekannt sind.

3.3.3. Sandige Kieselkalke

Neben Calcit und kieseliger Substanz fällt ein hoher Gehalt an Dolomit auf. Hoch ist auch der Gehalt an terrigenen Komponenten (Quarz, Glimmer, Feldspat).

3.3.4. Hornsteine

Diese Partikel sind intensiv mit Dolomit durchsetzt und führen Calcit nur ganz untergeordnet. Eindeutige biogene Strukturen, wie z. B. Radiolarien, sind kaum zu beobachten. Ein Terrigengehalt (Quarz) ist manchmal auffallend.

3.4. Bioklasten

(Abb. 4a-d)

In der Grundmasse der Breccie finden sich eine ganze Reihe von Bioklasten. Am häufigsten sind Lithothamnien vertreten. Ebenfalls zahlreich sind großwüchsige Orbitoiden und Pfeilertragende Rotaliiden, die nach Auskunft von Herrn Dr. R. OBERHAUSER, Wien, ein Maastrichtalter belegen dürften. Als weitere Bioklasten kommen Echinodermengrus, diverse Schalenfragmente (darunter auch dickprismatische),

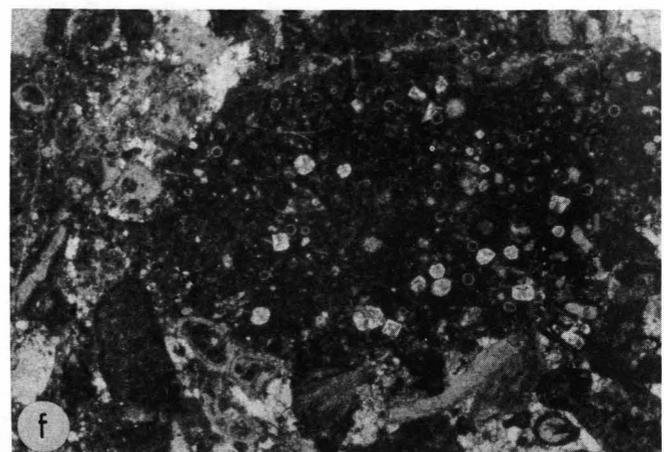
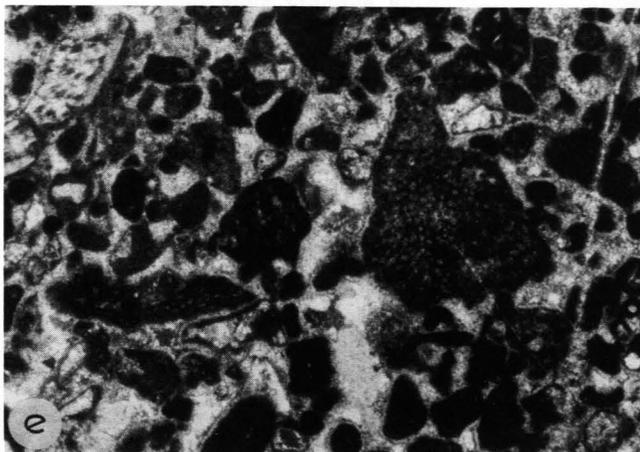
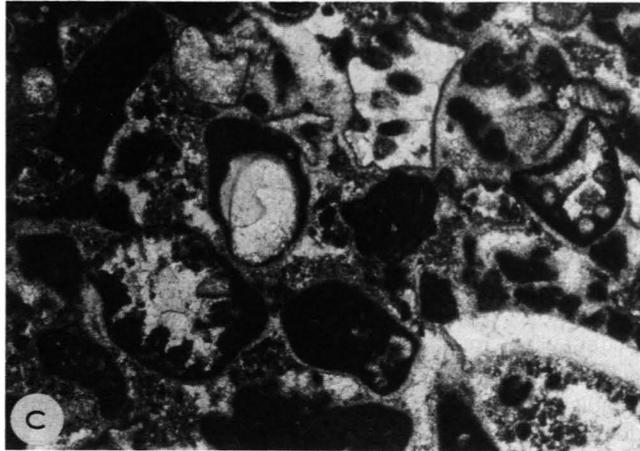
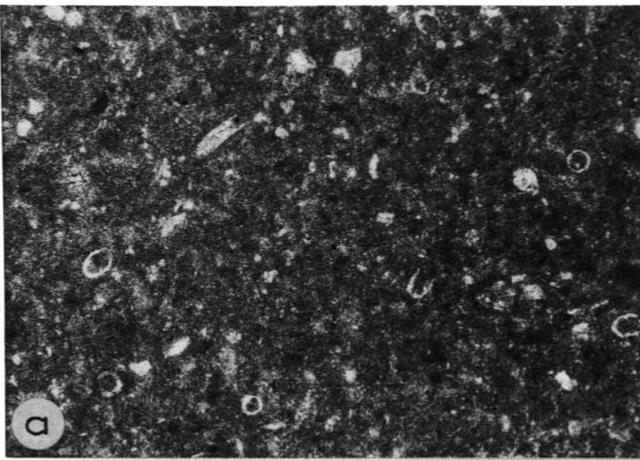


Abb. 3: Kalkkomponenten aus dem Breccienvorkommen von Scheibbs.

a) Calpionellenkalk (= Aptychenkalkfazies). Diese Fazies bildet die Hauptmasse der Kalkkomponenten. Bildbreite 0,9 mm.

b-f) Seichtwasserkalkfazies des Malm (Bildbreite 2,2 mm).

b,c = Trocholinen; d = Dasycladaceenfragment; e = Fragmente von Solenoporaceen; f = Intraklast der Calpionellenkalkfazies im Seichtwasserkalkmaterial des Malm.

Bryozoen- und Schwammreste vor. Die Bioklasten, ganz besonders die Lithothamnien, sind intensiv von idiomorphem Quarzzement durchdrungen, was in einzelnen Fällen zu einer fast vollständigen Verdrängung durch Quarz führen kann.

4. Interpretation und Schlußfolgerungen

Bei den Kalkgeröllen mit ihren zwei Faziestypen (Tiefwasser- und Seichtwasserkarbonaten) läßt sich

eine Zuordnung zu einer bestimmten Entwicklung treffen. Die Hauptmasse der Kalkgerölle entstammt der oberjurassischen bis tiefneokomen Aptychenkalkfazies. Daneben finden sich die wesentlich seltener vorkommenden Trocholinen-führenden Seichtwasserkalkkomponenten, die ebenfalls oberjurassisches Alter besitzen. Für die Beurteilung, in welcher Beziehung nun diese beiden Fazies zueinander gestanden sind, ist die Beobachtung von Bedeutung, daß nämlich Aptychenkalkkomponenten in Form von Intraklasten auch in den Seichtwasserkalken selbst vorkommen. Es ist daher

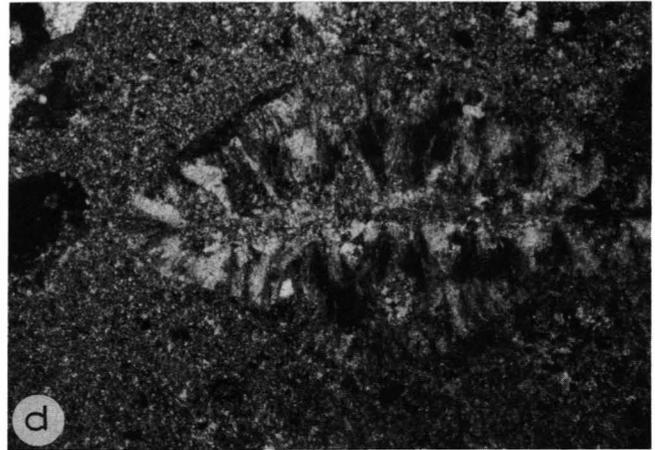
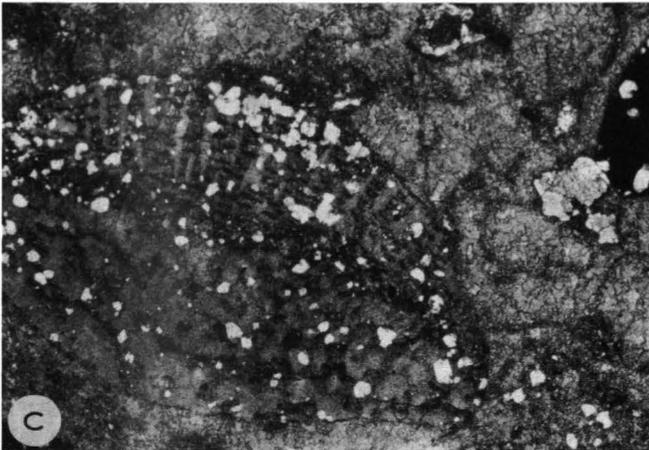
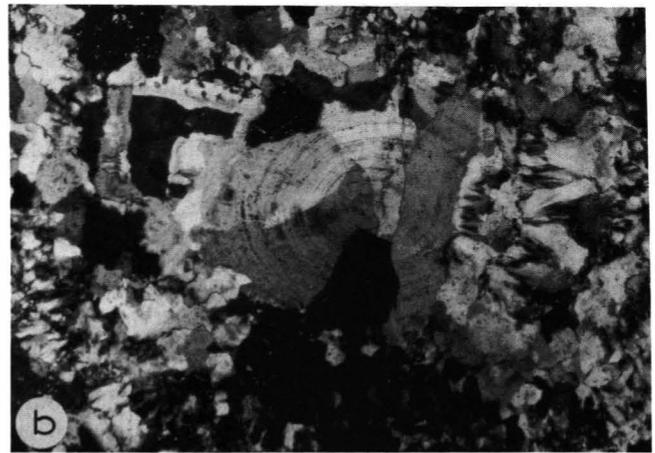
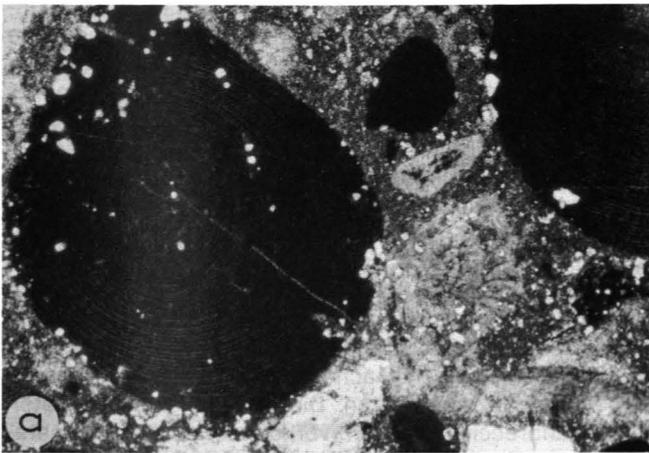


Abb. 4: Bioklasten aus der karbonatischen Grundmasse des Breccienvorkommens von Scheibbs.
 a) Lithothamnien und rotaliide Foraminifere, vereinzelt idiomorpher Quarzzement; Nicols ||.
 b) Völlig von Quarzzement verdrängte Lithothamnie; Nicols +.
 c) *Orbitoides*, idiomorpher Quarzzement; Nicols ||.
 d) Pfeilerstruktur einer rotaliiden Foraminifere; Nicols +.
 Alle Bildbreiten 2,2 mm.

vorstellbar, daß das Liefergebiet der paleozänen Breccie von Tiefwasserkarbonaten (= Aptychenkalkfazies) aufgebaut war, in die einzelne kalkturbiditische Bänke, faziell vergleichbar den Barmsteinkalkbänken der Nördlichen Kalkalpen (vgl. STEIGER, 1981), eingeschaltet waren. Auch in den Barmsteinkalken sind solche Calpionellen-führende Mudstoneklasten zu beobachten, die von STEIGER (1981, Taf. 21, Fig. 1 und 2) als vom Suspensionsstrom erosiv aufgenommenes Beckennormalsediment interpretiert wurden.

Ein solches Nebeneinandervorkommen von Aptychenkalkfazies und Seichtwassermaterial ist auch aus der Oberjuraschichtfolge der Klippenkerne selbst bekannt. So sind nach DECKER (1987) malmische Seichtwasserelemente ein wesentlicher Bestandteil der arenitischen Partien von Kalkturbiditen in den Konradsheimer Schichten, wobei als Beckennormalsediment der Konradsheimer Schichten die Aptychenkalkfazies s.l. zu betrachten ist.

Die Seichtwasserkalkelemente befinden sich nach dieser Interpretation in der Paleozänbreccie bereits auf tertiärer Lagerstätte. Es braucht daher im unmittelbaren Bereich des Liefergebietes für diese Paleozänbreccie kein oberjurasisches Seichtwasserkarbonatargebiet angenommen zu werden.

Während die Seichtwasserkarbonate aus dem vorliegenden Breccienvorkommen nur indirekt die Existenz einer helvetischen Karbonatplattform belegen, gibt es aus dem Bereich der Klippenzone von Texing (Niederösterreich) auch direkte Hinweise. So beschreibt SCHWINGENSCHLÖGL (1981, S. 60) sogenannte „Tressensteinkalke“ (= Riffschuttkalk des Malm), die in ihrem mikrofaziellen Aufbau diesem hier beschriebenen Material sehr ähnlich sind. Bei dem Texinger Vorkommen handelt es sich jedoch um Gesteinskörper in der Größenordnung bis zu 100 m Erstreckung. Diese Gesteinskörper dürften am ehesten als Olistholithe in die paläogene Buntmergelserie eingesedimentiert worden sein.

Diese „Tressensteinkalke“ zwingen zur Überlegung, inwieweit kalkalpines Material an der Zusammensetzung der Grobklastika beteiligt sein könnte (siehe SARNTHEIN et al., 1986). Ein paleozänes Alter dieser Serie schließt eine Schüttung aus den Kalkalpen jedenfalls aus, da ja der Rhenodanubische Flyschtrog zu dieser Zeit das Ultrahelvetikum und die Kalkalpen geschieden haben muß. Das vollständige Fehlen von kennzeichnenden Gesteinen des Ostalpins spricht gemeinsam mit den paläogeographischen Überlegungen jedenfalls gegen irgendeine Beteiligung ostalpiner Sedimente

bei der Bildung der Grobklastika des Ultrahelvetikums. Auch Gesteine der Flyschzone konnten nicht nachgewiesen werden.

Im Gebiet östlich des Leopold von Buch-Denkmal konnte jüngst WIDDER (1986, Abb. 4) in der paläogenen Buntmergelserie zusammen mit granitoiden Blöcken und basischen Magmatiten auch malmische Seichtwasserkalkblöcke mit *Clypeina jurassica* FAVRE auffinden. Es handelt sich hierbei um durchaus vergleichbare Klastikavorkommen.

Ein weiteres Vorkommen von malmischen Seichtwasserkarbonatkomponenten im sogenannten Haunsberg-Wildflysch ist durch FRASL & E. FLÜGEL (1987) bekannt geworden. Auch in diesem Vorkommen treten neben den Seichtwasser-Kalkkomponenten auch reichlich Aptychenkalke auf. Allerdings besteht zur Zeit bezüglich der geologisch-tektonischen und stratigraphischen Position dieses Vorkommens noch eine gewisse Unsicherheit.

Die Hauptmasse der Plutonitgesteinskörper in der Klippenzone und der Buntmergelserie haben granodioritische bis tonalitische Zusammensetzung und sind durch eine schwache retrogradmetamorphe Überprägung gekennzeichnet. Die Metagranodiorite und der Metadiorit aus dieser Breccie fügen sich daher in das allgemein aus den Grestener Klippen bekannte Spektrum gut ein (Abb. 5). Gesteinstypen, wie der grüne Metagranit konnten jedoch bis jetzt in dieser Ausbildung nicht angetroffen werden. Aber auch bei diesem Gestein sind schwach retrograde Metamorphosemerkmale zu beobachten.

Was die zahlreichen metamorphen Schiefer betrifft, so fällt auf, daß hier deutlich diaphthoritische Typen fehlen, wie sie etwa aus der Bernreither Breccie (FAUPL, 1978, p. 31) bekannt sind. Bei den hier vorliegenden Klastika handelt es sich um monometamorphe phyllitische Gesteine, die teilweise sehr Chlorit-reich sind. Chloritschiefer sind unter anderem auch aus dem kristallinen Untergrund bei Wien (Bohrung Mauerbach 1a; WIESENER, 1976, p. 523) bekannt.

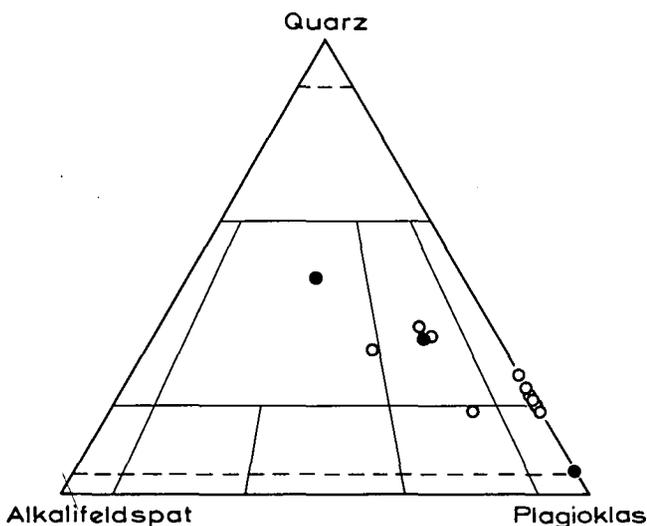


Abb. 5: Stellung der granitoiden Gesteine aus dem Breccienvorkommen von Scheibbs im Vergleich zu anderen granitoiden Gesteinskörpern aus dem Bereich der Grestener Klippenzone (FAUPL, 1975; FRASL, 1980).

Bezüglich der geologischen Herkunft der granitoiden Gesteinskörper hat FAUPL (1973, 1975) eine enge Verwandtschaft zu moravischen Gesteinen aufgezeigt. Nun konnte FRASL (1984, p. 59ff) nachweisen, daß beson-

ders die tonalitischen Typen (Typus Schaitten) mit Gesteinen vom kristallinen Untergrund der Molassezone von Mähren und mit jenen, welche unter dem Rand des Karpatenflysches erbohrt wurden, übereinstimmen. Es handelt sich um Gesteinskörper des Bruno-Vistulischen Massivs, das durch die cadomische Orogenese geprägt ist. Es ist daher vorstellbar, daß das sogenannte „helvetische Kristallin“ im Bereich der Ostalpen in einem beträchtlichen Umfang von Gesteinen, welche dem cadomischen Orogenesezyklus angehören, aufgebaut wird (vgl. hierzu FRASL, 1984, p. 69ff). Ob die ebenfalls durch Klastikafunde belegten mesometamorphen und diaphthoritisch überprägten kristallinen Schiefer die Funktion eines „Alten Daches“ gehabt haben, läßt sich zur Zeit nicht beantworten. Die in der hier bearbeiteten Paleozänbreccie reichlich vorkommenden, monometamorphen phyllitischen Gesteine dürften am ehesten einen jüngeren (post-plutonischen) Gesteinskörper repräsentieren. Eine endgültige Entscheidung bezüglich der Stellung der granitoiden Gesteinskörper in der Klippenzone werden allerdings erst radiometrische Altersdaten ermöglichen.

Auf jeden Fall wäre es schwer, von einem solchen cadomischen Kristallinareal die Tauernzentralgneisdecken mit ihren variszischen Plutoniten paläogeographisch abzuleiten. In diesem Zusammenhang muß auch noch in Betracht gezogen werden, daß größere Areale dieses „Helvetischen Kristallins“ auf jeden Fall mindestens bis ins Eozän hinein als Abtragsgebiete fungiert hatten, während die Tauernzentralgneise zu dieser Zeit bereits eine Versenkung erfahren haben müssen (Höhepunkt der Tauernkristallisation um 40 Mio. J. [CLIFF et al., 1971]).

Paläogeographisch interessant ist auch das Auftreten der Orbitoiden. Orbitoiden waren in den Ostalpen bis jetzt nur aus den Gosauablagerungen und aus dem Rhenodanubischen Flysch bekannt. Sie wurden bis jetzt jedoch nicht in der helvetischen Oberkreide oder der Oberkreide des Vorlandes (z. B. Waschbergzone) beobachtet. Auf Grund der Bioklasten in dem Breccienvorkommen kann nun belegt werden, daß zur Zeit des Maastrichts im südlichen Randbereich des helvetischen Schelfes eine Seichtwasserschwelle mit aktiver Karbonatproduktion (Orbitoiden, Pfeilertragende Rotalliden, Lithothamnien etc.) entwickelt war, die dann während des Dan als Abtragsgebiet fungiert hatte. Diese Seichtwasserschwelle der höheren Oberkreide war das nördliche Gegenstück zu jener Karbonatschelfzone, die das kalkalpine Gosaumeer im Süden begrenzt hatte (siehe FAUPL et al., 1987).

Zusammenfassend kann das Liefergebiet der Scheibbs Breccie, die als eine Tiefwasserrinnenfüllung des tieferen Paleozäns, eingeschaltet in die siltigen Mergel der Hangfazies der Buntmergelserie zu betrachten ist, folgendermaßen umschrieben werden:

- Granitoider Komplex, wahrscheinlich von cadomischem Alter; schwachmetamorphe retrograde Überprägung (?variszisch). Ein mesometamorpher Komplex (?Altes Dach) scheint in diesem Bereich zu fehlen.
- Phyllitischer Komplex, monometamorph, durch chloritreiche Gesteine gekennzeichnet. Wahrscheinlich eine postgranitische Serie.
- Tiefwasserkalke in Aptychenkalkfazies, mit eingeschalteten kalkturbiditischen Bänken (Seichtwassermetarial). Diese Entwicklung kann aus der

Oberjura-Schichtfolge der Grestener Klippenzone selbst abgeleitet werden. Dasselbe gilt auch für die Kieselkalkgerölle.

- Lithothamnienbioherme des Maastrichts; in diesem Faziesbereich treten auch die Orbitoiden auf.

Dank

Die Autoren sind Herrn Dr. R. OBERHAUSER, Wien für die Durchsicht des Dünnschliffmaterials zu großem Dank verpflichtet. Herrn Hofrat Dr. H. STRADNER gilt unser Dank für die Bearbeitung der Nannoproben. Herr Dr. R. SCHWINGENSCHLÖGL hat uns in dankenswerter Weise Dünnschliffe für Vergleichszwecke zur Verfügung gestellt.

Literatur

- CLAR, E.: Zum Bewegungsbild des Gebirgsbaues der Ostalpen. – Verh. Geol. B.-A., Sh. G, 11–35, Wien 1965.
- DECKER, K.: Faziesanalyse der Oberjura- und Neokomschichtfolgen der Grestener und Ybbsitzer Klippenzone im westlichen Niederösterreich. – Unveröff. Diss. Formal- u. Naturwiss. Fak. Univ. Wien, 248 S., Wien 1987.
- FAUPL, P.: Der Granit des Leopold von Buch-Denkmales (Vorbbericht). – Anz. Österr. Akad. Wiss., math.-naturw. Kl., **109**, 158–164, Wien 1973.
- FAUPL, P.: Kristallinvorkommen und terrigene Sedimentgesteine der Grestener Klippenzone (Lias–Neokom) in Ober- und Niederösterreich. – Jb. Geol. B.-A., **118**, 1–74, Wien 1975.
- FAUPL, P.: Faziestypen der paläogenen Buntmergelserie der östlichen Ostalpen. – Mitt. österr. geol. Ges., **68**, 13–38, Wien 1978a.
- FAUPL, P.: Zur räumlichen und zeitlichen Entwicklung von Breccien- und Turbiditserien in den Ostalpen. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., **25**, 81–110, Wien 1978b.
- FAUPL, P., POBER, E. & WAGREICH, M.: Facies development of the Gosau Group of the eastern parts of the Northern Calcareous Alps during the Cretaceous and Paleogene. – In: FLÜGEL, H. W. & FAUPL, P. (Eds.): Geodynamics of the Eastern Alps, 142–163, Wien (Deuticke) 1987.
- FRASL, G.: Zur Verbreitung der tonalitisches-quarzdioritischen Blöcke vom Typus Schaitten am Nordrand der Ostalpen (Beitrag zur Kenntnis des versenkten helvetischen Kristallins). – Mitt. österr. geol. Ges., **71/72**, 323–334, Wien 1980.
- FRASL, G.: Die ursprüngliche Basis von Flysch und Ultrahelvetikum in der Umgebung von Salzburg. – Jahresberichte Hochschulschwerpunkt S15, **1983**, 37–65, Graz 1984.
- FRASL, G. & FLÜGEL, E.: Clasts from the Haunsberg Wildflysch (N of Salzburg) – Implications on the Northern Border Zone of the Rhénodanubian Flysch Trough. – In: FLÜGEL, H. W. & FAUPL, P. (Eds.): Geodynamics of the Eastern Alps, 70–84, Wien (Deuticke) 1987.
- GÖTZINGER, G. & EXNER, Ch.: Kristallingerölle und -scherlinge des Wienerwaldflysches und der Molasse südlich der Donau. – Skizzen zum Antlitz der Erde, 81–106, Wien (Verl. Hollinek) 1953.
- HEITZMANN, P.: Kakirite, Kataklasite, Mylonite – Zur Nomenklatur der Metamorphite mit Verformungsgefügen. – Ecl. geol. Helv., **78**, 273–286, Basel 1985.
- OBERHAUSER, R. (Red.): Der geologische Aufbau Österreichs. – 701 S., Wien – New York (Springer-Verl.) 1980.
- PARLOW, E.: Die Kalkalpen und Flyschgrenze zwischen Hainfeld und Gresten V. – Unveröff. Diss. Phil. Fak. Univ. Wien, 121 S., Wien 1950.
- PREY, S.: Ergebnisse der bisherigen Forschung über das Molassefenster von Rogatsboden (N.Ö.). – Jb. Geol. B.-A., **100**, 299–358, Wien 1957.
- RUTTNER, A. & SCHNABEL, W.: Geologische Karte der Republik Österreich 1 : 50.000, Blatt 71 Ybbsitz. – Geol. B.-A., Wien, im Druck.
- SARNTHEIN, M., SCHNABEL, W., BAUMANN, K. H., HORWEGE, S. & SIROCKO, F.: Bericht 1983–1985 über geologische Aufnahmen in den westlichen niederösterreichischen Voralpen auf Blatt 55 Obergrafendorf. – Jb. Geol. B.-A., **129**, 399–401, Wien 1986.
- SCHNABEL, W.: Geologie der Flyschzone einschließlich der Klippenzone. – Arbeitstagung Geol. B.-A. 1979, Blatt 71 Ybbsitz, 17–42, Wien 1979.
- SCHNABEL, W.: Bericht 1982 über geologische Aufnahmen in der Grestener Klippenzone (westliche niederösterreichische Voralpen) mit großregionalen Faziesvergleichen auf den Blättern 54 Melk, 71 Ybbsitz und 72 Mariazell. – Jb. Geol. B.-A., **126**, 301–302, Wien 1983.
- SCHNABEL, W., SARNTHEIN, M., KASSENS, H. & VOGELSANG, E.: Bericht 1983–1985 über geologische Aufnahmen in den westlichen niederösterreichischen Voralpen auf Blatt 54 Melk. – Jb. Geol. B.-A., **129**, 396–399, Wien 1986.
- SCHWINGENSCHLÖGL, R.: Geologie der Kalkvoralpen und der subalpinen Zone im Raume Kirchberg/Pielach in Niederösterreich. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., **27**, 39–86, Wien 1981.
- STEIGER, T.: Kalkturbidite im Oberjura der Nördlichen Kalkalpen (Barmsteinkalk, Salzburg, Österreich). – Facies, **4**, 215–348, Erlangen 1981.
- STRECKEISEN, A.: Classification and Nomenclature of Plutonic Rocks. – Geol. Rundsch., **63**, 773–786, Stuttgart 1974.
- TOLLMANN, A.: Die Fortsetzung des Briançonnais in den Ostalpen. – Mitt. Geol. Ges. Wien, **57**, 469–478, Wien 1965.
- TRÜMPY, R.: Stratigraphy in mountain belts. – Geol. Soc. London Quart. Jour., **126**, 293–318, London 1971.
- WIESENER, H.: Die Beziehung der Granitoide im Untergrund der Nordalpen zum moldanubisch-moravischen und alpinkarpatischen Kristallin. – Tschermarks min. petr. Mitt., **11**, 459–474, Wien 1966.
- WIESENER, H., FREILINGER, G., KITTLER, G. & TSAMBOURAKIS, G.: Der kristalline Untergrund der Nordalpen in Österreich. – Geol. Rundsch., **65**, 512–525, Stuttgart 1976.
- WIDDER, R.: Neuinterpretation des Buchdenkmalgranites. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., **33**, 287–307, Wien 1986.

Manuskript bei der Schriftleitung eingelangt am 25. März 1987.

Neue Daten zur Altersstellung der Wildschönauer Schiefer und des Basaltvulkanismus im ostalpinen Paläozoikum der Kitzbüheler Grauwackenzone (Österreich)

Von HELMUT HEINISCH, WOLFGANG SPRENGER & KARSTEN WEDDIGE*)

Mit 4 Abbildungen

*Salzburg
Tirol
Kitzbüheler Alpen
Nördliche Grauwackenzone
Stratigraphie
Conodonten
Paläozoikum
Basaltvulkanismus
Plattentektonik
Kaledonische Orogenese*



IGCP-Project No. 5
Correlation
of Prevariscan and Variscan Events
of the Alpine-Mediterranean Mountain Belt

Österreichische Karte 1 : 50.000
Blätter 122, 123

Inhalt

Zusammenfassung	163
Abstract	164
1. Einführung	164
2. Die Gliederung der Wildschönauer Schiefer in Formationen	165
2.1. Löhnersbach-Formation	165
2.2. Klingler Kar-Formation	165
2.2.1. Untere Klingler Kar-Formation (Kalkmarmor-Lydit-Wechselfolge)	166
2.2.2. Mittlere Klingler Kar-Formation (Kalkmarmor-Tonschiefer-Wechselfolge)	168
2.2.3. Obere Klingler Kar-Formation (Kalkmarmor-Tuffitschiefer-Wechselfolge und Metavulkanite)	168
2.3. Schattberg-Formation	168
3. Die Alterseinstufung der Klingler Kar-Formation	168
3.1. Conodontengewinnung	168
3.2. Conodontenfauna aus der Unteren Klingler Kar-Formation	169
3.3. Conodontenfauna aus der Mittleren Klingler Kar-Formation	169
3.4. Conodontenfauna aus der Oberen Klingler Kar-Formation	169
4. Schlußfolgerungen	170
Dank	172
Literatur	172

Zusammenfassung

Aus dem Westteil der Nördlichen Grauwackenzone zwischen Kitzbühel und Zell am See liegen neue stratigraphische Daten vor. Sie stammen aus einem Bereich, in dem schwachgradig metamorphe Wildschönauer Schiefer auftreten, die bisher als fossilleer galten. Innerhalb einer mächtigen Wechselfolge aus Tonschiefern, Phylliten, Metasiltsteinen, Metasandsteinen und Metabrekzien findet sich eine geringmächtige, bunte Serie aus Carbonaten, Tonschiefern, Lyditen, Schwarzschiefern, Metavulkaniten und Metavulkanklastiten, für die der Name „Klingler Kar-Formation“ eingeführt wird.

Die Carbonate enthalten Conodonten, die eine Datierung auf den Zeitraum vom Obersilur (Přidolium) bis zum oberen Unter-

devon (Zlichovium) erlauben. Damit wird der stratigraphische Umfang der monotonen Wildschönauer Schiefer insgesamt neu festgelegt. Der Anteil der Wildschönauer Schiefer im Liegenden der Klingler Kar-Formation, die „Löhnersbach-Formation“, reicht vom oberen Ordovizium bis in das Obersilur (Přidolium) und ist durch distale Turbidite gekennzeichnet. Der Anteil im Hangenden der Klingler Kar-Formation, als „Schattberg-Formation“ definiert, beginnt etwa im Mitteldevon, reicht vermutlich bis in das Karbon und enthält proximale Turbidite.

Der basische Vulkanismus der Kitzbüheler Grauwackenzone, der in der Klingler Kar-Formation auftritt, ist also entgegen der bisherigen Meinung nicht dem tieferen Ordovizium zuzuweisen, sondern setzt im oberen Unterdevon ein. Deshalb müssen alle geotektonischen Hypothesen grundlegend revidiert werden, die auf einem ordovizischen Alter dieses basischen Vulkanismus aufbauten. Die stratigraphisch-fazielle Gesamtentwicklung im Untersuchungsgebiet enthält keine Hinweise auf einen kaledonischen Orogenzyklus im alpinen Altpaläozoikum. Vielmehr deutet sie auf ein passives Randbecken in Nachbarschaft zu einem stabilen Kontinent hin, das vom ausgehenden Ordovizium bis mindestens in das Mitteldevon hinein existierte.

*) Anschriften der Verfasser: Priv.-Doz. Dr. HELMUT HEINISCH, Dipl.-Geol. WOLFGANG SPRENGER, Institut für Allgemeine und Angewandte Geologie der Universität München, Luisenstraße 37, D-8000 München 2; Dr. KARSTEN WEDDIGE, Institut für Paläontologie und Historische Geologie der Universität München, Richard Wagner-Straße 10, D-8000 München 2.

Abstract

New stratigraphic data from the western part of the Northern Graywacke Zone between Kitzbühel and Zell am See are presented. They originate from an area, where low-grade metamorphic "Wildschönauer Schiefer" occur, which until now were regarded as being unfossiliferous. Within the large sequence of alternating shales, phyllites, metasilstones, metasandstones and metabreccias a thin coloured intercalation of carbonates, shales, lydites, black shales, metavolcanics and metavolcaniclastics was found, now defined as "Klingler Kar-Formation".

The carbonates contain conodonts, which enable the dating of the Klingler Kar-Formation as Upper Silurian (Pridolium) to late Lower Devonian (Zlichovium). Therefore the stratigraphical range of the monotonous Wildschönauer Schiefer sequence has to be redefined. The underlying part of the sequence, below the Klingler Kar-Formation, now named as "Löhnersbach-Formation", which is characterized by distal turbidites, extends from the Upper Ordovician to the Upper Silurian (Pridolium). The overlying part, the "Schattberg-Formation", with its characteristics of proximal turbidites, starts at about Middle Devonian and presumably extends to the Carboniferous.

In contradiction to previous opinions the basic volcanism in the Kitzbühel Graywacke Zone, which is represented by the Klingler Kar-Formation, can no longer be regarded as early Ordovician. It really evolved during the late Lower Devonian. All geotectonical hypotheses based on an Ordovician age of the basic volcanism must be revised fundamentally. The stratigraphy and facies development of the studied area does not refer to any Caledonian orogenic cycle during Alpine Early Paleozoic. More likely it indicates a passive marginal basin adjacent to a stable continent persisting from late Ordovician to at least Middle Devonian times.

1. Einführung

Das Arbeitsgebiet liegt im Westteil der Nördlichen Grauwackenzone zwischen Kitzbühel und Zell am See. Es ist Teil des paläozoischen Basements der Ostalpen und nimmt im Grundkonzept der alpinen Deckentektonik eine oberostalpine Position ein (TOLLMANN, 1973). Im Rahmen der geologischen Landesaufnahme wurden umfangreiche geologische Geländeaufnahmen auf den Kartenblättern 123 Zell am See und 122 Kitzbühel der Geologischen Karte der Republik Österreich im Maßstab 1 : 50.000 durchgeführt (Abb. 1).

Ein besonderes Problem bildete hierbei die Kartierung der schwachgradig metamorphen Wildschönauer Schiefer. Diese mehrere 1000 m mächtige Wechselfolge aus klastischen Gesteinen (Tonschiefer, Phyllite, Metasilsteine, Metasandsteine etc.) bedeckt eine Fläche von etwa 400 km². Ihr stratigraphischer Umfang war bisher weitgehend offen.

Nach der gültigen Literaturauffassung (MOSTLER, 1970, 1984; COLINS, HOSCHEK & MOSTLER, 1980) beginnt die Sedimentation der Wildschönauer Schiefer im ausgehenden Kambrium oder tieferen Ordovizium und reicht maximal bis in das Silur hinauf. Die mächtige, als „eugeosynklinal“ bezeichnete Abfolge der „tieferen Wildschönauer Schiefer“ vorwiegend ordovizischen Alters wird einer geringmächtigen „miogeosynklinalen“ Abfolge der „höheren Wildschönauer Schiefer“ silurischen Alters gegenübergestellt (MOSTLER, 1970; OBERHAUSER, 1980).

Besondere Bedeutung erlangt die Frage der Altersstellung der Klastika auch wegen der konkordant eingeschalteten Metavulkanite. Es handelt sich einerseits um saure Metavulkanite (Blasseneck-Porphyroide), die in der Steirischen Grauwackenzone von FLAJS & SCHÖN-

LAUB (1976) als oberordovizisch eingestuft werden konnten (Wende Caradoc/Ashgill). Im Westteil der Nördlichen Grauwackenzone fehlen exakte Daten. Sicher ist lediglich, daß diese sauren Metavulkanite mit gut erhaltenen Igimbritkennzeichen von Gesteinen des Silurs überlagert werden (MOSTLER, 1970; HEINISCH, 1980).

Zum anderen kommen basaltische Metavulkanite vor, die in ein petrographisch buntes Spektrum von Gesteinstypen unterteilt werden können (Metapillowbasalte, vielfältige Metapyroklastika, epiklastisch umgelagerte Metavulkanit-Äquivalente). Auch zahlreiche, meist konkordant intrudierte Gänge gabbroider Zusammensetzung, die innerhalb der Wildschönauer Schiefer auftreten, sind diesem basaltischen Vulkanismus zuzurechnen. Die Altersstellung dieser dem Volumen nach bedeutendsten basaltischen Gesteine des alpinen Paläozoikums konnte bisher an keiner Stelle direkt abgesichert werden. In der Literatur wurde allgemein ein „tiefordovizisches Alter“ angenommen (MOSTLER, 1984). Diese stratigraphische Position im Liegenden der oberordovizischen Porphyroide folgerten die bisherigen Bearbeiter aus Geländeaufnahmen und Analogieschlüssen.

Ausgehend von der genannten Altersabfolge zwischen basischen und sauren Metavulkaniten wurde für das alpine Altpaläozoikum eine größere Anzahl plattentektonischer Modelle entworfen. Das Spektrum der Hypothesen reicht von einer Inselbogensituation auf ozeanischer Kruste (LOESCHKE, 1977), der eines aktiven Kontinentalrandes mit „back-arc spreading“ (HÖLL & MAUCHER, 1976), einer durch fortschreitende Dehnungstektonik zerbrechenden präkambrischen kontinentalen Kruste (COLINS, HOSCHEK & MOSTLER, 1980) bis zur Bildung einer echten ozeanischen Kruste (Taphrogeosynklinalstadium sensu MOSTLER, 1984). In der bisher letzten Modellbildung wurde schließlich von FRISCH, NEUBAUER & SATIR (1984) ein komplexer Ereignisablauf von Krustendehnung und Ozeanbodenbildung im ausgehenden Präkambrium (700–480 Ma), kaledonischer Subduktion und Kollision (480–460 Ma), erneuter Krustendehnung und Ozeanbodenbildung (Mittelordovizium bis tieferen Karbon) und abschließender variszischer Subduktion und Kollision (Karbon, Perm) entworfen.

Wichtigster Diskussionspunkt der in ihrer Aussage stark divergierenden geotektonischen Modelle ist die Frage der Existenz eines kompletten kaledonischen Orogenzyklus im alpinen Paläozoikum (vgl. HEINISCH & SCHMIDT, 1976; HEINISCH, 1986).

Neben der Beurteilung der geotektonischen Aussagekraft der Metavulkanite nach geochemischen Gesichtspunkten ist für die Entwicklung derartiger synoptischer Modelle eine zuverlässige Alterseinstufung der Metavulkanite und der mächtigen klastischen Metasedimente unabdingbare Voraussetzung. Daher haben die im Rahmen dieser Arbeit vorzustellenden neuen biostratigraphischen Daten entscheidende Auswirkungen auf die bestehenden geotektonischen Hypothesen zum alpinen Paläozoikum.

Die Daten zur Stratigraphie und Fazies stammen nur aus einem kleinen Teilraum des neu bearbeiteten Gebietes; weiterführende Untersuchungen sind noch nicht abgeschlossen. Der engere Untersuchungsraum liegt im Einzugsgebiet des Löhnersbach-Grabens zwischen Saalbach und Viehhofen (Abb. 1, 2).

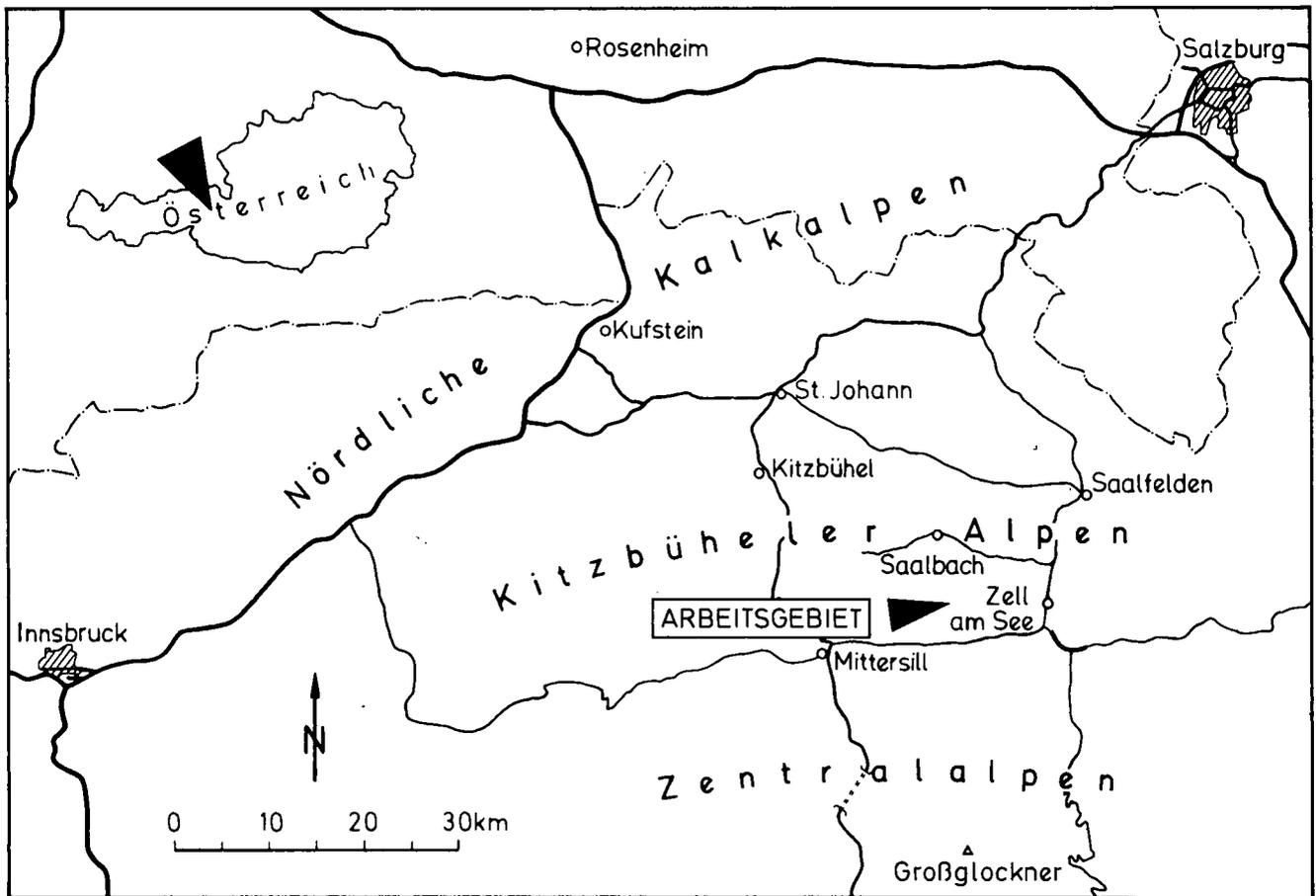


Abb. 1: Lage des Arbeitsgebietes.

2. Die Gliederung der Wildschönauer Schiefer in Formationen

Im Arbeitsgebiet sind drei lithologisch-fazielle Großeinheiten zu unterscheiden, die Löhnersbach-Formation, die Klingler Kar-Formation und die Schattberg-Formation.

Wie aufgrund der neuen biostratigraphischen Daten noch zu zeigen sein wird, läßt sich die bisher übliche Untergliederung der Wildschönauer Schiefer in „Tiefere Wildschönauer Schiefer“ und „Höhere Wildschönauer Schiefer“ (MOSTLER, 1970, 1984) im Arbeitsgebiet nicht anwenden, da die dort auftretenden Metasiliciklastika eine deutlich abweichende stratigraphische Reichweite haben. Zur Vermeidung einer Begriffsverwirrung war es daher notwendig, neue Formationsbegriffe einzuführen. Die petrographischen Detaildaten zur Definition der neuen Formationsmerkmale für die Wildschönauer Schiefer in der Umgebung des Klingler Kares sind in einer gesonderten Arbeit enthalten (HEINISCH & SPRENGER, 1987), sodaß an dieser Stelle eine petrographische Kurzcharakteristik ausreicht.

2.1. Löhnersbach-Formation

Die Löhnersbach-Formation besteht aus einer Wechselfolge von Tonschiefern, Phylliten, Metasiltsteinen und Metasandsteinen, wobei der Anteil der Metasandstein-Lagen im Mittel etwa 50 % erreicht. Weite Bereiche sind aber auch von dünnplattigen, gebänder-

ten Metasiltstein-Folgen beherrscht. Die Bankmächtigkeiten liegen im Zentimeter- bis Dezimeterbereich. Die einzelnen Sedimentationszyklen zeigen eine grobe, scharf einsetzende Basis und bestehen aus BOUMA-Sequenzen unterschiedlicher Vollständigkeit. Reliktisch erhaltene Sedimentstrukturen (Gradierung, ripple cross-lamination, laminierte Feinschichtung, convolute bedding, etc. erlauben nach MIDDLETON & HAMPTON (1973) erlauben die Interpretation der Löhnersbach-Formation als Bildung distaler Turbidite (HEINISCH, 1986). Die fossilereeren Metaklastika haben Kennzeichen, wie sie heute auf den distalen Teilen von Tiefsee-Rinnenfächern anzutreffen sind (WALKER & MUTTI, 1973; PICKERING, 1983).

Die stratigraphische Basis der Löhnersbach-Formation bilden geringmächtige, epiklastisch umgelagerte Porphyroidlagen, die als Äquivalente der Blasseneck-Porphyroide angesehen und daher dem Ordovizium zugewiesen werden. Die Obergrenze der Formation ist durch die überlagernde Klingler Kar-Formation gegeben. Die monotonen Turbiditfolgen der Löhnersbach-Formation erreichen eine Mächtigkeit von maximal 1300 m. Als Typlokalität können die Abfolgen im südlichen Teil des Löhnersbach-Tales gelten.

2.2. Klingler Kar-Formation

Inmitten der umrahmenden, insgesamt mehrere 1000 m mächtigen, lithologisch eintönigen Wildschönauer Schiefer stellen die Gesteine des Klingler Kares eine auffällige Besonderheit dar. Es findet sich eine et-

wa 50 m mächtige, bunte Abfolge von Lyditen, Metacarbonatgesteinen und Metasiliciklastika, welche im Hangenden mit 5–35 m mächtigen Metavulkanitlagen unterschiedlicher Petrographie verzahnt. Somit erreicht diese Gesteinsassoziation unter Einbeziehung der Metavulkanite eine Gesamtmächtigkeit von höchstens 80 m.

Die Gesamtfolge erweist sich als ausgezeichneter lithologischer Leithorizont, obwohl sich formationsintern die einzelnen Schichtglieder häufig faziell vertreten und ihre Mächtigkeit rasch ändern. Auch hinsichtlich der faziellen Eigenschaften erscheint es angebracht, diese Folge als eigene Einheit abzugrenzen. Sie wird deshalb als Klingler Kar-Formation definiert.

Die Typlokalität ist das Klingler Kar, das sich nördlich der Gipfel des Hochkogels und Zirkkogels im Talschluß des Löhnersbach-Grabens, zwischen der Klingler Hochalm und dem Klamm-Bach erstreckt (Abb. 2). Der Gesteinsverband der Klingler Kar-Formation bildet eine morphologische Steilstufe, die durch mehrere Bachrinnen gegliedert wird, und liegt annähernd horizontal. Im Rahmen einer geologischen Kartierung im Maßstab 1 : 5000 wurden von SPRENGER (1985) sieben Detailprofile aufgenommen (Abb. 2, 3). Die Profile 1–6 sind über eine laterale Entfernung von 800 m verteilt, wobei der Abstand zwischen den einzelnen Profilen 100 m bis

200 m beträgt. Profil 7 liegt etwas weiter entfernt (500 m N' Profil 6). Ein Bündel von Vertikalstörungen versetzt die Abfolge, doch bleiben die Versatzbeträge an den einzelnen Störungsflächen gering (Meterbereich). Außerdem gibt es keine Anzeichen für inverse Lagerung.

Wie der Profilvergleich zeigt, ändern sich Einzelheiten der Lithologie in lateraler Richtung rasch (Abb. 3). Mit Hilfe der faunistischen Daten und durch die Verfolgung lithologisch vergleichbarer Horizonte (Metapillowbasalt-Lagen, Lydite) gelang es, eine Parallelisierung innerhalb der sieben Profile vorzunehmen.

Generalisiert dargestellt läßt sich in der lithologischen Entwicklung der Klingler Kar-Formation eine Gliederung in drei Untereinheiten ablesen:

2.2.1. Untere Klingler Kar-Formation (Kalkmarmor-Lydit-Wechselfolge)

Über Tonschiefern und Metasilsteinen, die dem Liegendkomplex aus Wildschönauer Schiefern vom Faziestyp der Löhnersbach-Formation angehören, treten Lyditlagen mit eingeschalteten Schwarzschieferhorizonten auf (Abb. 3). An die Lydite und Schwarzschiefer ist eine Kiesvererzung gebunden. Die Lydite sind mit einzelnen Kalkmarmorbänken vergesellschaftet, die faziell

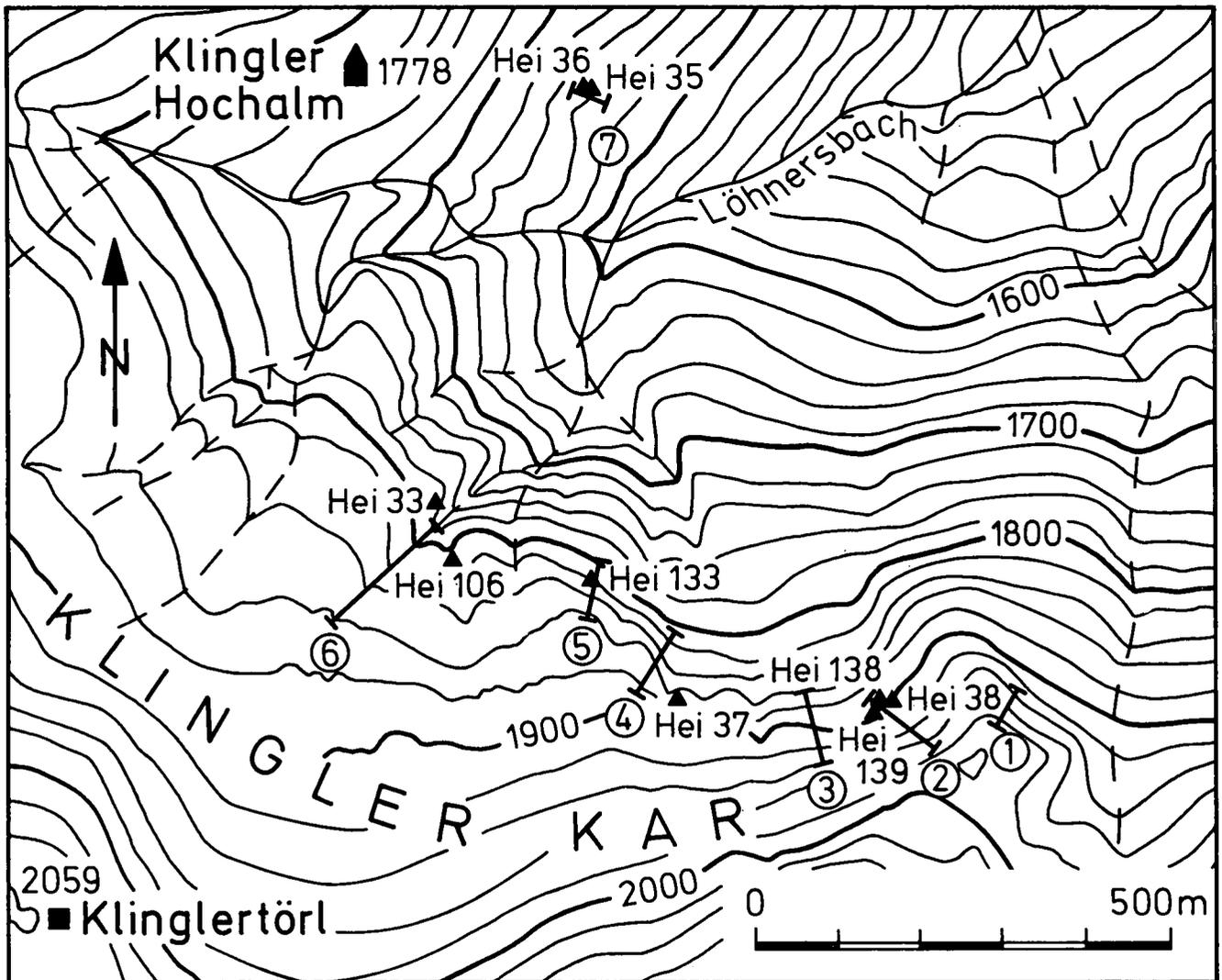


Abb. 2: Lage der stratigraphischen Profile und der fündigen Conodontenproben im Einzugsgebiet des Löhnersbach-Grabens zwischen Saalbach und Viehhofen, ÖK 1 : 50.000, Blatt 123 Zell am See.

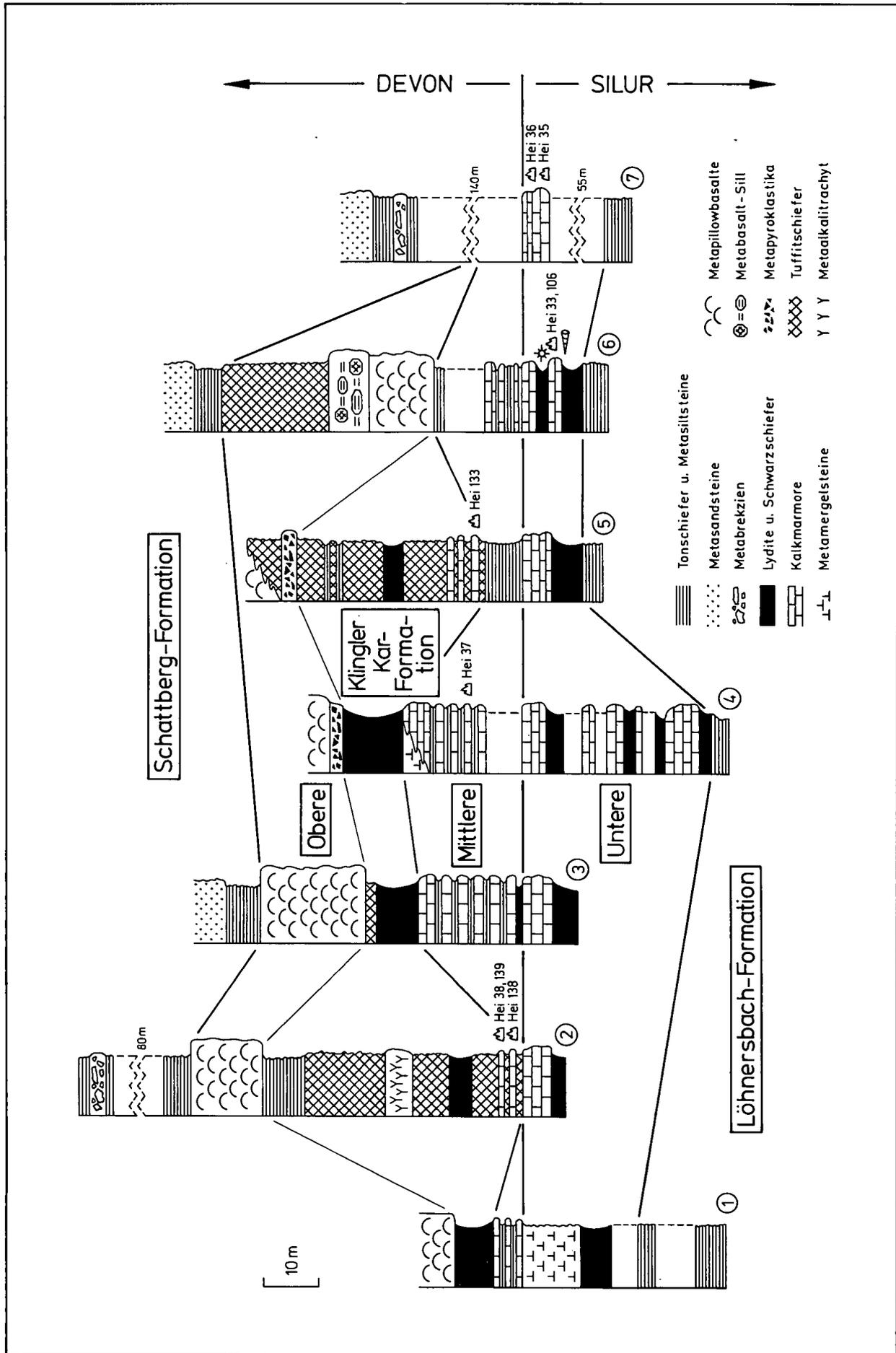


Abb. 3: Stratigraphische Profile durch die Klingler Kar-Formation.

auch durch Metamergelsteine vertreten werden können. Dieser erste Profilabschnitt bezeichnet als Kalkmarmor-Lydit-Wechselfolge die Untere Klingler Kar-Formation. Seine Mächtigkeit schwankt zwischen 10 m und 35 m. Mehrere Marmorlagen enthalten Conodonten (Hei 33, Hei 35, Hei 36, Hei 106), aber auch relativ gut erhaltene Orthocerenschille, die im Profil 6 und auf den Schichtflächen von Lesesteinen unterhalb der Profile 5 und 6 gefunden wurden (Abb. 3). Die Lydite enthalten nicht näher bestimmbare Reste von Radiolarien.

2.2.2. Mittlere Klingler Kar-Formation (Kalkmarmor-Tonschiefer-Wechselfolge)

Es folgt ein Abschnitt mit rhythmischem, scharfem Wechsel zwischen relativ gleichmäßig gebankten, dünnplattigen Kalkmarmoren und dünnen Tonschiefer- bzw. Metamergelstein-Lagen (Bankmächtigkeiten 0,5 cm–10 cm). Diese Wechselfolge ist nur in einem Teil der Profile mit einer Mächtigkeit von 5 m bis 16 m aufgeschlossen (Abb. 3). In einer Kalkmarmorprobe (Hei 37) gelang der Nachweis von Conodonten. Ansonsten sind keine Fossilien enthalten.

2.2.3. Obere Klingler Kar-Formation (Kalkmarmor-Tuffitschiefer-Wechselfolge und Metavulkanite)

Schließlich folgt in der Klingler Kar-Formation eine vulkanogene Fazies. Sie setzt mit epiklastischen Tuffitschiefern ein, welche von pyroklastischen Brekzien und Pillowlaven überlagert werden. Die Tuffitschiefer sind von grüner oder violetter Farbe und haben häufig eine reliktsche Bänderung. Aufgrund identischer Petrographie und Geochemie sind diese Vulkanite als Äquivalente einer benachbarten, mächtigen basaltischen Vulkanprovinz zu betrachten (HEINISCH, 1986). In den unteren 10 m der vulkanogenen Fazies treten konkordant eingelagert wenige Zentimeter mächtige, reinweiße Kalkmarmorbändchen auf, welche eine für die Altersdatierung wichtige Conodontenfauna geliefert haben (Hei 38, 133, 138, 139).

Über einem Lydit-Schwarzschiefer-Horizont von 2 m bis 10 m Mächtigkeit, der lediglich in den Profilen 6 und 7 fehlt, setzen in allen Profilen durchgehend vulkanogene Gesteine ein, wobei Tuffitschiefer zunächst dominieren. Im Profil 2 findet sich innerhalb dieser Tuffitschiefer ein alkalitrachytische Lage. Gelegentlich sind Tonschiefer zwischengeschaltet. Metabasaltlaven schließen die bunte vulkanogene Folge ab. Sie zeigen zum Teil Pillowstrukturen. Vereinzelt sind basaltische Pyroklastika nachweisbar (metamorphe Lapillituffe und Aschentuffe), die mit den Metabasaltlaven lateral verzahnen können. In Profil 6 findet sich ein Metabasalt-Sill. Die Metavulkanit-Folge im Hangenden des Lydit-Schwarzschiefer-Horizonts umfaßt Mächtigkeiten zwischen 5 m und 35 m (Abb. 3).

2.3. Schattberg-Formation

Die Schattberg-Formation stellt die stratigraphisch höchste im Arbeitsgebiet erfaßbare Einheit dar. Ähnlich wie bei der Löhnersbach-Formation handelt es sich wiederum um eine Wechselfolge aus Tonschiefern, Phylliten, Metasiltsteinen und Metasandsteinen. Allerdings erreicht der Anteil der Metasandstein-Lagen Wer-

te über 80 % und die Bankmächtigkeiten steigen bis zu mehreren Metern an. Als Einschaltungen finden sich Metamikrokonglomerate. In einer Entfernung von 90 m (wahre Mächtigkeit) über dem Top der Klingler Kar-Formation tritt eine Metabrekzien-Lage auf, die einzelne Komponenten bis zu 80 cm Kantenlänge enthält (Abb. 3). Die gesamte Abfolge ist fossilieer.

Aufgrund der sedimentologisch verwertbaren Reliktgefüge ist die Schattberg-Formation als Turbiditsequenz zu interpretieren (HEINISCH, 1986). Ihre Ablagerung erfolgte in proximalen Teilen von Tiefsee-Rinnenfächern. Die gröberklastischen Einschaltungen entsprechen Rinnensedimenten in den Transportkanälen des submarinen Fächers („channeled facies“ sensu WALKER & MUTTI, 1973).

Bis in die Gipfellagen der Höhenzüge des Pinzgauer Spaziergangs ist die Schattberg-Formation in einer Gesamtmächtigkeit von etwa 450 m erhalten. Es ist anzunehmen, daß ein beträchtlicher Anteil erosiv entfernt wurde und mit einer insgesamt deutlich höheren Gesamtmächtigkeit zu rechnen ist.

3. Die Alterseinstufung der Klingler Kar-Formation

3.1. Conodontengewinnung

Innerhalb der Klingler Kar-Formation an der Typlokalität im Talschluß des Löhnersbach-Tales wurden 23 Karbonatgesteinslagen beprobt. Davon waren 9 Proben fündig, wobei 5 Proben stratigraphisch verwertbare Faunen lieferten.

Als Probenmengen wurden in der Regel etwa 3 kg in Teilmengen von je 1 kg in fünfprozentiger Essigsäure aufgelöst. Lediglich bei Dolomitproben wurde fallweise die etwas aggressivere Ameisensäure verwendet. Vor dem ausgeschlammten, säureunlöslichen Rückstand wurden drei Siebfractionen (0,06–0,1 mm, 0,1–0,25 mm, 0,25–0,5 mm) einer Schwereretrennung mit Bromoform unterzogen.

Da trotz Schwereretrennung hohe Rückstandsmengen anfielen, war in vielen Fällen eine weitere Anreicherung mit dem Magnetscheider notwendig. Die Conodonten sammeln sich in der unmagnetischen Fraktion, wobei ein Anreicherungsfaktor von etwa 10 : 1 erreicht werden kann.

Dennoch mußten in der Regel noch große Mengen Rückstand unter dem Binokular bei 25- bis 40-facher Vergrößerung ausgelesen werden. Die häufigste Kornfraktion war diejenige zwischen 0,1–0,25 mm. Einzelne, meist gut erhaltene Exemplare traten auch in der Fraktion zwischen 0,25–0,5 mm auf. Neben nicht mehr verwertbaren Splintern fanden sich auch kleine, zum Teil juvenile Formen in der Fraktion zwischen 0,06–0,1 mm. Der Erhaltungszustand ist generell als schlecht zu bezeichnen, da eine zweiphasige schwachgradige Metamorphose und mehrfache Tektonisierungen über die Gesteine hinweggingen. Wie bereits von SCHÖNLAUB (1979) für Conodonten des alpinen Altpaläozoikums dargestellt, verändert sich in Abhängigkeit vom Metamorphosegrad die Farbe. Nach dem Color-Alteration-Index (CAI) von EPSTEIN, EPSTEIN & HARRIS (1977) schwanken die vorliegenden Conodontenfarben von CAI 5 bis 8 und erreichen damit die höchsten für Conodonten verträglichen Metamorphosegrade. In die-

sem Erhaltungszustand sind die Conodontenelemente durch Umkristallisation, Torsion und Scherung so deformiert, daß die aufgefundenen Reste nicht immer sicher diagnostizierbar sind.

3.2. Conodontenfauna aus der Unteren Klingler Kar-Formation

Die Conodonten aus den Kalkmarmoren der Unteren Klingler Kar-Formation sind sehr selten, klein und fragmentarisch, aber bei einem CAI von 5–6 verhältnismäßig gut erhalten. Vier von neun Conodontenproben waren nach aufwendiger Auslesearbeit fündig und erlauben eine sichere Alterseinstufung.

- Conodontenprobe Hei 33
Lokalität: NW-Rand der Löhnersbach-Schlucht auf Höhe 1780 m, 20 m NW' Profil 6 (vgl. Abb. 2).
Die Fundschicht besteht aus einem dunkelgrauen, dichten, dünnplattigen Kalkmarmor, der umkristallisierte Orthocerreste enthält.
Es fanden sich einzelne nicht näher bestimmbare Splitter von *Ozarkodina* sp. und von astförmigen Conodonten (*Plectospathodus extensus* RHODES 1953 ?).
Ein Alter von Silur bis Unterdevon wird für wahrscheinlich gehalten.
- Conodontenprobe Hei 106
Lokalität: Bacheinschnitt SE' der Löhnersbach-Schlucht auf Höhe 1810 m, 50 m SE' Profil 6 (vgl. Abb. 2).
Der mittelgraue, teilweise hell geflammte Kalkmarmor hat Bankmächtigkeiten zwischen 10 cm und 1,5 m.
Vier Conodontenbruchstücke sind erhalten:
Ozarkodina inclinatus inclinatus (RHODES 1953)
Plectospathodus extensus RHODES 1953
Neopriodontus sp. (= *N. latidentatus* WALLISER 1964 ?)
Hindeodella sp.
Diese Fauna wird in das Ludlowium bis tiefere Unterdevon eingestuft.
- Conodontenprobe Hei 35
Lokalität: Oberhalb des Weges von der Klingler Grundalm in das Klingler Kar, an der W-Seite des Löhnersbaches, ca. 300 m E' der Klingler Hochalm, Höhe 1650 m, Profil 7 (vgl. Abb. 2).
Hellgraue, geflammte Kalkmarmorbänke von Dezimeter-Mächtigkeit wechseln mit dünnen, dunklen Metamergelsteinen ab. Stellenweise sind die Kalkmarmore kieselig.
Die Conodontenfauna ist relativ reichhaltig:
Ozarkodina inclinatus inclinatus (RHODES 1953)
Hindeodella equidentata RHODES 1953
Neopriodontus bicurvatus (BRANSON & MEHL 1933)
Ozarkodina media WALLISER 1957
Plectospathodus extensus RHODES 1953
Trichonodella excavata (BRANSON & MEHL 1933).
Diese sechs Conodonten bilden nach WALLISER (1964) einen Conodonten-Apparat. Außerdem fanden sich:
Ozarkodina eosteinshornensis (WALLISER 1964)
Ozarkodina typica BRANSON & MEHL 1933
Hindeodella sp.
Ligonodina sp.
Belodella sp.
Panderodus sp.
Das Alter der Fauna läßt sich wegen des Auftretens des Index-Leitfossils auf die *eosteinshornensis*-Zone (Přidolium, Obersilur) einengen.
- Conodontenprobe Hei 36
Lokalität: wie Hei 35, 80 cm im Hangenden, stratigraphisch über Hei 36, Profil 7 (vgl. Abb. 2).
Der Kalkmarmor ist dunkelgrau, dicht, mit einer gut ausgebildeten Bankung im 50 cm-Bereich.
Es wurden stark umkristallisierte Bruchstücke (CAI 6) gefunden:
Ozarkodina sp. (= *inclinatus inclinatus* RHODES 1953)
Neopriodontus sp. (= *bicurvatus* BRANSON & MEHL 1933 ?)
Ozarkodina sp. (= *media* WALLISER 1957 ?)
Trichonodella excavata (BRANSON & MEHL 1933).

Die wenigen, schlecht erhaltenen Exemplare dieser Fauna deuten eine ähnliche stratigraphische Position wie Hei 35 an (Obersilur bis Unterdevon).

Insgesamt stammen anscheinend alle bis jetzt aus der Unteren Klingler Kar-Formation erhaltenen Conodonten, wie die eine sicher datierbare Fauna (Hei 35), aus der *eosteinshornensis*-Conodontenzone des höchsten Silurium (Přidolium). Es ist deshalb möglich, daß der lithologische Wechsel von der Unteren zur Mittleren Klingler Kar-Formation mit der Grenze Silur/Devon korrespondiert.

3.3. Conodontenfauna aus der Mittleren Klingler Kar-Formation

Obwohl die Conodontenausbeute dieser Subformation bisher äußerst dürftig war – nur eine von zehn Proben war fündig – haben die wenigen gefundenen, schlecht erhaltenen Bruchstücke (CAI = 6) einen deutlichen Hinweis auf das Alter der Fundschicht geliefert.

- Conodontenprobe Hei 37
Lokalität: Bacheinschnitt SE' der Löhnersbach-Schlucht auf Höhe 1880 m, 60 m SE' Profil 4 (vgl. Abb. 2).
Es handelt sich um eine gut gebankte Kalkmarmor-Metamergelstein-Tonschiefer-Wechselfolge; die dichten, grauen Kalkmarmorbänken wittern cremefarben an, Bankmächtigkeiten zwischen 2 cm und 10 cm treten auf.
Folgende Conodontenbruchstücke wurden gefunden:
Icriodus sp., ex gr. *I. woschmidti* ZIEGLER 1960
Ozarkodina remscheidensis (ZIEGLER 1960)
Hindeodella sp.
Acodina sp.
unbestimmbare Fragmente
Das *Icriodus*-Bruchstück, das mit Sicherheit von einem Conodonten der Formenreihe *I. woschmidti* ZIEGLER 1960 – *I. postwoschmidti* MASHKOVA 1968 – *I. n. sp.* A SCHÖNLAUB 1985 – *I. steinachensis* AL-RAWI 1977 stammt, weist tieferes Unterdevon (Lochkovium bis unteres Pragium) nach.

3.4. Conodontenfauna aus der Oberen Klingler Kar-Formation

Innerhalb der Tuffitschiefer im oberen Teil der Klingler Kar-Formation sind Kalkmarmorbändchen eingeschaltet. Sie haben eine verhältnismäßig umfangreiche, umkristallisierten, kleinwüchsigen und größtenteils weißen Conodontenelementen (CAI = 6 bis 8) geliefert. Alle vier beprobten Kalkmarmor-Lagen waren fündig.

- Conodontenprobe Hei 133
Lokalität: Klingler Kar, Felsvorsprünge 250 m SE' der Löhnersbach-Schlucht, 1820 m Höhe, unterhalb eines kleinen, baumbestandenen Überhangs, Profil 5 (vgl. Abb. 2).
Weiße, verfaltete, zum Teil auch boudinierte Kalkmarmorbändchen liegen in enger Wechsellagerung mit grün-violetten Tuffitschiefern vor; sie erreichen in den Faltenkernen Mächtigkeiten bis 10 cm, sonst bis 2 cm.
Folgende Conodonten haben die kräftige Deformation überdauert:
Ozarkodina sp.
Belodella sp.
unbestimmbare Conodontenfragmente
Das Alter der Fundschicht kann nur als Silur bis Devon bestimmt werden. Die Lithologie ist vollkommen identisch mit den drei folgenden Proben.
- Conodontenprobe Hei 138
Lokalität: E-Teil des Klingler Kares, steiler Hangbereich, Höhe 1890 m, 80 cm unterhalb Hei 38, Profil 2 (vgl. Abb. 2).
Diese grauweiß geflammte, 5 cm mächtige Marmorlage stellt, ebenso wie Hei 133, das tiefste Karbonatband innerhalb der grün-violetten Tuffitschiefer dar.

Folgende Fauna wurde bestimmt:

Pandorinellina steinhornensis steinhornensis (ZIEGLER 1956)
Pandorinellina sp., ex gr. *P. exigua* (PHILIP 1966)
? *Ozarkodina carinthiaca* (SCHULZE 1968)
Hindeodella sp.
Lonchodina sp.
Neopanderodus sp.
Plectospathodus sp.
Belodella sp.
Fischschuppen

Trotz der schlechten Erhaltung kann die Fauna der *gronbergi-* bis *inversus*-Conodontenzone zugeordnet werden. Das Alter der Fundschicht ist demnach oberes Zlichovium bis unteres Dalejium.

○ Conodontenprobe Hei 38

Lokalität: Ostteil des Klingler Kares, steiler Hangbereich, Höhe 1890 m, Profil 2 (vgl. Abb. 2).

Die Probe Hei 38 entstammt der obersten von drei reinweißen, dichten Kalkmarmorlagen von 2 cm bis 10 cm Mächtigkeit, welche isoliert in grün-violette Tufftschiefer eingeschaltet sind.

Es konnten folgende Arten bestimmt werden:

Polygnathus serotinus TELFORD 1975
Polygnathus cooperi KLAPPER 1971
? *Polygnathus laticostatus* KLAPPER & JOHNSON 1975
(= juvenil)
Polygnathus cf. *pugiunculus* MAWSON 1984
Hindeodella sp.
Angulodus sp.
Ozarkodina sp.
Belodella sp.

Polygnathus serotinus leitet im oberen Unterdevon und tiefsten Mitteldevon (Dalejium bis unterstes Eifelium). Die in offener Nomenklatur bestimmten *Polygnathus*-Arten erscheinen etwas fremdartig. Wenn nicht Deformierungen dafür verantwortlich zu machen sind, dann besteht eine bemerkenswerte Ähnlichkeit mit Formen, die MAWSON (1984) vom oberen Unterdevon Australiens beschrieben hat.

○ Conodontenprobe Hei 139

Lokalität: E-Teil des Klingler Kares, steiler Hangbereich, Höhe 1890 m, 4 m neben Hei 38, Profil 2 (vgl. Abb. 2).

Die reinweiße, 1 cm mächtige Kalkmarmorlage befindet sich etwa im Niveau von Probe Hei 38, ist aber durch eine Zone geringfügiger Durchbewegung abgetrennt. Sie liegt ebenfalls konkordant innerhalb grün-violetter Tufftschiefer. Folgende Conodonten sind enthalten:

Polygnathus serotinus TELFORD 1975
? *Polygnathus cooperi* KLAPPER 1971
? *Polygnathus inversus* KLAPPER & JOHNSON 1975
? *Pandorinellina steinhornensis steinhornensis* (ZIEGLER 1956)
Hindeodella sp.
Ozarkodina sp.
Plectospathodus sp.
Belodella sp.

Wegen *Polygnathus serotinus* ist ebenso wie bei Hei 38 ein Alter vom Dalejium bis zum tiefsten Eifelium sicher. Die schwer identifizierbaren begleitenden Formen deuten aber auf die untere *serotinus*-Zone (unteres Dalejium) hin.

Da die dünnen, conodontenführenden Marmorlagen direkt den basalen Tufftschiefern zwischengelagert sind, konnte jetzt erstmals der Zeitpunkt des Einsetzens des basaltischen Vulkanismus klar belegt werden. Er liegt innerhalb des oberen Unterdevons, sehr wahrscheinlich innerhalb des Zlichovium.

4. Schlußfolgerungen

Die beschriebenen Profile durch die Klingler Kar-Formation bilden einen ersten stratigraphischen Fixpunkt innerhalb eines großen fossiliferen Gebietes. Aus dieser Tatsache ergeben sich unter Einbeziehung der petrographischen Neubearbeitung der Wildschönauer Schiefer (HEINISCH, 1986) in vielfältiger Hinsicht Konse-

quenzen für die Interpretation des Paläozoikums der Kitzbüheler Grauwackenzone:

① Fazies

Als stratigraphisch tiefste Einheit stellt die Löhnersbach-Formation eine klastische Beckenfazies dar, die durch distale Turbidite beherrscht wird. Die Sedimente entsprechen dem Faziestyp D nach WALKER & MUTTI (1973). Vom ausgehenden Ordovizium bis in das höhere Silur akkumulierten Mächtigkeiten bis zu 1300 m (Abb. 4). Die Ablagerungen können distalen Teilen von Tiefsee-Rinnenfächern zugewiesen werden. Das marine Becken bezog seinen Schutt aus einem in Abtragung befindlichen Kontinentgebiet. Es ist von einer hohen Sedimentationsrate auszugehen, bathymetrische Aussagen können nicht getroffen werden.

Die Klingler Kar-Formation zeigt völlig gegensätzliche Faziesmerkmale. Bei geringer Mächtigkeit von 50–80 m umfaßt sie eine vergleichsweise lange Zeitspanne vom jüngsten Silur (Pridolium) bis mindestens in das oberste Unterdevon (Zlichovium). Unter Stagnation der Zufuhr siliciklastischer Sedimente bildet sich aus dem Faziesbereich distaler Turbidite eine pelagische Tiefschwelle heraus, die kaum mehr von Suspensionsströmen erreicht wird. Es kommt zur Ablagerung von Carbonaten, Schwarzschiefern und Lyditen.

In der Unteren Klingler Kar-Formation dominieren bankige, kondensierte Cephalopodenkalke, im Wechsel mit Lyditen. Sie reicht stratigraphisch vom Pridolium bis an die Wende Silur/Devon.

Die Mittlere Klingler Kar-Formation ist durch einen geringfügigen Anstieg von tonigem Detritus gekennzeichnet, welcher zur Ausbildung von Tonschiefer-Metamergelstein-Wechselfolgen führt. Dieser Abschnitt hat eine stratigraphische Reichweite von der Wende Silur/Devon bis Ende Pragium (= Gedinne, Siegen).

In der Oberen Klingler Kar-Formation setzt der Vulkanismus ein. Zum basischen Vulkanismus gibt es lokal alkalitrachytische Vorphasen. Als erste Zeugen vulkanischer Tätigkeit finden sich turbiditisch angelieferte Tuffitlagen. Diesen Tuffiten sind dünne Kalkmarmorlagen zwischengeschaltet, die ein gleichzeitiges Andauern der Carbonatsedimentation in den basalen Teilen der Oberen Klingler Kar-Formation belegen. Diese Kalkmarmorlagen bilden den obersten stratigraphischen Fixpunkt (oberstes Unterdevon, Zlichovium bis Dalejium = Emsium). Ab diesem Zeitpunkt verändert sich die Geometrie des Meeresbeckens. Durch submarine Vulkanbauten tritt eine Versteilung des Reliefs ein. Pillowlavaströme greifen schließlich über die Fazieszone der Klingler Kar-Formation hinweg und beenden die Existenz der pelagischen Tiefschwelle.

Folgende Punkte sprechen für ein pelagisches Faziesmilieu der Klingler Kar-Formation:

- die im Vergleich zu den anderen Formationen geringe Sedimentationsrate;
- das Vorkommen von kondensierten Cephalopodenkalken mit Anreicherung von in Tiefschwellenfazies bevorzugt auftretenden Makro- und Mikrofossilien (Orthoceren, Conodonten);
- das Auftreten von Lyditen (mit erhaltenen Radiolarienresten);
- das Auftreten von Schwarzschiefern mit Kiesvererzung als Hinweis auf euxinische Fazies in abgeschnürten Kleinbecken innerhalb der Tiefschwelle;
- die Gesamtassoziation von mitkritischen Kalken, Mergeln, Tonschiefern, Kalk-Tonschiefer- bzw. Kalk-

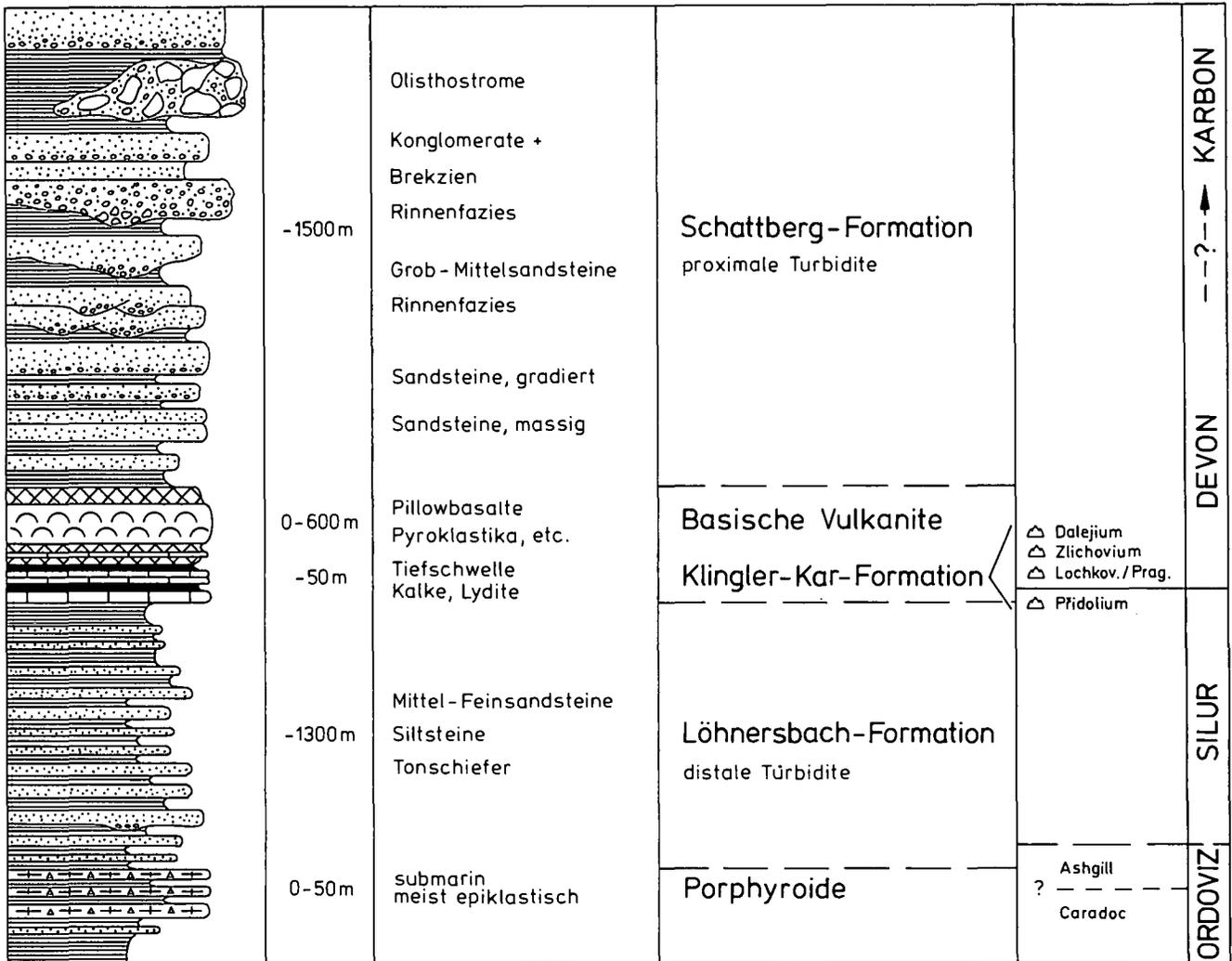


Abb. 4: Schematisierte Interpretation der Faziesentwicklung der Wildschönauer Schiefer, welche ein deutliches „coarsening upwards“ zeigt. Die neue Formationsgliederung wurde nach Daten aus HEINISCH (1986) auf die weitere Umgebung des Arbeitsgebietes übertragen.

Mergel-Wechselfolgen, Lyditen und Schwarzschiefern mit Pillowlaven.

Mit dem Einsetzen der Schattberg-Formation ändert sich das Sedimentationsgeschehen erneut markant: mächtige klastische Sedimentfolgen mit eingeschaltetem Grobanteil (Mikrokonglomerate, Brekzien) überlagern die Klingler Kar-Tiefschwelle und die Äquivalente des basaltischen Vulkanismus. Die Klastika sind als proximale Turbiditsequenzen zu deuten, die lokal in Rinnenfazies vorliegen. Sie werden den proximalen Teilen von Tiefsee-Rinnenfächern zugeordnet und entsprechen dem Faziestyp C nach WALKER & MUTTI (1973). Es ist davon auszugehen, daß syndimentäre Bruchtektonik das Meeresbecken umgestaltete und Resedimentationsvorgänge abliefen.

Die Schattberg-Formation ist stratigraphisch nur nach unten durch die Daten aus der Klingler Kar-Formation abgrenzbar und dürfte demnach etwa im Mitteldevon einsetzen. Es ist plausibel, eine stratigraphische Reichweite bis in das Karbon anzunehmen. Während im hier betrachteten Arbeitsgebiet nur Mächtigkeiten von etwa 450 m erhalten sind, könnten in benachbarten Bereichen bis zu 1500 m mächtige Klastika in der Fazies proximaler Turbidite nachgewiesen werden (HEINISCH, 1986).

Für die fazielle Entwicklung des Ablagerungsraumes der Wildschönauer Schiefer ergibt sich das Bild eines

typischen „coarsening upwards“, unterbrochen von der Sonderentwicklung der Klingler Kar-Tiefschwelle und einer kurzzeitig aktiven basaltischen Vulkanprovinz (Abb. 4).

② Stratigraphie

Mit Hilfe der beschriebenen Profile läßt sich erstmals der Beginn des basaltischen Vulkanismus in der Kitzbüheler Grauwackenzone klar stratigraphisch fassen. Die Daten sind deshalb besonders beweiskräftig, weil die Datierung durch Carbonatlagen erfolgte, die basalen Tuffitlagen direkt zwischengeschaltet sind. Diese Tuffitlagen stellen epiklastisch umgelagerte, allochthone Vulkanklastite dar, die nur über kurze Distanzen lateral transportiert worden sein dürften. Im Hangenden sind unmittelbare Faziesübergänge zu autochthonen Vulkaniten, wie Pillowlaven, Pillowbrekzien und anderen Pyroklastika, festzustellen. Für die Alkalitrachytlage, welche den basalen Tuffitlagen eingeschaltet ist, kann ebenfalls eine stratigraphische Untergrenze angegeben werden. Offen bleibt für die Vulkanitfolgen die stratigraphische Obergrenze.

Die vulkanogene Fazies ist nach den Ergebnissen der Kartierung in ihrer Gesamtheit als ein Äquivalent der mächtigen basaltischen Abfolgen in der Kitzbüheler Grauwackenzone zu verstehen. Diese basaltischen Vulkanite wurden bisher als ordovizisch betrachtet. Da die

nun vorliegende stratigraphische Datierung von räumlich eng benachbarten Profilen stammt, muß offenbleiben, ob der basaltische Vulkanismus in der Kitzbüheler Grauwackenzone überall synchron einsetzte. Dieses Problem wird derzeit an weiteren Lokalitäten untersucht. Solange keine gegenteiligen Daten vorliegen, erscheint es allerdings sinnvoll, von einer Ausbreitung des basaltischen Vulkanismus mit geringmächtigen alkalitrachytischen Vorphasen im höchsten Unterdevon auszugehen. Dies widerspricht völlig der bisher gültigen Modellvorstellung. Der basaltische Vulkanismus kann damit nicht als Vorphase des weitverbreiteten oberordovizischen Porphyroid-Vulkanismus interpretiert werden, sondern stellt ein vollkommen eigenständiges magmatisches Ereignis dar.

Die vergleichsweise einfachen, nur geringfügig durch Vertikalversätze beeinträchtigten Lagerungsverhältnisse erlauben es, die Klingler Kar-Formation als Leithorizont lateral weiterzuverfolgen. Die neuen Daten bilden damit auch den entscheidenden Schlüssel zum Verständnis des geologischen Baustils in der Kitzbüheler Grauwackenzone.

Weiterhin ergibt sich eine vom bisherigen Modellbild völlig abweichende stratigraphische Reichweite der Wildschönauer Schiefer. Die Annahme, daß der Großteil der Wildschönauer Schiefer ordovizischen Alters sei, führte zum geodynamischen Modell einer Eugeosynklinalphase (MOSTLER, 1970) bzw. eines Taphrogeosynklinalstadiums (MOSTLER, 1984) im tieferen und mittleren Ordovizium, das schließlich in die Bildung ozeanischer Kruste einmündete.

Nach den neuen Daten akkumulieren die Hauptmächtigkeiten der Klastika erst wesentlich später, nämlich im Silur und Devon. Siliciklastika devonischen Alters mit den Kennzeichen proximaler Turbidite waren bisher weder im Gebiet der Kitzbüheler Grauwackenzone noch im übrigen ostalpinen Altpaläozoikum bekannt.

③ Paläogeographie, Geotektonik

Die grundlegende Veränderung in der Datenbasis macht eine gründliche Revision der geotektonischen Modelle notwendig. Im Arbeitsgebiet ist eine Ozeanbodenbildung nicht nachzuweisen (HEINISCH, HERTOGEN & SCHLAEGEL, 1987). Allerdings weist die Tiefschwellenfazies der Klingler Kar-Formation auf die Existenz eines offen-marinen Bereiches ab dem höchsten Silur hin. Der Hauptteil der klastischen Sedimente der Kitzbüheler Grauwackenzone trägt die eindeutigen Kennzeichen eines Randbeckens in Nähe eines Kontinentgebietes. Die Fazies kleinräumig verzahnender mariner Rinnenfächersysteme bleibt über lange erdgeschichtliche Zeiträume (Oberordovizium bis mindestens Mitteldevon, evtl. Karbon) konstant. Geotektonische Modelle, die von der Existenz einer ordovizischen ozeanischen Kruste sowie ordovizisch-silurischen Subduktionssystemen mit abschließender Kollisionsorogenese ausgehen, werden daher durch die neuen Daten aus der Kitzbüheler Grauwackenzone nicht gestützt.

Wildschönauer Schiefer in proximaler Flyschfazies (Schattberg-Formation) entwickeln sich im höheren Devon und reichen mit deutlichem „coarsening upwards“ möglicherweise bis in das Karbon hinauf. Dies zeigt, daß der wesentliche geotektonische Umbruch nicht einer im Ordovizium oder Silur ablaufenden kaledonischen Gebirgsbildung zugeordnet werden kann. Es ist wesentlich plausibler, den entscheidenden geotektonischen Wandel im alpinen Paläozoikum als Akt der va-

riszischen Orogenese zu sehen, wie es bereits von HEINISCH & SCHMIDT (1976) gefordert wurde.

Dank

Die vorliegende Arbeit stellt einen Teilaspekt des Forschungsprogrammes „Untersuchungen zum basischen Vulkanismus der Nördlichen Grauwackenzone“ dar und wurde aus Mitteln der DFG gefördert. Die Geologische Bundesanstalt Wien gewährte Zuschüsse zu den Geländearbeiten im Rahmen der geologischen Landesaufnahme Österreichs.

Literatur

- AL-RAWI, D.: Biostratigraphische Gliederung der Tentakuliten-Schichten des Frankenwaldes mit Conodonten und Tentakuliten (Unter- und Mittel-Devon, Bayern, Deutschland). – *Senckenbergiana lethaea*, **58**, 25–79, 7 Abb., 1 Tab., 8 Tab., Frankfurt a. M. 1977.
- BRANSON, E. B. & MEHL, M. G.: Conodont studies No. 1, 2. – *Univ. Missouri Studies*, **8**, 168–259, Taf. 13–21, Columbia 1933.
- COLINS, E., HOSCHEK, G. & MOSTLER, H.: Geologische Entwicklung und Metamorphose im Westabschnitt der nördlichen Grauwackenzone unter besonderer Berücksichtigung der Metabasite. – *Mitt. österr. geol. Ges.*, **71/72**, 343–378, Wien 1980.
- EPSTEIN, A. G., EPSTEIN, J. & HARRIS, L. D.: Conodont Color Alteration – an Index to Organic Metamorphism. – *Geol. Surv. Prof. Pap.*, **995**, 27 S., Washington 1977.
- FLAJS, G. & SCHÖNLAUB, H. P.: Die biostratigraphische Gliederung des Altpaläozoikums am Polster bei Eisenerz (Nördliche Grauwackenzone, Österreich). – *Verh. Geol. B.-A.*, **1976**, 257–303, Wien 1976.
- FRISCH, W., NEUBAUER, F. & SATIR, M.: Concepts of the evolution of the Austroalpine basement complex (Eastern Alps) during the Caledonian–Variscan cycle. – *Geol. Rdsch.*, **73/1**, 47–68, Stuttgart 1984.
- HEINISCH, H.: Der ordovizische „Porphyroid-Vulkanismus“ der Ost- und Südalpen – Stratigraphie, Petrographie, Geochemie. – Unveröff. Diss. Univ. München, 253 S., München 1980.
- HEINISCH, H.: Die Geologie der Nördlichen Grauwackenzone zwischen Kitzbühel und Zell am See und ihre Bedeutung für die Rekonstruktion der altpaläozoischen Geodynamik des Ostalpenraumes. – Unveröff. Habilitationsschrift, Fakultät für Geowiss. Univ. München, 291 S., München 1986.
- HEINISCH, H. & SCHMIDT, K.: Zur kaledonischen Orogenese in den Ostalpen. – *Geol. Rdsch.*, **65**, 459–482, Stuttgart 1976.
- HEINISCH, H., HERTOGEN, H. & SCHLAEGEL, P.: REE- und Spurenelement-Daten von basaltischen Metavulkaniten aus dem ostalpinen Paläozoikum der Nördlichen Grauwackenzone/Österreich. – In Vorbereitung 1987.
- HEINISCH, H. & SPRENGER, W.: Neue Daten zur Petrographie und Fazies der Wildschönauer Schiefer im ostalpinen Paläozoikum der Kitzbüheler Grauwackenzone. – In Vorbereitung 1987.
- HÖLL, R. & MAUCHER, A.: The strata-bound ore deposits in the Eastern Alps. – In: WOLF, K. H. (Ed.): *Handbook of strata-bound and stratiform ore deposits*, 1–36, Amsterdam (Elsevier) 1976.
- HOSCHEK, G., KIRCHNER, E. Ch., MOSTLER, H. & SCHRAMM, J.-M.: Metamorphism in the Austroalpine Units between Innsbruck and Salzburg (Austria) – A synopsis. – *Mitt. österr. geol. Ges.*, **71/72**, 335–341, Wien 1980.
- KLAPPER, G.: Sequence within the conodont genus *Polygnathus* in the New Yorker lower Middle Devonian. – *Geologica et Palaeontologica*, **5**, 59–79, 1 Abb., 5 Tab., 3 Taf., Marburg/Lahn 1971.
- KLAPPER, G. & JOHNSON, D. B.: Sequence in conodont genus *Polygnathus* in Lower Devonian at Lone Mountain, Nevada. – *Geologica et Palaeontologica*, **9**, 65–77, 4 Abb., 3 Taf., Marburg/Lahn 1975.

- LOESCHKE, J.: Kaledonischer eugeosynklinaler Vulkanismus Norwegens und der Ostalpen im Vergleich mit rezentem Vulkanismus unterschiedlicher geotektonischer Positionen: eine Arbeitshypothese. – Z. dt. geol. Ges., **128**, 185–207, Hannover 1977.
- MASHKOVA, T. V.: Konodonty roda *Icriodus* BRANSON & MEHL 1938, iz Borshchovskogo i Chortkovskogo gorizontov Podolii. – Dokl. Akad. Nauk. SSSR, **182**, 941–944, 1 Taf., Moskau 1968 (russisch).
- MAWSON, R.: Australian Devonian (Lochkovian – early Eifelian) Conodont Assemblages and Evolution. – Thesis (Earth Sciences Macquarie University): XIII+205 S., 22 Abb., 8 Tab., 28 Taf., North Ryde/Australien 1984.
- MIDDLETON, G. V. & HAMPTON, M. A.: Mechanics of flow and deposition: I. Turbidites and deep water sedimentation. – In: SEPM Pacific Short Course, 1–38, Los Angeles 1973.
- MOSTLER, H.: Struktureller Wandel und Ursachen der Faziesdifferenzierung an der Ordoviz/Silur-Grenze in der Nördlichen Grauwackenzone (Österreich). – Festbd. Geol. Inst. 300 J.-Feier Univ. Innsbruck, 507–522, Innsbruck 1970.
- MOSTLER, H.: Erfassung basischer Massengesteine im Raum Mittersill – Zell am See – Salzburg. – Arch. f. Lagerst. forsch. Geol. B.-A., **5**, 105–115, Wien 1984.
- OBERHAUSER, R. (Red.): Der Geologische Aufbau Österreichs. – XIX+699 S., 164 Abb., Wien (Springer) 1980.
- PHILIP, G. M.: Middle Devonian conodonts from the Moore Creek Limestone, Northern New South Wales. – J. Proc. Roy. Soc. New South Wales, **100**, 151–161, 3 Taf., Sydney 1966.
- PICKERING, K. T.: Transitional submarine fan deposits from the late Precambrian Kongsfjord Formation submarine fan, NE Finnmark, N. Norway. – Sedimentology, **30**, 181–199, Oxford 1983.
- RHODES, F. H. T.: Some British Lower Palaeozoic conodont faunas. – Phil. Trans. Roy. Soc. London, **B237**, 261–334, 20 Abb., 4 Tab., Taf. 20–33, London 1953.
- SCHÖNLAUB, H. P.: Das Paläozoikum in Österreich. – Abh. Geol. B.-A., **33**, 124 S., Wien 1979.
- SCHÖNLAUB, H. P.: Conodonts. – In: CHLUPAC, I., LUKES, P., PARIS, F. & SCHÖNLAUB, H. P.: The Lochkovian-Pragian Boundary in the Lower Devonian of the Barrandian Area (Czechoslovakia). – Jb. Geol. B.-A., **128/1**, 9–41, 17 Abb., 1 Tab., 4 Taf., Wien 1985.
- SCHULZE, R.: Die Conodonten aus dem Paläozoikum der mittleren Karawanken (Seeberggebiet). – N. Jb. Geol. Paläont., Abh. **130**, 133–245, 18 Abb., 18 Tab., 1 Karte, Taf. 16–20, Stuttgart 1968.
- SPRENGER, W.: Geologische Kartierung des oberen Löhnersbachtals und Untersuchungen zur Lithostratigraphie und Biostratigraphie im Westteil der Nördlichen Grauwackenzone (Salzburg, Österreich). – Unveröff. Dipl.-Arb. Univ. München, VIII+141 S., 68 Abb., 10 Tab., 3 Taf., 5 Anl., München 1985.
- TELFORD, P. G.: Lower and Middle Devonian conodonts from the Broken River Embayment North Queensland, Australia. – Spec. Pap. Palaeont., **15**, 1–96, 9 Abb., 6 Tab., 16 Taf., London 1975.
- TOLLMANN, A.: Grundprinzipien der alpinen Deckentektonik. – XXIII, 404 S., 170 Abb., Wien (Deuticke) 1973.
- WALKER, R. G. & MUTTI, E.: Turbidite facies and facies associations. – SEPM Pacific Short Course, 119–158, Los Angeles 1973.
- WALLISER, O. H.: Conodonten aus dem oberen Gotlandium Deutschlands und der Karnischen Alpen. – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **85**, 28–52, 3 Abb., 1 Tab., Taf. 1–3, Wiesbaden 1957.
- WALLISER, O. H.: Conodonten des Silurs. – Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., **41**, 1–106, 10 Abb., 2 Tab., 32 Taf., Wiesbaden 1964.
- ZIEGLER, W.: Unterdevonische Conodonten, insbesondere aus dem Schönauer und dem Zоргensis-Kalk. – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **84**, 93–106, 1 Tab., Taf. 6–7, Wiesbaden 1956.
- ZIEGLER, W.: Conodonten aus dem Rheinischen Unterdevon (Gedinnium) des Remscheider Sattels (Rheinisches Schiefergebirge). – Paläont. Z., **34**, 169–201, 2 Abb., 3 Tab., Taf. 13–15, Stuttgart 1960.

Manuskript bei der Schriftleitung eingelangt am 20. Jänner 1987.



Geologie der östlichen Goldeckgruppe (Kärnten)

Von HERBERT HEINZ*)

Mit 3 Abbildungen

*Kärnten
Ostalpinen Kristallin
Metamorphose
Tektonik
Seriengliederung
Lithozonies*

Österreichische Karte 1 : 50.000
Blätter 182, 183, 199, 200

Inhalt

Zusammenfassung	176
Abstract	176
1. Einleitung	176
2. Die höher metamorphen Gesteine	176
2.1. Mylonite	176
2.2. Granatglimmerschiefer und verwandte Gesteine	177
2.2.1. Hellglimmerschiefer mit Formrelikten nach Granat, jedoch ohne Granatsubstanz	180
2.2.2. Diaphthoritische Granatzweiglimmerschiefer	180
2.2.3. Granatzweiglimmerschiefer mit schwachen Anzeichen von Diaphthorese	181
2.2.4. Diaphthoritische Granatquarzite	181
2.2.5. Diaphthoritische Granatglimmerquarzite mit Kohlenstoffpigment („Kohlenstoffreiche Granatglimmerschiefer“)	181
2.3. Grüngesteine innerhalb der „höher metamorphen Gesteine“	181
2.3.1. Granatführende Hornblende-Quarz-Biotit-Schiefer	181
2.3.2. Hornblendefels	182
2.4. Leukokrate Gesteine	182
2.5. Karbonatgesteine als Einlagerungen in die „höher metamorphen Gesteine“	182
2.5.1. Massige bis dickbankige Kalk- und Dolomitmarmore bei Kleinsaß	182
2.5.2. Feinkörnige, dunkle Bänderkalkmarmore	182
3. Die Gesteine der „Grenzzone“	183
3.1. Die „Spilit-Glimmerschiefer-Gruppe“	183
3.1.1. Glimmerschiefer	183
3.1.2. Glimmerschiefer mit phyllitischem Habitus	183
3.1.3. Spilitische Gesteine	184
3.1.3.1. Spilitische Tuffite	184
3.1.3.2. Spilitische Grünschiefer	185
3.1.4. Kohlenstoffreiche Kieselschiefer innerhalb der Spilit-Glimmerschiefer-Gruppe	186
3.2. Die Karbonat-Kieselschiefer-Gruppe	186
3.2.1. Diaphthoritische Glimmerschiefer („Glimmerschiefer der Grenzzone“)	186
3.2.2. Phyllite	186
3.2.3. Kalk- und Dolomitmarmore der Karbonat-Kieselschiefer-Gruppe	186
3.2.4. Kohlenstoffreiche bzw. kohlenstoffführende Gesteine	187
3.2.4.1. Kohlenstoffreiche Kieselschiefer	187
3.2.4.2. Kohlenstoffreiche Metaquarzite	187
3.2.4.3. Kohlenstoffreiche (quarzitische) Phyllite	187
3.2.5. Phyllonite	187
3.2.5.1. Karbonatische Phyllonite bei Kleinsaß	188
3.2.5.2. Phyllonite bei Tragail	188
3.2.6. Ein den spilitischen Gesteinen ähnliches Grüngestein südlich von Aifersdorf	188
4. Die ausschließlich progressiv metamorphen Gesteine	188
4.1. Die Karbonatreiche Gruppe	188
4.1.1. Karbonate nördlich von Stockenboi	188
4.1.2. Übergänge zwischen Karbonaten und Phylliten	189
4.2. Die Metavulkanitgruppe	189
4.2.1. Metakristalltuffe	189
4.2.2. Metaaschentuffe bis -tuffite	190
4.2.3. Metatuffbreccien	192
4.2.4. Metadiabaslaven	192
4.2.5. Chloritschiefer bei Aifersdorf	192

*) Anschrift des Verfassers: Dr. HERBERT HEINZ, Geologische Bundesanstalt, Rasumofskygasse 23, A-1031 Wien.

4.3. Die Metaquarzit-Phyllit-Gruppe	193
4.3.1. Braune und grüne Metawacken	193
4.3.2. Metagrauwacken und helle, vererzte Metawacken	193
4.3.3. Wechsellagerungen Metawacken – Metaquarzite – Metapelite	194
4.3.4. Metaquarzite und pyroklastisch beeinflusste, quarzitisches Metapelite	195
4.4. Metapelite der ausschließlich progressiv metamorphen Gesteine	195
5. Tektonik und Gefüge	196
6. Auflagernde Permotrias	198
7. Quartär	198
8. Zusammenschau, Diskussion, Interpretation	199
Literatur	202

Zusammenfassung

Die östliche Goldeckgruppe konnte in drei Einheiten untergliedert werden: in eine granatglimmerschieferdominierte zum Teil diaphthoritische Einheit mit Einschaltungen von Grünschiefern und Karbonaten im Norden (höher metamorphe Gesteine, „Altkristallin“), in eine mit ausschließlich progressiv metamorphen Gesteinen im Süden, die in sich wiederum untergliederbar ist (Karbonatreiche Gruppe, Metavulkanit- und Metaquarzit-Phyllitgruppe), und schließlich in eine dazwischenliegende Grenzzone, die gewisse Anzeichen primärer Verwandtschaft zu den beiden anderen Einheiten zeigt und somit als Verschuppungszone untergeordneter Bedeutung angesehen werden muß. Tektonik, Metamorphose und Diaphthoresis sind wohl größtenteils als variszisch angelegt anzunehmen; alpidische Reaktivierung ist zwar nicht zu übersehen, dominiert aber nicht. Durch lithofaziale Serienvergleiche läßt sich die östliche Goldeckgruppe in einen Rahmen einfügen, der den Verhältnissen in den angrenzenden südlichen Teilen der Alpen durchaus gerecht wird, wenn auch aufgrund des weitgehenden Fehlens orthostratigraphischer Fixpunkte mehrere Lösungsmöglichkeiten ins Auge zu fassen sind. Die primäre, noch erkennbare Nachbarschaft aller drei Einheiten schließt eine alpidische Trennfläche höherer Ordnung in diesem Gebiet aus und weist auf variszisches „crustal-shortening“ hin.

Abstract

The eastern Goldeck range (Carinthia/Austria) could be subdivided into three units: a garnet- mica-schist dominated one, partly diaphthoritic, a unit, consisting of progressive metamorphites exclusively and a so-called Grenzzone which lies between those two units and is regarded as a secondary tectonic element with relationships to the neighbouring series. Tectonics, metamorphosis and diaphthoresis are regarded as of mainly Hercynian age. All events have been weakly reactivated during the Alpine orogenesis. It has been possible to compare the relationships of the Goldeck range with the bordering southern main units of the Alps by lithostratigraphic analysis, even when more than one solution is possible. The original vicinity of the three units excludes a first-order Alpidic thrustplane and indicates Hercynian crustal-shortening in this area.

1. Einleitung

Der östliche Ausläufer der Goldeckgruppe – zwischen dem Drautal (im Norden) und dem Weißenbachgraben (im Süden) – wurde zunächst im Rahmen einer Dissertation am Geologischen Institut der Universität Wien bearbeitet (HEINZ, 1976; EXNER, DEUTSCH & HEINZ, 1976). Eine Fortsetzung der Untersuchungen erfolgte im Rahmen der Tätigkeit des Autors als auswärtiger Mitarbeiter der Geologischen Bundesanstalt (HEINZ, 1978, 1979) und schließlich als Angehöriger der Geologischen Bundesanstalt (HEINZ, 1985). In den Jahren

1980 bis 1984 konnten die Aufnahmen vervollständigt, erweitert und verbessert werden, da durch zwei große Straßenprojekte (Bau der Goldeckstraße und Bau der Südautobahn) temporär sehr gute künstliche Aufschlußverhältnisse vorgefunden werden konnten.

Ziel der Aufnahme war vor allem die Klärung des Verhältnisses zwischen den höhermetamorphen Gesteinen des ostalpinen Altkristallins im Nordteil der Goldeckgruppe und dem schwachmetamorphen Komplex südlich davon („Paläozoikum“, „südliche Grauwackenzone“ etc.), der zwischen Altkristallin und Triasbasis des Drauzuges liegt.

Das Gesteinsinventar wurde (vom tektonisch Liegenden zum tektonisch Hangenden) in drei Einheiten gegliedert:

- Höher metamorphe Gesteine („Altkristallin“)
- Grenzzone (bestehend aus Gesteinen, die nicht eindeutig den höher metamorphen Gesteinen oder den schwächer metamorphen Serien zuzuordnen sind; dieser Komplex entspricht etwa dem liegendsten Anteil der „Quarzphyllitgruppe“ im Sinne ANGEL & KRAJICEK's [1939] oder jener Zone, die den „Eindruck“ eines Überganges zwischen Altkristallin und Paläozoikum im Sinne SCHWINNER's [1943] vermittelt [ohne den Interpretationen SCHWINNER's diesbezüglich folgen zu wollen]).
- Schwächer metamorphe Gesteine (ausschließlich progressiv metamorphe Gesteine).

2. Die höher metamorphen Gesteine („Altkristallin“, „Ostalpinen Altkristallin“)

2.1. Mylonite

Nur an einer Stelle, nämlich im Graben westlich von Kleinsaß, sind Mylonite nach Granatglimmerschiefern aufgeschlossen. Sie treten am Grabeneingang, etwa 150 m östlich des Gehöftes „Rauter“ zutage. Es handelt sich um dunkle, teils massig, teils schiefrig wirkende Gesteine, die durchwegs durch bräunliche, eisenhydroxidische Verwitterungsrinden charakterisiert sind. In den untersten Teilen des Mylonitpaketes tritt der Quarzgehalt weitgehend zurück, worauf der erwähnte schiefrige, fast phyllonitische Habitus zurückzuführen ist. Durch die intensive Tektonisierung bildeten sich zahlreiche linsen- bis ellipsenförmige Scherkörper, die Durchmesser bis zu 30 cm erreichen können; dieses Erscheinungsbild macht das Gestein schon bei flüchtiger Betrachtung als Mylonit erkennbar. Die oberen zehn Mächtigkeitmeter dieser Mylonitzone sind hier

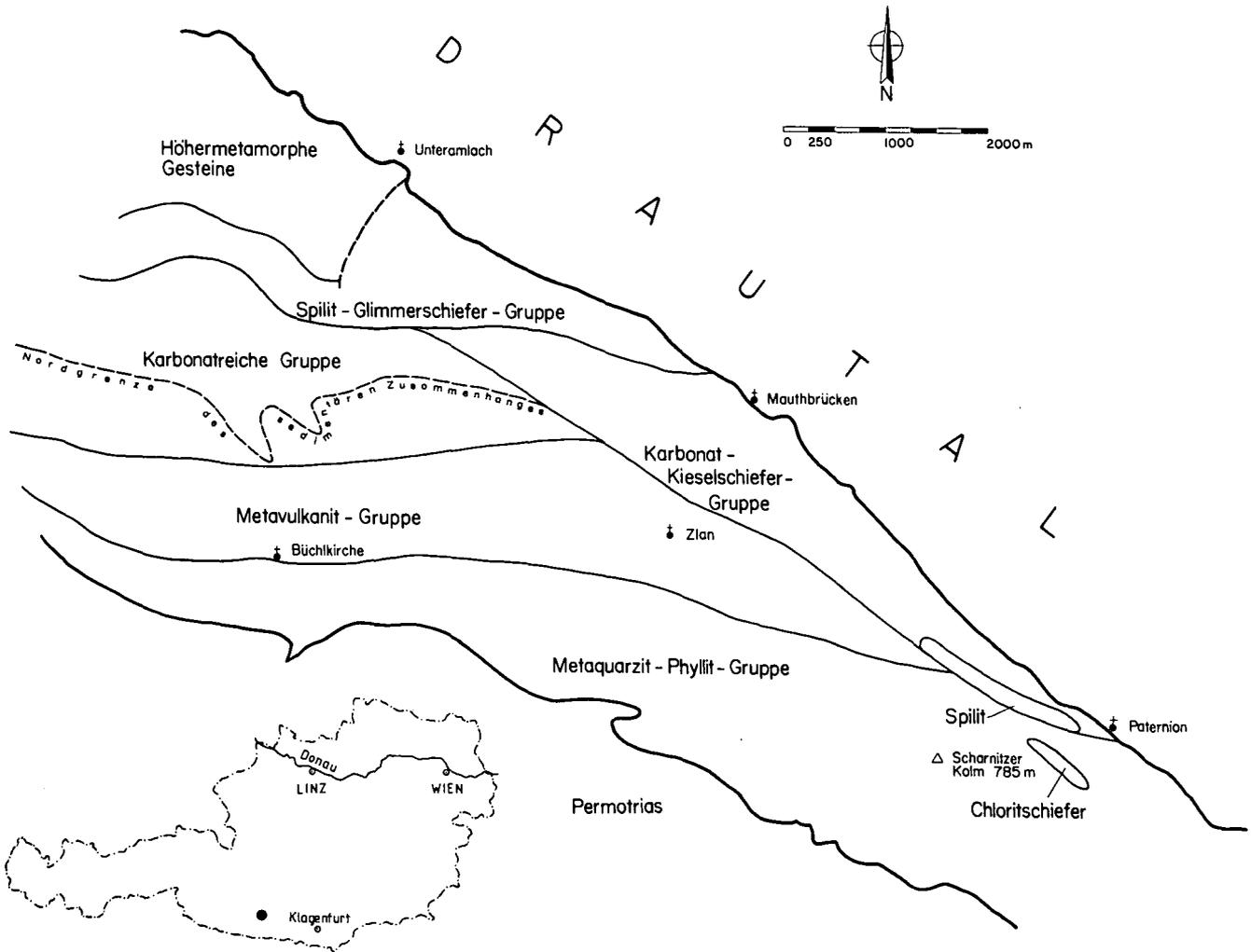


Abb. 1: Gesteinsgruppen im östlichen Goldeckgebiet und Lage des bearbeiteten Gebietes in Österreich.

deutlich quarzreicher und erscheinen massig; auch die Absonderung der Scherkörper ist hier deutlich dickplattiger.

○ Udm

Die dunkle Matrix besteht aus Serizit, Quarz und Feldspat (Albit bis Oligoklas); meist sind die körnigen Gemengteile nur röntgendiffraktometrisch identifizierbar. In dieser Matrix sind manchmal stark gequälte Hellglimmerblättchen, nach (001) aufgeschuppt und etwa senkrecht darauf zerbrochen, zu finden. Feinverteilt, und an den zahlreichen Bewegungsflächen zusätzlich verschmieretes opakes Erz verursacht die dunkle Farbe des Gesteins. An den Klüften und Haarrissen ist Eisenhydroxid eingewandert.

In Dünnschliffen aus dem Hangendabschnitt des Mylonites sind Quarzaggregate, gebildet durch zahlreiche optisch selbständige Quarzindividuen, häufig. Oft sind diese Aggregate zerbrochen. Die so entstandenen feinen Klüftchen wurden dann mit Hellglimmer verheilt. Die Quarzindividuen zeigen durchwegs wellige Auslöschung und Böhm'sche Streifung.

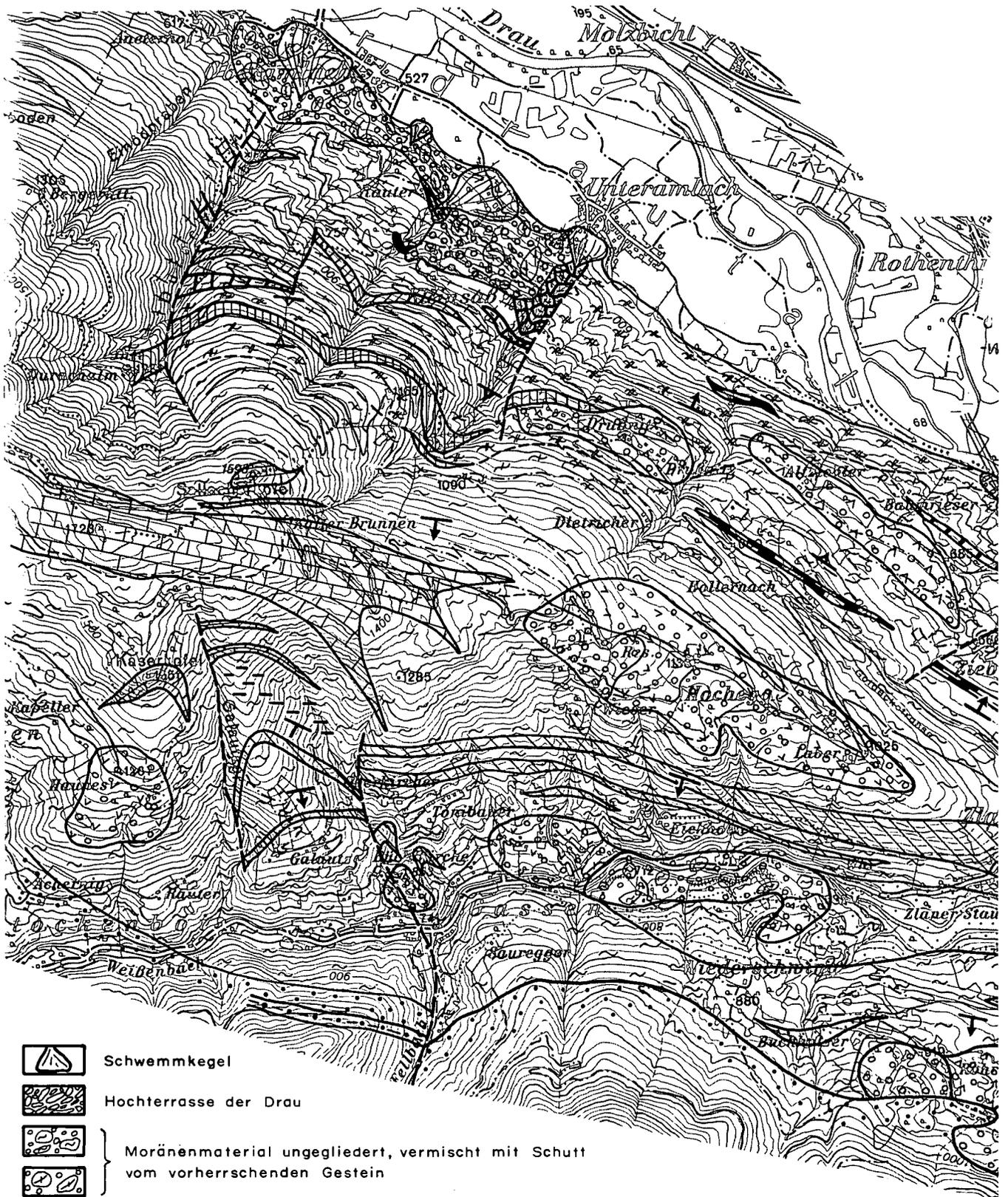
Sehr auffällig sind Quarzkörnchen von gleicher Größe wie die erwähnten Aggregate (etwa 1,5–5 mm im Durchmesser), allerdings mit glatter Auslöschung. Chlorite sind seltener als Hellglimmer, sind jedoch in gewissen Zonen als Schlieren konzentriert. Es handelt sich überwiegend – ihren anomal blauen Interferenzfarben nach – um Mg-Fe-Chlorite, die der Penninreihe nahestehen. Diese Schlieren sind am ehesten auf extrem gelängte und zerscherte Granatpseudomorphosen zurückzuführen; hystero gene Chlorite wären in jedem Fall entweder nur an Klüften oder feinverteilt im Grundgewebe zu erwarten. Die Form einiger die-

ser schlierigen Gebilde gleicht außerdem jenen eindeutig identifizierbaren Granatpseudomorphosen, wie sie in den hangenden, tektonisierten, diaphthoritischen Hellglimmerschiefern zu finden sind (s. Kap. 2.2.1.).
Akzessorisch: Turmalin und Zirkon.

Unmittelbar östlich des Gasthauses bei Kleinsaß, am Fahrweg nach Zlan, steht stark durchbewegter, diaphthoritischer Granatglimmerschiefer an, der den liegenden Anteilen des Mylonitzuges ähnelt. Nach seiner Position im Profil ist dieser Zug wohl mit dem Wirkungsbereich der Drautalstörung und ihrem Gefolge in Zusammenhang zu bringen. Einiges (klare Quarzindividuen, Böhm'sche Streifungen) läßt aber auch an Umkristallisation nach der Tektonisierung denken. In der Abb. 2 (Geologische Karte) wurde dieses Gestein allerdings als Granatglimmerschiefer ausgeschieden. Viel weiter westlich (bei St. Gertraud im Drautal) konnten gleichfalls Hinweise auf solche Mylonite gefunden werden; dort jedoch sind sie von den jungen Sedimenten des Drautales bereits bedeckt (HEINZ & WALACH, 1979).

2.2. Granatglimmerschiefer und verwandte Gesteine

Sie stellen die Hauptmasse der Einheit der „höhermetamorphen Gesteine“. Durch den – oft allmählich stattfindenden – Wechsel im Verhältnis der Hauptge-



-  Schwenmkegel
-  Hochterrasse der Drau
-  } Moränenmaterial ungegliedert, vermischt mit Schutt vom vorherrschenden Gestein
-  Schutt vermischt mit Moränenmaterial
-  Moränenmaterial
-  Tonschieferähnliche Phyllite
-  Phyllite der Grenzzone (aber auch der schwachmetamorphen Gesteine)
-  Trias
-  Werfener Schichten
-  Permoskyth ("Grödener Fazies")



Abb. 2: Geologische Karte der östlichen Golddeckgruppe.



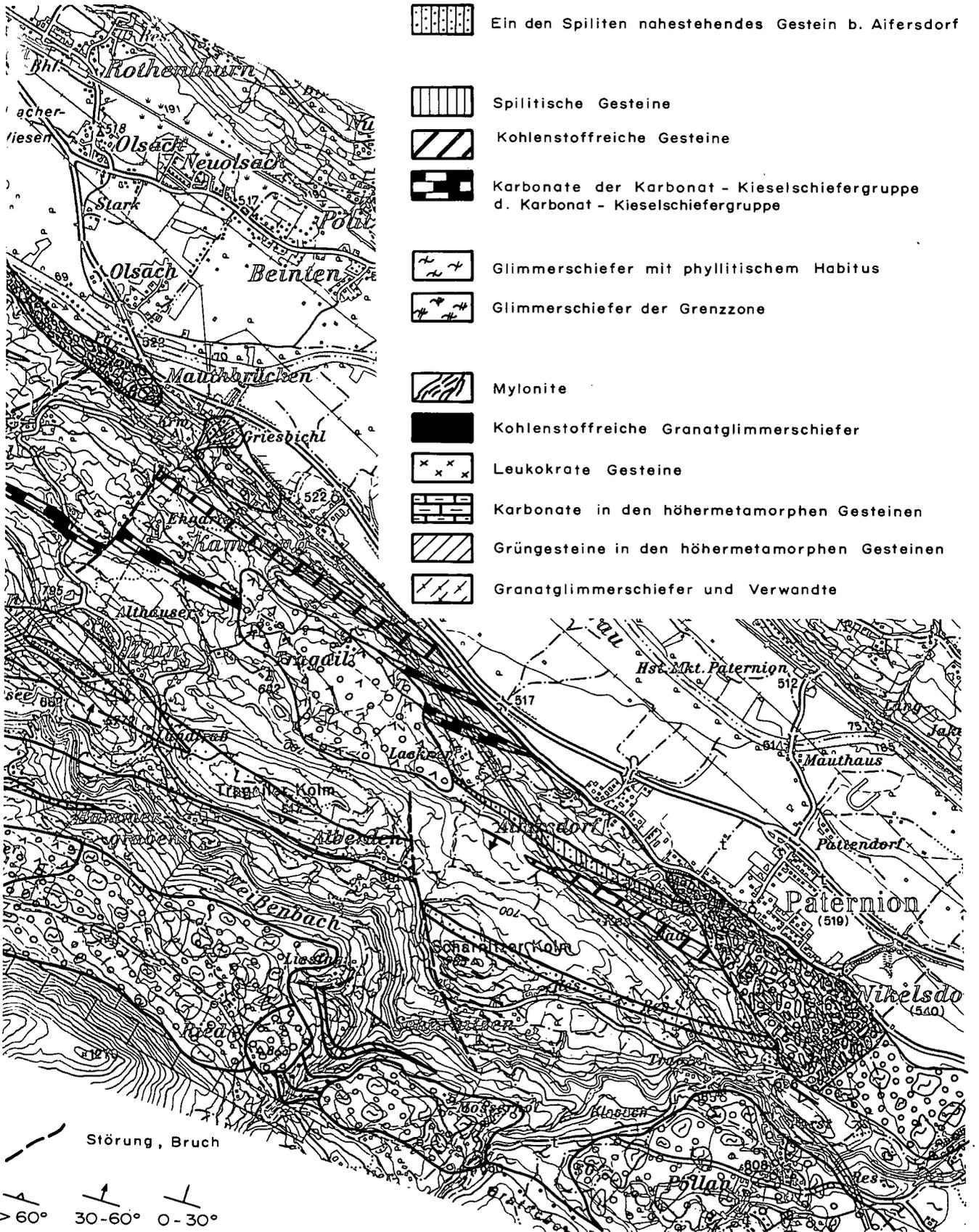
-  Metawacken, -grauwacken, -quarzite
-  Chloritschiefer bei Aifersdorf
-  Grüngesteine in den ausschliesslich progressiv metamorphen Gesteinen
-  Karbonate der karbonatreichen Gruppe
-  Ein den Spiliten nahestehendes Gestein b. Aifersdorf

-  Spilitische Gesteine
-  Kohlenstoffreiche Gesteine
-  Karbonate der Karbonat - Kieselschiefergruppe d. Karbonat - Kieselschiefergruppe

-  Glimmerschiefer mit phyllitischem Habitus
-  Glimmerschiefer der Grenzzone

-  Mylonite
-  Kohlenstoffreiche Granatglimmerschiefer

-  Leukokrate Gesteine
-  Karbonate in den höhermetamorphen Gesteinen
-  Grüngesteine in den höhermetamorphen Gesteinen
-  Granatglimmerschiefer und Verwandte



-  Störung, Bruch
-  > 60°
-  30-60°
-  0-30°

mengenteile sind innerhalb dieser Einheit zahlreiche Gesteinstypen unterscheidbar. Einige Varietäten sind durch das ausschließliche Auftreten nur einer Glimmerphase charakterisiert. In einigen Fällen ist die ursprüngliche Granatsubstanz vollständig ausgemerzt und nur mehr als Pseudomorphose erkennbar.

Es sind folgende Untertypen zu unterscheiden:

- Hellglimmerschiefer mit Pseudomorphosen nach Granat (keinerlei Relikte der ursprünglichen Granatsubstanz).
- Diaphthoritische Granathellglimmerschiefer
- Diaphthoritische Granatzweiglimmerschiefer
- Granatzweiglimmerschiefer mit schwachen Anzeichen von Diaphthorose
- Diaphthoritische Granatquarzite
- Diaphthoritische Granatglimmerquarzite mit Kohlenstoffpigment.

2.2.1. Hellglimmerschiefer mit Formrelikten nach Granat, jedoch ohne Granatsubstanz

○ UdM

Hauptgemengteile sind Quarz, Hellglimmer, Plagioklas (Albit-Oligoklas). Den Rest bilden Chlorit, Epidot und (akzessorisch) Pyrit, Magnetit, Turmalin, Zirkon, Apatit. Gelegentlich tritt auch Karbonat auf.

Bestimmend für das Gesteinsgefüge ist der körnige Anteil, der zusammen mit den Hellglimmern ein welliges bis feingefaltetes Lagengefüge bildet.

Die Quarze messen im Mittel 0,2 bis 0,4 mm im Durchmesser, größere Körner sind eher selten; die Korngrenzen sind meistens buchtig und ausgezackt. Glatte Korngrenzen zeigen sich nur bei den vereinzelt zu beobachtenden Zeilenquarzen gegenüber den anstoßenden Hellglimmerpaketen. Der Großteil der Quarze löscht undulös aus; an einigen Stellen aber werden Chloritbüschel von glatt auslöschenden, offensichtlich mobilisierten Quarzaggregaten durchwachsen;

Als dicktafelige, gefaltete Stapel liegen die durchwegs postkristallin deformierten Hellglimmer vor. Die Enden dieser Tafeln sind mehrheitlich ausgefranst, Teile davon abgelöst und vom Grundgewebe umschlossen. Wirrstrahliger Chlorit durchwächst oft die Hellglimmerindividuen. Häufig sind auch längliche Erzkrümel, die parallel (001) angeordnet sind und jeder Verbreitung der Glimmer folgen; es handelt sich dabei zumindest teilweise um Pyrit.

Größere Körner als die Quarze bilden die Plagioklase, die ziemlich oft verzwillingt (Albitgesetz) und durch auskeilende und auch deformierte Zwillinglamellen charakterisiert sind. Nur untergeordnet kann man Serizitisierung an den Feldspäten beobachten.

Vollständig durch Chlorit ersetzte Granate: die vormaligen Granatkristalle sind gänzlich durch einen wirren, feinblättrigen Chlorit-Serizit-Filz ersetzt, in dem die Chlorite (Pennin-Klinochlor) eindeutig dominieren. Zwei Typen der Chlorit/Serizitaggregate sind unterscheidbar, die auch auf gewisse Zonen innerhalb des Gefüges beschränkt sind. Rundliche bis elliptische Formen liegen ausschließlich im Quarzpflaster, während längliche, „ausgeschwänzte“ Querschnitte dort auftreten, wo Hellglimmer dominieren. Diese unterschiedlichen Ausbildungen sind wohl auf die Deformierbarkeit der unmittelbaren Umgebung zurückzuführen.

Häufigste Akzessorien sind Turmalin und Epidot/Klinozoisit. Beide liegen vorwiegend in den dicktafeligen Hellglimmerpaketen, meist recht klein und xenomorph (Wachstumsbehinderung durch Hellglimmer). Im Grundgewebe liegende Epidotkristalle erreichen Längen bis zu 0,3 mm und zeigen Zonenbau: Klinozoisitkern, Epidotummantelung. Zirkone bilden ab und zu Einschlüsse in den Hellglimmertafeln. Als Zwickelfüllung im Quarz/Feldspatpflaster fungiert manchmal hysteresogenes Karbonat.

Der Ersatz der Granatsubstanz erfolgte hier also eindeutig postdeformativ.

Die diaphthoritischen Granathellglimmerschiefer entsprechen dem eben geschilderten Gesteinstyp. In den Chlorit/Serizitaggregaten befinden sich jedoch Granatreste.

2.2.2. Diaphthoritische Granatzweiglimmerschiefer

Schon ANGEL & KRAJICEK (1939) beschreiben diese Gesteinsart recht genau. Sie ist allerdings weiter verbreitet als in ihrer Kartenskizze angegeben und herrscht in den Liegend- und Hangendanteilen der höhermetamorphen Gesteine absolut vor. Der Quarzgehalt wechselt sehr stark, sodaß von quarzreichen bis zu quarzarmen Typen alle Übergänge vertreten sind.

○ UdM (quarzitische Abart)

In einem Quarz/Plagioklas (Albit-Oligoklas)-Pflaster liegen zahlreiche dünne, vorzüglich eingeregelter Biotite und Hellglimmer;

Quarz ist im Durchschnitt in Größen bis zu 0,5 mm anzutreffen und löscht fast immer undulös aus. Die Körner greifen buchtig ineinander.

Die Hellglimmer sind nicht zerfasert oder verbogen und im wesentlichen frei von Einschlüssen.

Biotit tritt mengenmäßig gegenüber den Hellglimmern etwas zurück, die Querschnitte sind jedoch dicker; er ist hellbraun und zeigt deutlichen Pleochroismus. Parallel zu den (001)-Flächen sind oft Chlorite der Pennin-Reihe zu bemerken; ob es sich dabei um selektive Chloritisierung oder sekundäre Verwachsungen handelt, bleibt offen.

An Einschlüssen finden sich Zirkone (pleochroitische Höfe) und Epidot, sowie Insekteneiertitanit als Entmischungsprodukt.

An Chloritphasen sind vertreten: Pennin mit normalen Interferenzfarben (dunkelgrau erster Ordnung), als Granateratz aber in feinen Schuppen neben den Serizitaggregaten auch im Grundgewebe, und optisch positive Chlorite mit anomal braunen Interferenzfarben (Rhipidolit) ausschließlich im Grundgewebe.

Granatsubstanz ist in den oben mehrmals erwähnten Chlorit/Serizitaggregaten zu finden. Diese Reste halten sich wiederum vorzugsweise am Rand der ehemaligen Porphyroblasten auf und sind mit opakem Erz umsäumt.

Akzessorien: Turmalin, Klinozoisit und Ilmenit.

○ UdM (quarzarmer Typ,

aus dem oberen Teil des Durrachgrabens)

Quarze und Feldspäte stellen zusammen nur etwa 30 % des Gesteins, während Hellglimmer und Biotite zu weit über 50 % den phyllitischen Habitus dieser Granatzweiglimmerschiefer bestimmen.

Granatrelikte sind nur mehr spärlich vorhanden und liegen, wie schon oben beschrieben, meist randlich in den Chlorit/Serizitanhäufungen, in denen hier auch größere Hellglimmer aufzufinden sind. Diese Relikte haben gelblich-rosa Eigenfarben (\approx Pyralspit-Reihe).

Hellglimmer bildet dicke, gequälte, in sich geschuppte und zerglittene Pakete, die mit Biotit verwachsen sind; der Biotit ist, wie in den quarzreichen Zweiglimmerschiefern, durch parallel (001) gewachsene Pennine gekennzeichnet. Für Rhipidolit und den Pennin gilt bezüglich ihrer Ausbildung das oben Gesagte.

Die Quarze sind zusammen mit Hellglimmern und Plagioklasen zu einem Lagenbau gefügt, messen im Durchschnitt etwa 0,3 mm, löschen wellig aus und sind zeilig angeordnet.

Schon makroskopisch gut erkennbar sind hingegen die Plagioklase (Albit-Plagioklas). Subidiomorph-tafelig ausgebildet und meist polysynthetisch verzwillingt sind sie fast stets mit einer Fülle versehen, die aus Serizit und Klinozoisit besteht. Seltener sind unverzwillingte Plagioklase; auch sie sind gefüllt.

Pyrit und Eisenhydroxide sind im Grundgewebe ziemlich oft vertreten.

2.2.3. Granatweiglimmerschiefer mit schwachen Anzeichen von Diaphthorose

Von den unter 2.2.1. und 2.2.2. behandelten Gesteinen sind diese Granatweiglimmerschiefer makroskopisch nicht unterscheidbar; sie scheinen vor allem in der unmittelbaren Umgebung der diaphthoritischen Granatquarzite (2.2.4.) zu liegen, kommen aber auch lagenweise innerhalb der gesamten Einheit der „höher metamorphen Gesteine“ vor.

○ UdM

In einem lagig aufgebauten Grundgewebe aus Quarz, Feldspat, Hellglimmer und Biotit liegen bis halbzentimetergroße Granatblasten, von denen noch etwa 80 % der ursprünglichen Substanz erhalten sind. Sie sind idiomorph bis subidiomorph; in den Spaltrissen siedelt der schon bekannte Chlorit/Serizit-Filz.

Quarz nimmt etwa 45 % des Gesteinsvolumens ein; die Korngrößen bewegen sich in den üblichen Dimensionen (also 0,3 bis 0,5 mm). Undulöse Auslöschung ist die Regel. Plagioklase sind nicht so häufig, meist aber größer als die Quarze. Es sind fast durchwegs nach dem Albitgesetz verzwillingte Individuen, getrübt durch feinste Mikrolithe. Hellglimmer und Biotit wie oben.

An Chloriten ist nur Pennin bestimmbar.

Akzessorien: Karbonat in Klüften; Turmalin (Säulchenquerschnitte – zerbrochene sphärische Dreiecke); etwas Apatit.

2.2.4. Diaphthoritische Granatquarzite

Die vorwiegend quarzitischen Granatweiglimmerschiefer (2.2.3.) konvergieren durch weitere Zunahme des Quarzgehaltes in reine Granatquarzite mit Anzeichen regressiver Metamorphose. Solche diaphthoritische Granatquarzite lassen auch makroskopischen Lagenbau erkennen, der durch dünne Hellglimmer-Biotit-Züge verursacht wird. Die Granate sind makroskopisch als runde bis längliche, manchmal auffallend grünliche (chloritreiche) Flecken erkennbar.

○ UdM

75 % Quarz, zackig und buchtig ineinander verzahnt, wie oben.

Hellglimmer sind meist mit Chloriten der Penninreihe verwachsen; gleiches gilt für Biotit.

Die Granatrelikte schwimmen als Splitter im – bereits mehrmals erwähnten – Chlorit/Serizitfilz; die länglichen Formrelikte nach Granat haben oft meist recht typische, „deltoidförmige“ Querschnitte und sind fast immer von Hellglimmern ummantelt.

Als Zwickelfüllung im Grundgewebe wurde auch Karbonat beobachtet.

2.2.5. Diaphthoritische Granatglimmerquarzite („Kohlenstoffreiche Granatglimmerschiefer“)

Eine Sonderform der diaphthoritischen Granatquarzite bilden schwarzgraue, ziemlich dünnplattige, abfärbende, splittrig brechende Gesteine, durchschlagen von Quarzgängchen. In einer Mächtigkeit von etwa 10 m wurden sie im Graben westlich von Kleinsaß und in mm-dicken Lagen auch im Durrachgraben aufgefunden, die wahren Mächtigkeiten sind aber sicher größer.

○ UdM

Quarz (55 %) tritt in zwei wohlunterscheidbaren, strukturellen Formen auf: feine Körner mit durchwegs undulöser Auslöschung (mittlere Korngröße um 0,1 mm), und grobe, gängchenbildende Quarze (Korngröße um 2 bis 5 mm); letztere sind klar, nur die feinkörnige Fraktion ist intensiv mit krümeligem Kohlenstoffpigment imprägniert.

Gleiches gilt für die Hellglimmer und die Biotite: feinschuppig, mit schmalen Tafelquerschnitten in den Quarzgängen; dicktafelig, gequält, auch Polygonalzüge bildend im feinkörnigen Quarzpflaster, und wie dieses, mit Kohlenstoffkrümeln bestäubt.

Chlorite der Pennin-Klinochlor-Reihe finden sich

a) als Bestandteil der die Granate ersetzenden Aggregate (zusammen mit Serizit), b) in den Biotiten, parallel den (001)-Flächen (s. o.) und c) im Grundgewebe.

Ursprünglich waren wohl subidiomorphe Granate vorhanden, die nunmehr lediglich als Chlorit/Serizitballen vorliegen, in denen Reste der Granatsubstanz erhalten geblieben sind.

Ziemlich selten sind Feldspäte (wiederum Albit-Oligoklas);

Akzessorien: Turmalin (im feinen Pflaster) mit Zonarbau, Apatit und gerundeter Zirkon.

2.3. Grüngesteine innerhalb der „höher metamorphen Gesteine“

Während die westliche Goldeckgruppe reich an Grüngesteinen zu sein scheint (DEUTSCH, 1977), sind im betrachteten Abschnitt der höhermetamorphen Gesteine bloß zwei Typen aufgefunden worden; auch diese sind im Graben bei Kleinsaß am besten aufgeschlossen, sind aber bis in den Durrachgraben verfolgbare.

2.3.1. Granatführender Hornblende-Quarz-Biotitschiefer

Er liegt im Liegendteil der Grüngesteinsabfolge, die in die mittleren Anteile der höhermetamorphen Gesteine mit einer Mächtigkeit von etwa 15–30 m eingeschaltet ist.

○ UdM

Zwei Hornblendephase, die gemeinsam etwa über 50 % des Gesteines aufbauen, lassen sich unterscheiden. Tschermakitisch-barroisitische Hornblende herrscht vor: (deutlich gelblichgrüner-hellgrüner Pleochroismus, z. T. auch bläulichgrün) $Z\Delta c$ durchschnittlich 18° , der Achsenwinkel ist ziemlich groß (40 bis 90°). Die Intensität der grünlichen Eigenfarbe geht mit der Erniedrigung des 2 V konform (TRÖGER [1969] gibt Achsenwinkel von $90-65^\circ$ an, während DEER, HOWIE & ZUSSMAN [1963] von größeren Werten sprechen, nämlich 95 bis 27°).

Die zweite Hornblendephase ist charakterisiert durch Achsenwinkel um 70° , ist blasser in der Eigenfarbe und zeigt durchwegs kleinere Auslöschungsschiefen. Wahrscheinlich gehört sie der Aktinolith-Reihe an.

Nur extrem eisenarme Chlorite konnten gefunden werden: Pennin mit schwachem Pleochroismus (hellgrün/blaßgrün) und farbloser („Fe-freier“) Chlorit. Die Chlorite sind weitgehend mit den Hornblenden und Biotiten vergesellschaftet.

Diese Auflösungs- bzw. Umprägungserscheinungen, insbesondere der Hornblenden, manifestieren sich auch in den zahlreichen Epidot-Krümeln in den Hornblendeindividuen. Albit-Oligoklas, meist Einzelkristalle, seltener nach dem Albit- und Periklingesetz verzwillingt, ist eigentlich ziemlich selten (10 %).

Etwas reichlicher ist Quarz vertreten (15 %), etwa gleichviel Biotit; letzterer bildet Tafelquerschnitte von 1–2 mm Länge; untergeordnet kommen auch kleinere Tafeln vor (um 0,1 mm). Manchmal durchwachsen sie die Hornblenden.

Die Granate sind seltener als in den (vermutlichen) Metasedimenten, sowohl als Pseudomorphosen (nur Chlorit, kein Serizit) als auch als echte Relikte.

Akzessorisch: Magnetit

Es liegt nahe, daß der granatführende Hornblende-Quarz-Biotitschiefer als Übergang zwischen den Granatglimmerschiefern in allen ihren Erscheinungsformen

zu den echten Hornblendefelsen ohne Granat (Abschnitt 2.3.2.) anzusehen ist. 30 m oberhalb des Fußweges von Kleinsaß zur Forststraße auf die Durrachalm stehen quarzitische, diaphthoritische Granatglimmerschiefer mit vergrünten Granat an, in denen nach oben zu allmählich die Chlorite deutlich häufiger werden und vor allem die Hornblenden in ihrer Masse so stark zunehmen, sodaß daraus dieses granatführende Grünschiefer entsteht.

2.3.2. Hornblendefels

Durch das Zurücktreten sämtlicher Gemengteile zugunsten der Hornblenden entwickeln sich sehr rasch (innerhalb weniger Meter) aus den Hornblende-Quarz-Biotitschiefern mit Granat zähe, harte, dunkelgrüne Gesteine, die Hornblendefelse, mit rundlichen Verwitterungsformen und deutliche Geländestufen bildend. Makroskopisch sind ausschließlich die Hornblenden zu erkennen, die vorzüglich eingeregelt sind.

○ Udm

90 % des Gesteins sind aus tschermakitisch-barroisitischen Hornblenden aufgebaut, die ein idioblastisches Gefüge mit strenger Paralleltexur bilden. Manchmal sind auch prächtige Kopfbilder zu bemerken. Die Hornblendenadeln sind durchschnittlich bis zu 7 mm lang und auffallend frisch, also kaum mit Chloriten, Biotiten und Epidoten durchwachsen wie jene in den Schieferen. In den Spaltrissen kann manchmal selektive Chloritisierung mit wirrstrahligem Pennin auftreten; Karbonat verheilt zusammen mit Kluffchlorit feine Zerrklüfte.

Akzessorisch: Epidot, Apatit (Idiomorph), Zirkon (mitunter als Einschluß in den Hornblenden).

Die obere Begrenzung dieser Hornblendefelse ist scharf, also ohne Übergang; im tektonisch Hangenden folgt diaphthoritische Granathellglimmerschiefer (s. Abschnitt 2.2.1., unten).

2.4. Leukokrate Gesteine

Im untersten Teil des Durrachgrabens sind bräunlich verwitternde, dickbankige Gneise aufgeschlossen, in denen bei frischem Anschlag bis zu zentimetergroße Feldspatäugen in feinerem, lagig gebautem Quarz-Feldspatpflaster zu sehen sind. Eingebettet in diaphthoritische Granatzweiglimmerschiefer (vgl. Abschnitt 2.2.2.), entsprechen sie wohl den „geschieferten Pegmatiten“ ANGEL & KRAJICEK'S (1939).

○ Udm

Als Hauptgemengteile fungieren Kalifeldspat (Mikroklin, 40 %), Quarz (20 %), Hellglimmer (20 %) und Plagioklas (10 %).

Die Mikrokline sind deutlich gegittert, löschen wellig aus und sind durchwegs größer als die Plagioklase (3–5 % An-Gehalt); sie bilden die erwähnten, schon makroskopisch erkennbaren Großkristalle (Augen). Die Albite sind immer verzwilligt, und zwar nach dem Albitgesetz.

Die Quarze haben Korndurchmesser zwischen 0,2 und 7 mm, gröbere Körner finden sich nur ganz wenige; allesamt löschen sie undulös aus. Kataklasstrukturen, wie sie ANGEL & KRAJICEK (1939) beschreiben, konnte ich nicht beobachten. Es handelt sich eben ausschließlich um Quarze verschiedener Korngröße, durchaus gewachsen, strukturell aber eher unterschiedlicher Wertigkeit. Ebenso erscheinen die Feldspäte durchaus nicht als „Klasten“, sondern als durchaus gewachsene Blasten, integriert in ein granoblastisches Gefüge, ohne erkennbare Spuren mechanischer Deformation im Sinne einer Kataklase.

Hellglimmer bildet verfolgbare Züge im granoblastischen Gefüge; die einzelnen Individuen sind bis zu 8 mm lang

und fast immer an den Enden ausgefasert, dann jedoch wiederum mit dem nächsten Blatt verwachsen.

Akzessorisch: lediglich opakes Erz in Krümeln und (in Klüften) Eisenhydroxid.

In der geologischen Kartenskizze ANGEL & KRAJICEK'S (1939) ziehen die „geschieferten Pegmatite“ genannten Gesteine bis in den Ausgang des Durrachgrabens; die entsprechenden Schliiffbeschreibungen allerdings stammen aber weiter aus dem Westen (in gleicher Position, streichender Fortsetzung), sodaß durchaus angenommen werden kann, es handle sich um idente Typen.

2.5. Karbonatgesteine als Einlagerungen in die höhermetamorphen Gesteine

Zu unterscheiden sind mehrere Karbonatzüge; der erste ist mit Hellglimmerschiefern mit Formrelikten nach Granat (Kapitel 2.2.1.) verfaultet und bei Kleinsaß und im Durrachgraben aufgeschlossen, während der zweite nordwestlich von Drußnitz angetroffen wurde.

Einige verrutschte Vorkommen finden sich noch am Fußweg Sallacher – Kleinsaß und im Oberteil des Durrachgrabens.

2.5.1. Massige bis dickbankige Kalk- und Dolomitmarmore bei Kleinsaß

Im Unterlauf des tief eingeschnittenen Grabens östlich von Kleinsaß sind bei der Ortsgrenze von Unteramlach mächtige Karbonate aufgeschlossen, in denen auch ein Steinbruch betrieben wurde. Etwa 120 m südwestlich davon stehen entlang des Fußweges nach Zlan bis zu 40 m mächtige, gleichartige Karbonate an, die mit dem dort vorherrschenden Gestein, diaphthoritischen Hellglimmerschiefern mit Formrelikten nach Granat, jedoch ohne eigentliche Granatsubstanz, verfaultet sind. Ein Zusammenhang zwischen diesen beiden Vorkommen ist nicht sichtbar; bei der Wehranlage im Grabenbett liegen jedoch riesige Kalk- und Dolomitmarmorblöcke, sodaß ein solcher Zusammenhang wahrscheinlich ist.

Diese Kalkmarmore führen dolomitische Partien. Besonders gut ist dies an den Aufschlüssen am Fußweg nach Zlan unweit Kleinsaß zu beobachten: diffus verteilte dolomitische Partien (Schlieren) wittern gelblich-grusig aus den rein kalkigen Abschnitten. Die Mächtigkeit der einzelnen Bänke beträgt 0,3 bis 2 m. Stellenweise tragen die s-Flächen einen Belag aus gut kristallisierten, grünlichen Hellglimmern.

In den (tektonisch) liegenden Anteilen (z. B. im erwähnten Steinbruch) sind die Marmore dünnplattig und stark zerklüftet mit brauner Verwitterungsrinde, während Hellglimmerbeläge fast nie die s-Flächen überziehen. Die Gesamtmächtigkeit beträgt etwa 140 m, wobei durch die Verfaltung eine gewisse Verdickung nicht auszuschließen ist. Zu den hier auftretenden Phylloniten siehe den Abschnitt 3.2.5.

2.5.2. Feinkörnige, dunkle Bänderkalkmarmore

Im Mittelabschnitt des Grabens westlich von Kleinsaß liegen etwa 15 m mächtige, feinkörnige, bituminöse, gebänderte Kalkmarmore, eingelagert in Granatzweiglim-

merschiefer mit schwachen Anzeichen von Diaphthorose (Kapitel 2.2.3.). Auffällig ist die Dünnpflichtigkeit (Absonderung in Platten von 6 bis 10 cm). Auf den s-Flächen sind nur vereinzelt Hellglimmer (Serizit) zu bemerken.

In ihrem Erscheinungsbild täuschend ähnliche Kalkmarmore sind in der Umgebung des Hofes Lackner bei Aifersdorf aufzufinden; sie wurden bereits von GEYER (1901) beschrieben.

Beim Vorkommen am Durrachgraben-Osthang dürfte es sich um den von TOLLMANN (1963, S. 63) beschriebenen Karbonatzug handeln. Es ist hier von einem „bläulichgrauen“ Bänderkalk die Rede, der an der Überschiebungsfläche zwischen „Mittelostalpin“ (= „Altkristallin“/höhermetamorphe Gesteine) und „Oberostalpin“ (Gesteine der „Grenzzone“ [s. u.], auflagern des „Paläozoikum“/Permotrias des Drauzuges) liegt.

3. Die Gesteine der „Grenzzone“

Vorerst erscheint es nötig, eine Definition des Begriffes „Grenzzone“ vorzunehmen, dessen Neueinführung in der Basis der Drauzugpermotrias notwendig zu sein scheint. Es wird darunter die Gesamtheit aller Gesteine zusammengefaßt, die nicht eindeutig jenen – nun meist retrograd metamorph vorliegenden – Gesteinen zuzuordnen sind, die ehemals einer höheren Metamorphose unterworfen waren. Andererseits werden darunter aber auch die Gesteine verstanden, die nicht eindeutig als ausschließlich progressiv metamorph identifizierbar sind. So betrachtet, decken sich in einigen Beziehungen die eigenen Beobachtungen mit denen jener Bearbeiter, von denen die Goldeckgruppe bisher am intensivsten durchforscht wurde, nämlich mit jenen ANGEL & KRAJICEK's (1939), die hier „Konvergenz“-Erscheinungen zwischen progressiv-metamorphen und ehemals höher metamorphen Gesteinen richtig erkannten.

Zudem ist diese Grenzzone auch lithologisch gut charakterisiert; wie aus der Abb. 2 ersichtlich ist, konnte eine deutliche Zweiteilung vorgenommen werden. Im Osten dieser Grenzzone herrscht die „Karbonat-Kiesel-schiefer-Gruppe“ vor, während das unmittelbar (tektonisch) Hangende der höhermetamorphen Gesteine die „Spilit-Glimmerschiefer-Gruppe“ bildet.

Die Grenze zwischen den höhermetamorphen Gesteinen und der „Spilit-Glimmerschiefer-Gruppe“ wird durch eine Störung gebildet (s. Abb. 1); ein inniger ursprünglicher Zusammenhang zwischen den höhermetamorphen Gesteinen einerseits und den beiden Gesteinsgruppen der Grenzzone ist jedoch evident, berücksichtigt man die tektonisch ungestörten, wenn auch nicht immer sichtbaren Übergänge zwischen den höhermetamorphen Gesteinen und der „Spilit-Glimmerschiefergruppe“ einerseits und eben jenen beiden Gesteinsgruppen innerhalb der Grenzzone.

3.1. Die „Spilit-Glimmerschiefergruppe“

3.1.1. Glimmerschiefer

Echte Glimmerschiefer (das sind solche ohne primären Granat, gleich, ob in Substanzrelikten oder Formrelikten) finden sich ausschließlich in der Umgebung der noch zu beschreibenden spilitischen Gesteine. Leider

ist besonders dieser Bereich sehr schlecht aufgeschlossen. Rutschmassen, die die Hänge nördlich des „Sallacher Kofels“ bedecken, verschleiern weitgehend die Zusammenhänge zwischen den höhermetamorphen Gesteinen und den Glimmerschiefern als Repräsentanten der Grenzzone. An der Straße von der Durrachalm nach Osten jedoch, die unterhalb des Goldeckostabfalles verläuft, sind letztere gut aufgeschlossen.

Makroskopisch zeigen sie sich als durchaus den Diaphthoriten nach Granatglimmerschiefern ähnlich; ihr Quarzgehalt wechselt; sie verwittern bräunlich und sind im frischen Anschlag von grauer Farbe. Auffällig sind bis zu zentimeterdicke Quarzknuern, die meist s-parallel liegen.

○ UdM

Die Hellglimmer als absolut vorherrschende Mineralphase sind [entlang (001)] bis zu 0,8 mm lang und oft mit Biotiten und Chloriten parallel (001) verwachsen.

Quarz löscht fast immer wellig aus und ist meist zeitig zwischen den hellglimmerdominierten Phyllosilikatlagen angeordnet. In quarzreichen Typen treten auch Mobilisate auf, die aus buchtig ineinandergreifenden Individuen – gleichfalls mit welliger Auslöschung – aufgebaut sind.

Die Biotite sind dunkel- bis hellbraun pleochroitisch. Keinerlei Entmischungerscheinungen, wie in den diaphthoritischen Granatglimmerschiefern und deren Varietäten, sind beobachtbar. Ob allerdings die Parallelverwachsungen mit Chloriten auf retrograde Metamorphose zurückzuführen oder die Chlorite primär gesproßt sind, kann nicht entschieden werden.

Die Chlorite haben anomal braune Interferenzfarben (Rhipidolit-Reihe?).

Akzessorien: häufig Zirkon (Nadeln mit aufgesetzter Pyramide); Monazit, Turmalin (Säulenquerschnitte), Magnetite, Ilmenit und Pyrit. In den Quarzlagen sind manchmal Plagioklase, verzwillingt nach dem Albitgesetz, klar und idiomorph, auffindbar.

Die Anordnung der Gemengteile läßt auf starke Durchbewegung schließen. Schichtsilikatreiche Lagen wechselten ursprünglich mit quarzreichen Domänen, wurden zerschert, zerknickt und gegeneinander versetzt. Häufig sind einzelne Scherflächen – bei der bereits im Megaskopischen sichtbaren intensiven Fältelung handelt es sich um Scherfaltung – steil gestellt und erweitert und entwickeln sich so zu Scherklüften von etwa 1 mm Breite; sie sind immer mit opakem Erz und Eisenhydroxiden gefüllt.

3.1.2. Glimmerschiefer mit phyllitischem Habitus

Die unter dieser Bezeichnung zusammengefaßten Gesteinstypen unterscheiden sich im makroskopischen Bereich fast nicht von den oben beschriebenen Glimmerschiefern; sie sind durchwegs quarzreich, führen oft sehr grobe Hellglimmer und spalten auf Schlag in dünnste Blätter; die s-Flächen sind runzelig/wellig. Ihre Hauptverbreitung haben sie in den Hängen südlich und südwestlich von Drußnitz.

○ UdM

Quarz und Hellglimmer bilden meist den Hauptteil des Gesteinsvolumens (bis zu 85 %). Biotit kommt nur mehr vereinzelt vor. Die Hellglimmer sind bis zur vollständigen Zerfaserung beansprucht, sodaß ein Großteil derselben nunmehr als Serizit vorliegt, der an den s-Flächen einen typischen, seidigglänzenden Film bildet. Hellglimmer und Serizitpakete bilden zusammen mit den wenigen Biotiten (rebraun, pleochroitisch) bis zu 1 mm dicke Lagen, die intensiv verfaltet und durchschert sind. Dazwischen liegt Quarzpflaster, aufgebaut aus buchtig ineinandergreifenden, bis zu 0,4 mm großen, undulös auslöschenden Individuen.

Auch Chlorite sind recht selten; meist sind es wirrstrahlige Aggregate, die zusammen mit Eisenhydroxiden vor allem in ausgeweiteten Scherklüften angesiedelt sind. Mit-

unter können diese Anhäufungen aber auch im erwähnten Quarzpflaster beobachtet werden, hier zusammen mit opakem Erz.

3.1.3. Spilitische Gesteine

Darunter werden spilitische Grünschiefer sowie spilitische Tuffite mit unterschiedlicher Hintergrundsedimentzusammensetzung verstanden, die einen zusammenhängenden Streifen vom Ostrand des Durrachgrabens bis nördlich der Ortschaft Drußnitz (oberhalb von Mauthbrücken) bilden. Die Mächtigkeiten dieser Gesteinsfolge, die in sich sedimentäre Übergänge zeigt, betragen im Westen bis 40 m, im Osten am Fahrweg Kleinsaß – Zlan, wo sie von Glimmerschiefern mit phyllitischem Habitus eingehüllt sind, nur mehr wenige Meter.

An dieser Stelle soll kurz die Entstehung „spilitischer“ Zusammensetzungen in Grüngesteinen behandelt werden. Zahlreiche Meinungen wurden zu diesem Problem bereits geäußert, von denen im alpinen Raum besonders zwei als diskussionswürdig erscheinen. Lösungsversuche, die auf die Entstehung des typisch spilitischen Mineralbestandes durch Verwitterung usw. hinielen, die unter anderem sehr ausführlich in AMSTUTZ (Herausgeber, 1974) angeführt sind, treffen auf die spilitischen Gesteine im Goldeckgebiet sicher nicht zu.

Vor allem deutsche und schweizer Autoren nehmen weitgehend primäre Entstehungsarten von Spiliten und ihnen verwandten Gesteinen an, soweit es Mineralbestand und -zusammensetzung betrifft. Ein wesentliches Merkmal ist auch die strukturelle Anordnung der Gemengteile (VUAGNAT, 1946; RÖSLER, 1960; HERRMANN & WEDEPOHL, 1970). LOESCHKE (1970 und 1973) sowie LOESCHKE & WEBER (1973) lassen die Frage der Entstehung der Vulkanite von Eisenkappel mit teilweise spilitischer Zusammensetzung zwar weitgehend offen, tendieren aber sichtlich eher dazu, die Ursache in metamorphen Ereignissen zu suchen.

Aus dem alpinen Bereich im engeren Sinn stellte vor allem ANGEL (1955) solche Gesteine als Sekundärprodukte von Diabasen dar („Diabas“ im Sinne von „Meta-Basalt“). Bei den dabei notwendigen Umwandlungsvorgängen spielen neben der Metamorphose auch die Tektonik bis in den Kleinbereich eine große Rolle. Aber schon bezüglich der Bezeichnungen „primär“ oder „sekundär“ (die Entstehung von Spilitoiden betreffend) herrscht eine gewisse Unsicherheit: so kann „primär“ beispielsweise zum einen die mineralogische Endzusammensetzung bei der Platznahme des Magmas bedeuten (AMSTUTZ, l. c.), zum anderen aber bereits eine Reaktion des Magmas mit der Umgebung („submarin zersetzter Basalt“ [RITTMANN, 1960]) meinen.

Im vorliegenden Fall hat man es mit Gesteinen zu tun, deren endgültige Prägung sicher bei einem metamorphen Ereignis vor sich ging, in dem Albit noch stabil ist (wenn er „primär“ eben vorhanden war) und in der Biotit und Chlorit auftreten konnten. Das auftretende Karbonat wurde als hystero gene Bildung identifiziert; es hätte andernfalls auch mit dem vorhandenen Albit zu höherbasischem Plagioklas reagiert. (LOESCHKE & WEBER, l. c. beschrieben aus dem Eisenkappeler Paläozoikum Tuffe und Tuffite, in denen reichlich Karbonat auftritt, das aber als Produkt der Zufuhr von H₂O und CO₂ erklärt wird).

3.1.3.1. Spilitische Tuffite

Makroskopisch sind die spilitischen Tuffite von den Glimmerschiefern mit phyllitischem Habitus kaum zu unterscheiden, sieht man von der durch relativ reiche Chloritführung verursachten, an manchen Stellen sehr auffälligen Grünfärbung ab. Trotzdem ist dieser Gesteinstyp im Gelände recht gut verfolgbar, da er ausschließlich im Liegenden der markanten spilitischen Grünschiefer (s. d.) auftritt; schwer erfaßbar ist allerdings naturgemäß seine Liegendgrenze zu den Glimmerschiefern, weshalb die Mächtigkeiten nicht genau angegeben werden können: sie dürften im Westen (an der Wurzel des Durrachgrabens) 10 bis 20 m mächtig sein und im Osten (bei Drußnitz) nur mehr Mächtigkeiten von 3 bis 7 m aufweisen. Diese Tuffite wurden in die Typen a), b) und c) untergliedert, wobei a) und b) den weitaus größten Anteil darstellen; eine Sonderform dieser Tuffite stellt der Typ c) dar, dessen Verbreitung wesentlich geringer ist, der sich allerdings auch im mikroskopischen Bereich deutlich von den übrigen Typen abtrennen läßt.

Typ a

Es sind dies bräunliche, seltener grünliche Gesteine mit glitzernder Oberfläche (Serizit) und unruhig-ruscheligen s-Flächen. Im Querbruch sieht man undeutliche Bänderung: hellere und graue, stark verfaltete Lagen, die durch milchweiße Quarzmobilisate unterbrochen sein können.

○ UdM

Hauptgemengteile sind Hellglimmer, Biotit, Chlorit, Albit; daneben: Quarz, Epidot, Titanit, Magnetit, opakes, nicht identifiziertes Erz und Karbonat.

Der ursprüngliche, sehr wohl noch erkennbare Lagenbau ist zerrissen und zerschert; er macht sich in der klaren Trennung von unregelmäßig geformten Domänen von Hellglimmer/Biotit/Chlorit einerseits und Albit/Quarz andererseits bemerkbar. Auffallend sind deutlich postkristallin deformierte, ausschließlich aus Chloriten aufgebaute, gequälte Aggregate. Als Zwickelfüllung, besonders zwischen den Albit/Quarz- und Hellglimmer/Biotit/Chlorit-dominierten Zonen, fungiert grobkristallines Karbonat.

Hellglimmer (15 %) bildet bis zu etwa 2 mm dicke Pakete. Die Tafelquerschnitte sind intensiv mit Titanit durchsetzt; diese Titanite liegen durchwegs mit ihrer längsten Achse || (001). Durch Zergleitung dieser Hellglimmerpakete wurde Serizit gebildet.

Die Biotite sind von den bisher aus den Granatglimmerschiefern etc. beschriebenen deutlich unterscheidbar: die Eigenfarbe ist nämlich grünlichgrau bis schmutzgrün. Auch die bei den Hellglimmern beschriebene Titanitführung ist eine besondere Eigenschaft dieser Biotite; es handelt sich dabei aber wohl nur untergeordnet um Entmischungsprodukte („Insekteniertitanite“). Selten beobachtet man Parallelverwachsungen mit Chloriten und Hellglimmern. Biotit stellt ungefähr 10 % des Gesamtgesteins.

Der Chlorit gehört durchwegs der Mg-reichen und Fe²⁺-führenden Reihe an (ALBEE, recit. aus TRÖGER, 2, 1969), also der Pennin/Klinochlor-Gruppe. Interferenzfarben: meist normal (grau 1. Ordnung), seltener „entenblau“. Einerseits bauen die Chlorite selbständige Aggregate auf, zum anderen sind sie auch nach (001) mit Hellglimmern und (weniger oft) mit Biotiten verwachsen. Sie sind gleich häufig wie die Biotite.

Albit und Quarz stellen bis zu 42 % dieser Gesteine, wobei aber der Feldspat bei weitem überwiegt. Die vereinzelt Einfachzwillinge folgen dem Albitgesetz. 12 Messungen mittels Universaldrehtisch ergaben einen durchschnittlichen Anorthitgehalt von 3–10 %. Einigemal wurden auch Karlsbader Zwillinge gefunden. Die Kristallform der Albite reicht von xenomorph bis subidiomorph. Manchmal sind Hellglimmermikrolithe in den Kristallen zu sehen, die höchstwahrscheinlich jedoch eine „falsche Fülle“, also mechanische Einknetungen in die Albite darstellen.

Die Quarze sind ungetrübt und mit den Feldspäten verzahnt. Sehr selten liegen innerhalb der Schichtsilikatzüge rundliche Quarzaggregate, gebildet aus undulös auslöschenden Quarzkristallen. Sie stellen wahrscheinlich aus ihrem Zusammenhang gerissene Mobilisate dar. An ihren Grenzen zu den Hellglimmer-/Biotit-Lagen findet sich feines Quarzkornzerreißel. Die Größe der Feldspäte und Quarze erreicht bis zu 7 mm.

Epidot/Klinozoisit sind die größten körnigen Mineralphasen, bis etwa 1 mm Länge. Meist bilden sie Stengel, seltener gedrungene Tafeln. Sie finden sich, gleich wie die Titanite, in die Hellglimmer eingelagert und sind oft auch zerbrochen.

Karbonat siedelt vor allem zwischen den Quarz- und Albitkörnern. Mitunter findet man subidiomorphe Kristalle im übrigen Gewebe.

Erz: identifizierbar ist Magnetit, skelettartig ausgebildet.

Typ b

Er leitet von den spilitischen Tuffiten zu den spilitischen Grünschiefern über. Unterscheidungsmerkmale zum Typ a) sind vor allem im makroskopischen Bereich zu finden: höherer Gehalt an Karbonat, deutlich erkennbares Parallelgefüge, dickplattige Absonderung.

Dieser Gesteinstyp tritt im Durrachgraben, zusammen mit den hornblendeführenden spilitischen Tuffiten (siehe unten) auf; auch in den unter Typ c) beschriebenen Abarten sind sie zu finden.

○ UdM

Als Hauptgemengteile fungieren wie beim Typ a) Albit, Chlorit, Hellglimmer, Quarz und Biotit; Hellglimmer bildet aber nicht mehr das mengenmäßig verbreitetste Schichtsilikat, sondern der Biotit. Epidot, Klinozoisit und Karbonat bauen den Rest des Gesteines auf. Magnetit scheint völlig zu fehlen.

Auch dieser Typ zeigt Lagenbau, sogar wesentlich ungestörter und erkennbarer als im Typ a). Jene Lagen, die aus Schichtsilikaten aufgebaut sind, messen 3–5 mm Dicke, die Albit/Quarzpflaster dazwischen mehr als 1 cm. All diese Lagen sind jedoch nicht Mineral-, domänen" wie bei Typ a) sondern sind mit verschiedenen anderen Mineralphasen durchmischt: so sind die Hellglimmer/Biotit/Chlorit-Lagen von Albiten und Quarzen durchsetzt, ebenso liegen Hellglimmer und Biotite (seltener Chlorit) in den albit/quarzreichen Zonen. Damit zeigt sich der erwähnte Übergang zu den spilitischen Grünschiefern, in denen die Hauptgemengteile strukturell gleichwertig sind.

Der Albit (also reiner Albit, wie in Typ a)) ist xenomorph/rundlich entwickelt. Verzwillingung nach dem Albitgesetz ist selten.

Auch die Biotite entsprechen jenen beim Typ a) beschriebenen.

Chlorite der Pennin-Klinochlorreihe treten wesentlich häufiger auf. Die Hauptmasse der Chlorite (mit anomal lederbraunen bis blauen Interferenzfarben) liegt in einem Gemenge von Hellglimmern und Biotit, in dem auch Albite und Quarze aufscheinen können, deutlich einerseits als wirrstrahliges Aggregat erkennbar, andererseits als postkristallin deformiertes Paket zu identifizieren.

Für Epidot und Klinozoisit gilt das unter Typ a) Gesagte. Karbonat ist ausschließlich auf die Albit/Quarz-Domänen beschränkt und bildet dort grobkristalline Zwickelfüllungen. Akzessorien: Zirkon, Fe-Hydroxid.

An der Westflanke des oberen Durrachgrabens und im Graben von Unteramlach findet sich eine Sonderform der spilitischen Tuffite, etwa 10 m unterhalb des ersten gesicherten Auftretens der spilitischen Grünschiefer. Sie ist vor allem durch makroskopisch erkennbare Hornblenden gekennzeichnet.

○ UdM

Innerhalb des Lagenbaues finden sich nadelige, bis 2 mm lange Hornblendenadeln. Sie sind der Barroisit-Tschermakit-Reihe zuzuordnen.

Quarz ist geringer vertreten als in den gängigen Formen des Typs b).

Typ c (Quarzitische spilitische Tuffite)

Diese Abart der spilitischen Tuffite liegt in einem schmalen Streifen zwischen der Westflanke des Grabens von Unteramlach bis zur Straße Gehöft Sallacher/Kleinsäß. Es sind markante, dickplattige, ebenflächige, hellgrüne Gesteine mit straffem Lagenbau.

○ UdM

Beherrschendes Element ist ein Quarz-Albit-Pflaster aus ca. 1 mm großen Quarzen und Feldspäten. Der Lagenbau kommt durch Biotit/Chlorit/Hellglimmer-Züge zustande, die in cm-Mächtigkeit das Quarz-Albitgewebe durchbrechen. Als Zwickelfüllung im Quarz/Feldspat-Pflaster fungiert auch hier wieder Karbonat. Lagenparallel liegen hier auch Karbonatzüge aus groben Kristallen.

Quarz ist grobkörniger als in Typ a und b, einzelne Kristalle sind bereits mit freiem Auge unterscheidbar. Es handelt sich um meist rundliche Körner mit glatten Korngrenzen und undulöser Auslöschung. Die Albite liegen vorwiegend in diesem Quarzkornpflaster, untergeordnet auch in den Biotit/Chlorit/Hellglimmer-Zügen. Auch sie sind meist rundlich, meist unverzwillingt und oft mit Hellglimmertafeln verwachsen.

Zusammen mit Biotit und Chlorit (Pennin-Klinochlor) bildet, wie erwähnt, der Hellglimmer bis zu cm-dicke Lagen. Die Hellglimmer sind nach (001) parallel zerglitten. Eingelagert in diese Phyllosilikatzüge ist Titanit und Magnetit in Form von kleinen Körnern oder Skeletten.

3.1.3.2. Spilitische Grünschiefer

Im tektonisch Hangenden der spilitischen Tuffit-Folge liegen plattige, dichte, grünliche Gesteine, die ihren Mineralbestand und ihrer Struktur nach als „spilitische Grünschiefer“ bezeichnet werden. Sie haben mit den weiter im Süden liegenden Grüngesteinen (siehe Kapitel 4.2. ff) nichts zu tun.

Mikroskopisch läßt sich in der makroskopisch eintönigen Folge neben der Standardvarietät eine Differenzierung in hornblendeführende und chloritreiche Abarten vornehmen.

Standardtyp

○ UdM

Chlorit, Biotit und Epidot bauen ein dichtes Geflecht auf, in dem rundliche, subidiomorphe und xenomorphe, nur manchmal nach dem Albitgesetz einfach verzwilligte Albite liegen. Einmal konnte ein nach dem Roc-Tourné-Gesetz verzwilligtes Individuum gefunden werden.

Chlorit (Pennin-Klinochlor) mit braunen bis violetten, anomalen Interferenzfarben ist durchwegs gut kristallisiert, wenn auch die Blättchengröße 0,4 mm selten übersteigt. Manchmal sind sie parallel (001) mit Biotit verwachsen. Im Biotit/Chlorit-Gewebe ist das Vorkommen von Titanit typisch.

Die Epidotreihe ist zum überwiegenden Teil mit den Fe-reichen Endgliedern vertreten. Nur selten finden sich niedriger doppelbrechende Körner der eisenarmen Endglieder. Die Epidotkristalle sind meist um 2 mm groß, vereinzelt bis 5 mm, haben längliche Form und sind oft zonar gebaut (Fe-ärmere Kerne).

Außerdem sind Quarzaggregate zu beobachten, die Durchmesser von bis zu 1 cm erreichen, und sich unter gekreuzten Nicols in eine Anhäufung sehr kleiner, optisch selbständiger Quarzkörner auflöst, die glatt auslöschend und zackige Korngrenzen zueinander haben.

Die Karbonatgehalte wechseln. Das Karbonat liegt ziemlich grob und idiomorph in Korngrößen zwischen 0,5 und 1 cm vor. In einigen Proben fanden sich auch lagenparallele Karbonatzüge (vgl. spilitische Tuffite vom Typ c).

Hornblendeführender Typ

Er ist makroskopisch etwas grobkörniger und massig; die Amphibole sind oft schon mit freiem Auge erkennbar. Zusammen mit dem chloritreichen Typ kommt er im unteren Teil des Grünschieferpaketes vor, hauptsächlich im Westen, an der Forststraße von Oberamlach zur

Durrachalm und in der Westflanke des Grabens bei Unteramlach; die Verbreitung beider Gesteine kann jedoch durchaus größer sein, schlechte Aufschlußverhältnisse östlich dieser Vorkommen lassen eine weitere Verfolgung nicht zu.

○ UdM

Neben Albit, Chlorit, Epidot und Biotit treten blaugrüne Hornblenden mit mittleren Auslöschungsschiefen auf („barroisitische“ Hornblenden [TRÖGER, 1969]). Sie sind zum Großteil selektiv chloritisiert. Da diese Amphibolphase in der obersten Grünschieferfazies vorkommt, ist an eine Chloritisierung durch retromorphe Vorgänge zu denken. Es liegt ein Chlorit-Biotit-Netz vor, das auch die übrigen Spilitypen als Grundgewebe kennzeichnet; Albite (wie oben beschrieben) fehlen auch hier nicht. Die einschlußfreien Randsäume, die mehrmals zu beobachten sind, können als Ergebnis des Weiterwachsens von durch Chlorit- und Hellglimmerblättern umgebenen Albiten angesehen werden (vgl. u. a. ANGEL, 1955).

Chloritreicher Typ

○ UdM

Als blättriger Gemengteil kommt fast nur Chlorit (Pennin) vor. Karbonat ist recht häufig, Albit ist wie oben beschrieben entwickelt, daneben tritt etwas Quarz, Epidot und Biotit auf.
Akzessorisch: Titanit, Zirkon

An dieser Stelle soll auch noch auf die spilitischen Gesteine weiter im Osten hingewiesen werden, die innerhalb der „Karbonat-Kieselschiefergruppe“ (s. Kapitel 3.2.6.) liegen und einen Zusammenhang zwischen dieser und der „Spilit-Glimmerschiefergruppe“ andeuten.

Aber auch das im folgenden beschriebene Gestein verdeutlicht lithologische Zusammenhänge zwischen den beiden Gruppen:

3.1.4. Kohlenstoffreiche Kieselschiefer innerhalb der Spilit-Glimmerschiefergruppe

In den die spilitischen Gesteine umhüllenden Glimmerschiefern sind an nur einer Stelle (s. Abb. 2), am Weg beim Altziebler, 10-15 m mächtige Kieselschiefer aufgeschlossen. Es sind dünnplattige, dunkle Gesteine mit eckig-splittigem Bruch, Quarzmobilisaten und Serizitauflagerungen an den s-Flächen.

○ UdM

Quarz und Hellglimmer bilden ein Lagengefüge, das mit krümelig-klumpiger oder in Fäden auftretender kohligler Substanz durchsetzt ist.
Akzessorisch: Apatit, Zirkon und Turmalin. Wenig Erz.

3.2. Die Karbonat-Kieselschiefergruppe

Die Abb. 1 zeigt die Verbreitung dieser Gesteinsgruppe. Vorherrschende Gesteine sind hier Pelitabkömmlinge (Phyllite und – untergeordnet – diaphthoritische Glimmerschiefer). Charakteristische Einlagerungen sind kohlenstoffführende Gesteine unterschiedlicher Zusammensetzung, Karbonate, spilitische Grünschiefer (siehe Kapitel 3.1.3.2.) und Chloritschiefer; letztere liegen im Grenzbereich zu den weiter im Süden folgenden Gesteinsassoziationen und werden zusammen mit diesen besprochen (Kapitel 4.2.5.).

3.2.1. Diaphthoritische Glimmerschiefer „Glimmerschiefer der Grenzzone“

Sie bauen die Hänge südöstlich von Unteramlach und unterhalb von Drußnitz auf und ähneln den Glimmerschiefern mit phyllitischem Habitus (Kapitel 3.1.2.).

3.2.2. Phyllite

Betrachtet man die Metapelite innerhalb der Grenzzone von Westen nach Osten systematisch, ist eine Zunahme des phyllitisch- bis phyllitisch/quarzitischen Charakters in dieser Richtung besonders auffällig. Die Phyllite stellen hinsichtlich ihrer Verbreitung den Hauptanteil der Hintergrundsedimente der Karbonat-Kieselschiefergruppe dar. Es sind dies meist quarzitisches oder quarzmobilisatreiche, dünnblättrige Phyllite, meist grau, seltener bräunlich oder grün.

○ UdM

Vorherrschend ist Serizit; vereinzelt kommen auch Hellglimmerblättchen mit starken Beanspruchungsspuren vor. Quarz liegt hauptsächlich als grobkörniges Mobilisat vor (es sind dies die makroskopisch sichtbaren Quarzkauern). An den Rändern der Mobilisate, die zum hellglimmerreichen Grundgewebe scharfe Grenzen haben, sind die Quarze meist kataklastisch zerbrochen.

Im Grundgewebe liegen kleinere Quarze (0,5 bis 1 mm), die z. T. auch glatt auslöschten (im Gegensatz zu den durchwegs wellig auslöschenden Mobilisatquarzen). Es handelt sich wahrscheinlich um zerschernte, ehemals zusammenhängende Quarzschnüre, die nunmehr isoliert in Teilstücken vorliegen.

Chlorit (Pennin) kommt fast durchwegs in den Quarzmobilisaten in Form ziemlich großer Flecken vor; nur ganz untergeordnet sind Chlorite im Serizit/Hellglimmer-Gewebe auffindbar. An den Grenzen Mobilisate/Grundgewebe können aber gut gewachsene, relativ grobe Kluffchlorite gefunden werden; die erwähnten Aggregate in den Mobilisaten sind wirrstrahlig bis filzig.

Plagioklase sind recht selten, sehr klein und serizitisiert. Opakes Erz liegt verteilt im Grundgewebe.

Fe-Hydroxid als sekundäre Bildung in Klüften, und Turmalin sind gleichfalls nur untergeordnet beobachtbar.

3.2.3. Kalkmarmore und Dolomitmarmore der Karbonat-Kieselschiefergruppe

Neben einigen kleineren Karbonatvorkommen ist von der Rotte Hollernach im Westen bis in die Gegend von Paternion ein fast zusammenhängender Karbonatzug zu verfolgen. Er besteht in der Hauptsache aus wenig umkristallisierten blaugrauen, feingeäderten Kalkmarmoren. Bei Tragail und unterhalb der Straße Hollernach – Zlan herrschen jedoch gelblichweiße, helle, feinkörnige und dünnplattige Kalkmarmore vor, in deren Gesellschaft untergeordnet massige, braune, nicht umkristallisierte Kalke zu beobachten sind. In diesen fand sich eine Conodontenfauna, die dem Oberdevon angehört, aber nicht näher bestimmbar war (mündl. Mitt. H. P. SCHÖNLAUB). Hier finden sich auch Phyllonite (Kapitel 3.2.5.).

Die hellen Kalkmarmore bei Tragail und Hollernach sind von unregelmäßigen, wolkigen Schlieren von Dolomitmarmoren durchzogen. Solche Schlieren können stellenweise bis über 15 m mächtig werden. Etwa 300 m nordnordwestlich der Kapelle von Tragail liegt westlich der Straße nach Kaming (im Drautal) der Magnesitbruch von Tragail. Der Magnesit ist an solche Dolomitmarmorschlieren gebunden; sie sind mit unregelmäßig begrenzten Pinolith-Magnesitaggregaten durchsetzt. Eine 10 cm dicke, magnesitreiche Dolomitlage wurde s-parallel in Phylliten im Graben südlich von Kaming aufgefunden.

Die Karbonatzüge treten morphologisch deutlich als Härtlinge gegenüber den sie umhüllenden Phylliten hervor, sind an NE–SW-verlaufenden Querstörungen versetzt und scheinen nach Osten zu auszuweichen (vgl. Abb. 2).

3.2.4. Kohlenstoffreiche bzw. kohlenstoffführende Gesteine

3.2.4.1. Kohlenstoffreiche Kieselstiefer

Sie stehen vorwiegend südwestlich von Mauthbrücken an und erreichen beträchtliche Mächtigkeiten (bis 40 m); die Aufschlüsse sind heute verwachsen; durch die Trassierung des Autobahnabschnittes Paternion waren die Verhältnisse für einige Zeit gut zu studieren (HEINZ, 1985). Die Schiefer sind dünnplattig bis dünnblättrig, tiefschwarz und färben ab; sie sind in ihren oberen Teilen mit kohlenstoffreichen Metaquarziten vergesellschaftet (siehe nächster Abschnitt).

○ Udm

Kohlenstoffpigmentierte Quarze und Hellglimmer (Serizit) bilden einen engständigen Lagenbau; die Dicke der einzelnen Lagen beträgt im Durchschnitt 0,5 cm; sie sind in enge Scherfalten gelegt.

Die Quarze sind gleichkörnig (0,2 mm) und haben glatte, unсутurierte Korngrenzen. Die Kohlenstoffsubstanz ist gleichmäßig auf die Körner verteilt.

Im Gegensatz dazu sind die Hellglimmer/Serizit-Züge körnig-krümelig (unregelmäßig) pigmentiert. Auffallend ist auch die Durchsetzung der blättrigen Lagen mit länglichen Pyritkristallen.

Akzessorisch: Turmalin.

3.2.4.2. Kohlenstoffreiche Metaquarzite

Laterale und dem Hangenden zu gehen die kohlenstoffreichen Kieselstiefer durch Zunahme der quarzreichen Anteile in kohlenstoffreiche Metaquarzite über. Eine Sonderform dieser Gesteinstypen stellen die brecciösen Metaquarzite dar.

○ Udm

zeigt sich eine verwischte, wohl ehemals lagige Anordnung von Quarzen verschiedener Korngröße. Dieser Eindruck verstärkt sich noch durch die unterschiedlich starke Intensität der Pigmentierung mit Kohlenstoffsubstanz, die Hand in Hand mit den unterschiedlichen Korngrößen geht. Nunmehr liegt diese ehemalige Bänderung in zerscherten Spitzfalten vor. In die Scherflächen ist opakes Erz, schlierige kohlige Substanz und grober Quarz (Mobilisat; wellig auslöschend, ohne Pigment) eingewandert.

Die restlichen Quarzkornfraktionen bestehen aus runden, engverzahnten Individuen, die einerseits recht gleichmäßig mit kohligem Substanz „bestäubt“ sind (Fraktion um 0,2 mm), andererseits aber unregelmäßige Klumpen von C-Pigment führen (Fraktion um 0,5 mm).

Etwas Hellglimmer in Form von länglichen, gequälten Schuppen zeichnen den undeutlichen Lagenbau nach; auch sie sind pigmentiert.

Brecciöse kohlenstoffreiche Metaquarzite

○ Udm

ist keinerlei Vorzugsrichtung (oder Lagenbau) mehr zu erkennen.

Eine deutliche Trennung der Quarze in zwei Korngrößenklassen ist trotzdem zu bemerken. Die schon makroskopisch erkennbaren milchweißen Quarze sind wiederum als sekundäre Mobilisate zu identifizieren; diese allerdings sind zerschert, disloziert, an den Rändern teilweise kataklastisch zerbrochen und wieder verheilt. Die Mobilisatquarze sind 0,5 bis 2 mm groß, mit undulöser Auslöschung und frei von jeglicher kohligem Substanz.

Der Rest des Gesteinsgewebes besteht aus gleichkörnigem Quarz (0,2 mm), der (wie oben beschrieben) klumpig mit kohlenstoffreicher Substanz belegt ist. Die Kristalle sind z. T. gelängt und innig verzahnt; auch sie lösen wellig aus. Oft umschließen sie Apatitkörner (mit sechsseitig-idiomorphen Querschnitten).

Vereinzelt schwimmen Serizitblättchen im pigmentierten Quarzpflaster; auch Pyrit und Erz kommen selten vor.

Höchstwahrscheinlich ist dieses Gestein als ursprüngliche Breccie zu deuten, die jetzt in umkristall-

isiertem Zustand vorliegt. Hiefür spricht die Ähnlichkeit der Mobilisate mit jenen der kohlenstoffreichen Metaquarzite, die Form der Pigmentierung und die randlichen kataklastischen und wieder verheilten Erscheinungen am Rand der Mobilisate; somit ist anzunehmen, daß diese brecciösen Typen aus den kohlenstoffreichen Metaquarziten hervorgegangen sind.

3.2.4.3. Kohlenstoffreiche (quarzitische) Phyllite

Diese Phyllite sind recht selten und treten nur in der unmittelbaren Nachbarschaft der hellen Kalk- (Dolomit-) Marmore von Tragail auf. Ähnliche Gesteinstypen finden sich auch in geringer Mächtigkeit weiter im Osten (südlich von Aifersdorf), gleichfalls in der Umgebung der dort auftretenden Kalkmarmore der Karbonat-Kieselstiefergruppe. Sie ähneln durchaus den unter 3.2.2. beschriebenen Phylliten, lediglich die intensive Kohlenstoffpigmentierung und die höheren Quarzgehalte bilden einen Unterschied.

3.2.5. Phyllonite

Abgesehen von einzelnen kleineren Vorkommen stark tektonisierter, extrem dünnblättriger Phyllite treten Phyllonite nur an zwei Stellen, und zwar innerhalb der Karbonat-Kieselstiefergruppe auf. Ein Phyllonitzug begleitet die Kalk-(Dolomit-)Marmore nördlich von Tragail, der zweite liegt im Hangenden der Karbonate von Kleinsaß (vgl. Kapitel 2.5.1.).

3.2.5.1. Karbonatische Phyllonite bei Kleinsaß

Makroskopisch ähneln sie Phylliten, die allerdings in dieser Position gänzlich fremdartig wären. Auffallend ist der Karbonatgehalt (dolomitische Kalkmarmor), der auf s-parallele Schnüre in Millimeterbreite beschränkt zu sein scheint. Das phyllitische Erscheinungsbild kommt durch die extrem blättrige Absonderung an den relativ ruhigen s-Flächen zustande. Die Farbe: grau bis schwarz.

○ Udm

Es wechseln Lagen von Quarz, Karbonat und Serizit. Während die Quarze, gelängt und undulös auslöschend, kataklastische Erscheinungen zeigen (z. T. verkeilte Mörtelkränze) und auch der Serizit deutliche mechanische Beanspruchung zeigt, ist das Karbonat subidiomorph bis idiomorph ausgebildet. Chlorit (Pennin/Klinochlor) ist mit den Serizitblättchen innig verwoben, sodaß ein mikroskopisch schwer auflösbares Geflecht aus beiden Mineralphasen vorliegt. Opakes Erz in Körnern und Fe-Hydroxid-Schlieren entlang der karbonatischen Bänder vervollständigen das Bild.

Offenbar handelt es sich dabei um einen umkristallisierten Phyllonit (etwa nach quarzitischem Glimmerschiefer), der bei der Umkristallisation Durchtränkung mit CO₂-reichen Lösungen erfuhr. Daß ein primärer Phyllit vorliegt, ist aus der Stellung im Profil unwahrscheinlich; oberhalb des Vorkommens, im Graben bei Unteramlach liegen Glimmerschiefer mit phyllitischem Habitus in spilitischen Tuffiten. Im Streichen ist dieser Horizont nicht mehr verfolgbar; die starke Beanspruchung kam wohl durch die Verfaltung der Hüllgesteine zusammen mit den Karbonaten zustande und hat mehr lokalen Charakter.

3.2.5.2. Phyllonite bei Tragail

(vgl. Kap. 3.2.3.)

Innerhalb der Karbonate von Tragail sind stellenweise Phyllonite linsig eingelagert. Es ist nicht zu entscheiden, ob es sich um Verfaltung, primäre Einlagerung

oder Verschuppung handelt. Westlich dieser Vorkommen, bei Hollernach, finden sich in deren streichender Fortsetzung stark durchbewegte, dünnblättrige Phyllite, umgeben von Karbonaten (dolomitischen Kalkmarmoren).

3.2.6. Ein den splitischen Gesteinen ähnliches Grüngestein südlich von Aifersdorf

In unmittelbarer Nachbarschaft der Karbonate und kohlenstoffreichen Gesteine im Ostteil der Karbonat-Kieselschiefergruppe steht südlich von Aifersdorf ein massiges, dickbankiges Grüngestein an, das bei mikroskopischer Betrachtung nahe Verwandtschaft mit den splitischen Gesteinen s. l. zeigt:

○ UdM

Das Grundgewebe bilden Epidot / Klinozoisit, Chlorit (Pennin), Albit und Quarz. Die Epidote sind ziemlich groß (bis 3 mm) und meist auf bestimmte Zonen im Gestein beschränkt. Zusammen mit klarem, glatt auslöschendem Quarz bilden sie tafelig-eckige Aggregate, die mit Chlorit durchwoben sind. Es sind dies Pseudomorphosen nach Pyroxenen. Chlorit und etwas feinkörnigerer Epidot, zusammen mit feinkörnigem Titanit stellen das restliche Gewebe dar. Darin liegen auch die subidiomorphen, klaren Albitkristalle (0,3–0,7 mm im Durchmesser). Nur vereinzelt sind sie durch Mikrolithe getrübt (Chorit, Serizit). Weiters: chloritisierte Hornblende, feinkristallines Karbonat und opakes Erz.

4. Die ausschließlich progressiv metamorphen Gesteine

Die ausschließlich progressiv metamorphen Gesteine nehmen den größten Teil der östlichen Goldeckgruppe ein. Den weitaus größten Anteil an ihnen wiederum stellen die Pelitabkömmlinge; in diese sind Karbonatgesteine, metamorphe basische Vulkanite und deren Abkömmlinge sowie Metaquarzite, Metawacken etc. eingeschaltet. Solch charakteristische Entwicklungen sind auch in den pelitischen Hintergrundsedimenten zu beobachten. In der Abb. 1 sind die Verbreitungen der Gesteinsgruppen innerhalb der ausschließlich schwach-metamorphen Gesteine (Karbonatreiche Gruppe, Meta-vulkanit- und Metaquarzit/Phyllitgruppe) skizziert. Innerhalb der Karbonatreichen Gruppe läßt sich im Norden sedimentärer Zusammenhang mit der hangenden Metavulkanit- bzw. Metaquarzit-Phyllit-Gruppe erkennen. Der Südteil zeigt solche Zusammenhänge nicht, er ist durch interne Schuppung (Abb. 1) gekennzeichnet.

4.1. Die Karbonatreiche Gruppe

Besonders nördlich des Weißenbachtals fallen relativ mächtige, auch morphologisch formbildende Karbonatzüge auf. Auch auf der sanft von Westen nach Osten abfallenden Hochfläche vom Goldeckgipfel bis in die Gegend von Hollernach – Tragail – Zlan – Aifersdorf finden sich Karbonatzüge unterschiedlicher Mächtigkeit. Diese Karbonatzüge wurden schon im Zusammenhang mit der Karbonat-Kieselschiefergruppe genannt (Kap. 3.2.3.); sie nehmen eine recht bedeutende Zwischenstellung ein: einerseits, weil sie einen engen Zusammenhang mit den kohlenstoffführenden Gesteinen haben und durchaus der Grenzzone zuzurechnen sind,

andererseits aber, weil sie den Karbonaten ähneln, die wohl nördlich des erkennbaren sedimentären Zusammenhanges (s. Abb. 1) liegen, also in eine mögliche Verschuppung mit Gesteinen der Grenzzone einbezogen wurden, ohne dieser aber primär angehört zu haben. Der einzige (ziemlich grobe) orthostratigraphische Fixpunkt (vgl. wiederum Kap. 3.2.3.) liegt ebenfalls in diesen Karbonatgesteinen.

4.1.1. Karbonate nördlich von Stockenboi

Die Karbonate nördlich von Stockenboi setzen sich aus verschiedenen Typen – analog jenen, die im Zusammenhang mit der Grenzzone (Karbonat-Kieselschiefer-Gruppe) beschrieben wurden – zusammen. Vorherrschend sind helle, plattige z. T. rosafarbene, zuckerkörnige Kalkmarmore und (etwa in gleichen Teilen) wenig umkristallisierte Kalke, wie sie bei Hollernach und Tragail auftreten.

Die Kalkmarmore haben ihre Hauptverbreitung um den Bereich der Kote 1723 (südwestlich des Sallacher Kofels, der aus den gleichen Marmoren besteht – s. u.), und an der neuen Goldeckstraße bis nach Hochegg. Besonders südlich der Höhe 1723 sind dolomitische Schlieren ein charakteristisches Element darin, wie schon aus den Marmoren bei Tragail bekannt. Diesem Karbonatzug ist im Süden ein vorwiegend aus Bänderkalkmarmoren aufgebauter Zug vorgelagert. Es sind graue, bisweilen von massigen Partien unterbrochene, straff gebänderte Kalkmarmore (nur untergeordnet dolomitische Abschnitte). Beide Karbonatzüge sind durch Phyllite getrennt, die die morphologisch flachen Hangpartien zwischen ihnen bilden.

Der erwähnte Sallacher Kofel bildet einen markanten Felskopf an der Oberkante der nordschauenden Goldeckhänge; die ihn aufbauenden Karbonate sind mitsamt den sie umhüllenden Phylliten disloziert, und dürften aus dem Bereich der Kote 1723 stammen.

○ UdM

Die plattigen, rosafarbenen Kalkmarmore mit dolomitischen Schlieren sind sehr rein; sowohl grobe Karbonatkristalle als auch feinere Aggregate sind vertreten. Die größeren Kristalle (bis zu 3 mm) bilden ein Pflaster, in dessen Poren die feinkristallinen Individuen eingelagert sind. Erstere zeigen meistens Druckverwilligung und Dichroismus. Vereinzelt liegen, eine Vorzugsrichtung (s) andeutend, leicht deformierte Hellglimmer (bis zu 2 mm lang) im Gewebe; gleichfalls darin verstreut finden sich einige rundliche Quarze mit welliger Auslöschung. In Klüften: Erz (Hämatit?).

Die wenig umkristallisierten Karbonate zeigen

○ UdM

neben dem Karbonat (2–4 mm große Kristalle, subidiomorph) länglich geformte Anhäufungen von gestreckten, undulös auslöschenden Quarzen. In Klüften siedelt noch gröberes Karbonat, etwas Quarz und opake Substanz. Vorzugsrichtung ist keine zu erkennen.

Serizitführende Marmore sind im Bereich nördlich von Stockenboi am seltensten unter den Karbonaten zu finden. Die Vorkommen wurden erst im Zuge des Baues der Goldeckstraße beim „Kalten Brunnen“ freigelegt. Es sind helle Kalkmarmore, die im 5 bis 10 cm-Bereich deutlich gebankt sind. Der Anschnitt zeigt diffuse Farbunterschiede, die durch Durchtränkung mit Fe-Hydroxiden und unterschiedliche Verfräbung zustandekommen. Auf den s-Flächen liegt ein dichter Serizitbelag, der gut kristallisierte, grünliche Hellglimmer führt; die Ähnlichkeit dieser Karbonate mit jenen bei Kleinsäß (2.5.1.) ist frappant.

4.1.2. Übergänge zwischen Karbonaten und Phylliten

Daß zwischen den Phylliten und den Karbonaten Übergänge bestehen, beschrieben schon ANGEL & KRAJICEK (1939). Solch sedimentäre Übergänge sind jedoch im Nordteil der Karbonatreichen Gruppe nicht der Regelfall. Hier sind ein Teil der Karbonatgesteine mitsamt den sie umhüllenden Phylliten tektonisch eingeschaltet, s. Abb. 1 („Nordgrenze des sedimentären Zusammenhanges“). Die makroskopisch sichtbaren Übergänge (Wechselagerungen Karbonate/Phyllite) lassen sich auch im Dünnschliffbereich nachweisen:

○ UdM

In einem rhythmischen Lagenbau, gebildet aus feinschuppigen Seriziten und feinkörnigen Quarzen sind ebenso feinkörnige xenomorphe Karbonatkörnchen eingelagert. Die Quarze löschen undulös aus, sind an den Korngrenzen suturiert und eng ineinander verzahnt. Die Serizitbänder sind aus nicht zusammenhängenden, aber sehr zahlreichen dünnen Serizitafeln aufgebaut; zum Teil siedelt darin auch Feinchlorit (?Pennin/Klinochlor) in dünnen Fasern. Schliffbeobachtungen aus dem Hangenden zeigen, daß sich zusehends in die phyllitisch-quarzitischen Lagen viele Karbonatkriställchen einschalten, die schließlich die eigentlichen Marmore aufbauen.

Weitere Übergänge bilden Kalkschiefer oder Kalkphyllite. Sie bilden die Verbindungsglieder zwischen den Gesteinen der karbonatreichen Gruppe im Norden und den – rein phyllitischen – Hintergrundsedimenten der Metavulkanitgruppe, die sich im Süden – teilweise bis zur transgressiven Auflagerung der Permtrias des Drauzuges – ausbreitet. Es sind dies bräunliche, dickbankige Schiefer mit deutlicher Strömung und elongierten Serizitanhäufungen auf den s-Flächen. Die (aufgeschlossene) Mächtigkeit dieser Metasedimente beträgt maximal 20 Meter.

○ UdM

Vorherrschender Gemengteil ist natürlich Karbonat. Die Karbonatkristalle zeigen zwei Arten der Anordnung: feinkörnige, wohlbegrenzte, linsenförmige Ansammlungen von xenomorphen Karbonatkriställchen (bis 0,4 mm) ohne fremde Zumengung von anderen Mineralphasen; umschlossen werden diese Aggregate von größeren Karbonatkristallen (über 1 mm Größe), die zusammen mit Serizit und Quarz lagenweise angeordnet sind. Der Lagenbau wird zusätzlich durch dünne und dünnste, zahlreiche Serizit-Quarz-Schnüre verdeutlicht.

Die Quarze liegen meist in halbmillimetergroßen, rundlichen Körnern vor, seltener sind sie auch länglich; undulöse Auslöschung ist üblich.

In den Quarz-Serizit-Lagen findet sich Pyrit; Fe-Hydroxid siedelt in Klüften.

Den weitaus größten Anteil der Karbonatreichen Gruppe bilden Phyllite – gleich wie in den folgenden Gesteinsgruppen der ausschließlich progressiv metamorphen Gesteine. Wegen ihrer prinzipiellen Einförmigkeit werden sie in einem eigenen Kapitel zusammenfassend beschrieben (Kap. 4.4.).

4.2. Die Metavulkanitgruppe

Die so benannte Gesteinsgruppe ist durch die namensgebenden – in Metapelite eingelagerten – Vulkanitabkömmlinge verschiedenster Art gekennzeichnet. Die – nun schwach metamorph vorliegenden – Hintergrundsedimente zeigen bemerkbare vulkanogene Beeinflussung unterschiedlicher Art und Intensität. In ihrer primären Mächtigkeit ist die Metavulkanitgruppe unterschiedlich entwickelt: im Westen beträgt sie bis zu

1000 m, bei Zlan nur mehr 300 m und im äußersten Osten nur mehr wenige Zehnermeter (z.B. bei Alberden).

Im betrachteten Bereich der südöstlichen Goldeckgruppe lassen sich – vorweggenommen – drei wohlunterscheidbare Phasen vulkanischer Tätigkeit unterscheiden:

- Förderung von Tuffen (Aschentuffe bis Tuffe) mit Kristall-Lapilli und Lapilli (Westteil); ausschließlich Kristall-Lapilli im Ostabschnitt.
- Ablagerung von Aschentuffiten mit Kristall-Lapilli und Lapilli; quarzitischer Partien mit Kristall-Lapilli (im Westen); im Osten hingegen reine Aschentuffite mit schmächtigen quarzitischer epiklastischer Lagen.
- Förderung von Tuffbreccien und Lava.

Alle diese vulkanischen und vulkanogenen Sedimente sind schwach metamorph.

4.2.1. Metakristalltuffe

Die Metakristalltuffe sind grüne, bräunlich verwitternde, dickplattige Gesteine. Von den Metaaschentuffen, mit denen sie wechselagern, sind sie makroskopisch kaum zu unterscheiden; ein (freilich nicht besonders charakteristisches) Unterscheidungsmerkmal mögen die Karbonatschlieren, die diesen Gesteinstyp durchziehen, sein.

○ UdM

Chlorit und Plagioklas sind zusammen mit Karbonat zu einem innigen Geflecht verwoben. Die eigentliche Zusammensetzung des Grundgewebes besteht aus Chlorit und mikroskopisch nicht mehr auflösbaren niedrigbrechenden, feinkristallinen Mineralphasen, deren röntgendiffraktometrische Untersuchung ergab, hauptsächlich aus Plagioklas zu bestehen. Der im Anschnitt sichtbare massige Eindruck wird durch dieses zähe Geflecht hervorgerufen. In diesem Grundgewebe, das auch einen ziemlich hohen Gehalt an Titanit aufweist, liegen nun bis zu 0,5 cm große, idiomorphe bis subidiomorphe Plagioklas-Einzelkristalle.

Diese Plagioklase sind einfachverzwillingt, manchmal auch mit mehreren Zwillinglamellen versehen; es handelt sich um Oligoklas (Anorthitgehalt 22 %). Einige Zwillinglamellen keilen im Kristallkörper aus. Alle Individuen sind getrübt. „Echte“ Füllmineralien sind – abgesehen vom Serizit – nicht vertreten. Die Trübung wird durch Chlorit und etwas Karbonat (neben Serizit) hervorgerufen. ANGEL & KRAJICEK (1939) erwähnen bereits die Tatsache, daß – trotz Instabilität der sicher ursprünglich basischeren Plagioklase – echte Fülle (im Sinne ANGEL's [1930]) in den Vulkanitderivaten dieses Gebietes selten zu beobachten ist.

Vorherrschendes Zwillingsgesetz ist das Albitgesetz. Die Korngrenzen sind oftmals diffus; sie kommen durch die randliche Bestäubung mit den trübenden Mineralphasen zustande, bei denen Chlorit vorherrscht, der ja auch im Grundgewebe gleichartig vertreten ist.

Chlorit mit starkem Pleochroismus (giftgrün – farblos) gehört mit seinen sonstigen optischen Eigenschaften (Charakter der Hauptzone positiv, graue normale und violettbräunliche Interferenzfarben) zu den Mg-betonten Chloriten, allerdings mit beträchtlichem Fe-Gehalt (Klinochlor-Grochaut). Daneben fällt aufgrund seiner schwächeren Eigenfarbe und des hellgrünlich-gelben Pleochroismus eine Abart von Chloriten auf, bei denen es sich um Fe-reichere Typen handelt. Die „olivgrauen“ anomalen Interferenzfarben deuten auf Glieder der Fe-Rhipidolite hin, die z. B. GROSCHOPF (1970) aus ähnlichen Vulkanitfolgen aus dem Gebiet des Magdalensberges beschrieb. Nach TRÖGER (1969) sind beide Chlorittypen charakteristisch für (allerdings nicht umgeprägte) Basalte.

Karbonat liegt als Füllmaterial in den Plagioklasen, aber auch im Grundgewebe. Ob es ein epiklastischer Gemengteil ist, oder aus der „Entkalkung“ der Plagioklase zu beziehen ist, kann nicht entschieden werden. Möglicherweise trifft beides zu.

Serizit wirkt hauptsächlich als Füllmineral, im Grundgewebe tritt er gegenüber den vorherrschenden Chloriten weit zurück.

Die als Plagioklassubstanz identifizierte niedrigbrechende Masse im Grundgewebe wird durch etwas saurere Feldspatkrystallite gebildet, die bei der Umwandlung der ursprünglich basischeren Plagioklaseinsprenglinge entstanden. Auf diese Art der Entkalkung wiesen ebenfalls schon ANGEL & KRAJICEK (1939) hin.

Neben diesen Metakristalltuffen, die vor allem in der Umgebung des Galautzgrabens ihre größte Verbreitung haben, sind reinere Metatuffe (arm an Einsprenglingen) zu finden, die reichlich Karbonat führen, das sicher einen Teil des Hintergrundsedimentes repräsentiert. Z. T. sind diese Gesteine bereits als Metatuffite zu bezeichnen. Auch weiter im Osten ist die Aufeinanderfolge von Metakristalltuffen zu Metaaschentuffen zu beobachten. Hier allerdings sind die Hintergrundsedimente quarzreich. Die Sedimentbeimengung überschreitet jedoch nie 20 % des Gesteins, sodaß der Terminus „Metatuff“ gerechtfertigt bleibt. Bei Zlan stehen solche „quarzitischen Metakristalltuffe“ an; es sind auffallend straff gebänderte, grünlichgelbe Gesteine mit ebenen Flächen.

○ UdM

Die Bänderung besteht aus einem Wechsel von Plagioklas/Quarz- und Plagioklas/Chlorit-Lagen. In den hellen Lagen ist deutlich weniger Chlorit vertreten, während in den dunklen, chloritreichen Lagen reichlich Plagioklas liegt, der somit den Hauptgemengteil darstellt.

Die Plagioklase haben einen etwas geringeren Anorthitgehalt als in den Metatuffen im Westen (18–20 %). Sie haben überwiegend deutliche Korngrenzen, sind meist nach dem Albitgesetz verzwillingt und leicht getrübt (Serizit). In den grobklastischen, quarzreichen hellen Lagen sind sie auch zerbrochen, was auf Transport und nicht auf primäre Einlagerung in dieser Form hinweist.

Die Chlorite sind feinfaserig-wirr, selten in größeren Blättchen ausgebildet. Sie umrahmen die Plagioklase oft in radialstrahligen, dünnen Aggregaten. Es handelt sich durchwegs um Mg-Chlorite (Pennin-Klinochlor). Ein häufiges Phänomen in den Metatuffen und -tuffiten zeigt sich auch hier: wohlbegrenzte, schlieren- bis linsenförmige, aus gut kristallisiertem Chlorit gebildete Zonen heben sich deutlich von ihrer Umgebung ab. Dabei handelt es sich um devitrifizierte ehemalige Glasfetzen, die nunmehr mit den übrigen Auswürflingen als scherbige oder – bei leichter Differentialbewegung innerhalb des Gesteinsgefüges – schlierige Chloritaggregate vorliegen. Die Deutung als etwaige Pseudomorphosen nach Hornblende könnte bei kleineren nadelig-streifigen Aggregaten solcher Art wohl ins Auge gefaßt werden, liegt aber in den meisten Fällen wohl nicht vor. Solche Bildungen wurden aus Vulkaniten, auch aus Metavulkaniten und deren Abkömmlingen, vielfach beschrieben, z. B.: RÖSLER (1960), GROSCOPF (1970), LOESCHKE (1973), LOESCHKE & WEBER (1973) etc. Diese umkristallisierten Gebilde erreichen Längen von cm-Größe, ihre Dicke ist recht unterschiedlich (vereinzelt auch bis cm-Dicke, sodaß fast kugelige Aggregate entstehen, die jedoch nichts mit den weiter unten beschriebenen „Pisolithen“ oder „tuff balls“ zu tun haben).

Quarz ist vorzugsweise in den hellen Lagen konzentriert, vereinzelt liegen auch wohlbegrenzte Anhäufungen aus optisch selbständigen Individuen in den dunklen Chlorit-Feldspatbändern. Diese Quarze sind durchwegs kleiner als jene in den reinen Feldspatdomänen. In beiden Fällen haben sie jedoch undulöse Auslöschung.

Epidot ist immer feinkörnig und in die Chloritaggregate integriert; innerhalb der chloritisierten Gläser fehlt er aber (auch keine andere Mineralphase ist darin vertreten). Meist liegen die Epidote in Form von mm-großen, rundlichen Körnern vor. In einigen Fällen wurden große Auslöschungsschiefen gemessen ($Z \Delta a = 28^\circ$). Diese Richtung zeigt leuchtend gelbe bis gelbockerige Interferenzfarben und schwachen Pleochroismus.

Serizit ist in Blättchen in den Feldspat/Quarz-Lagen vertreten, wurde auch feinfilzig in die Chloritbüschel eingebettet beobachtet und findet sich schließlich als Mikrolith in den Feldspatkrystallen.

Opakes Erz: Akzessorisch

Diese Metakristalltuffe mit quarzitischer Beimengung stellen zusammen mit jenen, die karbonatisch beeinflusst sind, eine Phase vulkanischen Einflusses im betrachteten Gebiet dar. Im Westteil der Metavulkanitgruppe, nördlich von Stockenboi liegen neben den Metakristalltuffen die Metalapillituffe, während im Osten sofort eine Metaaschentuffentwicklung einsetzt, die im Süden die gesamte Metavulkanitgruppe durchzieht. Die nun zu beschreibenden Metalapillituffe aus der Gegend nördlich von Stockenboi sind makroskopisch von den Metakristalltuffen nicht zu unterscheiden:

○ UdM

In einem dichten Filz aus Chlorit, Serizit und etwas Karbonat liegen bis zu cm-große Lapilli aus Plagioklasbruchstücken. Der Chlorit-Serizit-Filz stellt die Aschenbeimengung dar. Die Plagioklase führen in den Fugen ihrer Bruchgrenzen gut kristallisierte Chlorite. (Als „Lapilli“ werden Kristallansammlungen oder Kristallaggregate bezeichnet, deren Komponenten in Bruchstücken vorliegen, die – entweder beim Transport oder noch in einem subvulkanischen Stockwerk – miteinander verkittet wurden. Als „Kristall-Lapilli“ gelten hingegen größere Einzelkristalle mit noch erkennbarer Kristallform, vgl. RITTMANN [1960]).

Die Plagioklasbruchstücke sind meist eckig, seltener konkav-bogenförmig. Sie führen reichlich Mikrolithe von feinem Serizit und feinkörnigem Epidot. Die erwähnten gut kristallisierten Chlorite stellen ehemalige Glasüberzüge über diese Bruchstückagglomerate dar, bzw. weisen auf die Verbackung der Bruchstücke mit noch flüssigem Glas hin.

Chlorit gehört wieder der Pennin-Klinochlor-Reihe an; aufgrund des schwachen Pleochroismus ist wohl ein Mg-reicherer Typ zu vermuten. Unterschiede zwischen den feinfilzigen Chloriten und den aus Glassubstanz entstandenen bestehen – abgesehen vom Grad der Kristallinität – nicht.

Karbonat ist in drei strukturell verschiedenen Formen vertreten:

- als feinkristalline Substanz im chloritischen (serizitischen) Grundgewebe,
- als größere Kristallanhäufungen in diesem Grundgewebe, zusammen mit wenig klarem Quarz
- und in den Plagioklasen.

Die Karbonatkristalle sind, bis auf den zweiten Fall, xenomorph. Größerkristalline Karbonatkristalle sind etwa 5–8 mm groß; die gesamten Aggregate können bis zu 2 cm groß werden, die sie aufbauenden Kristallindividuen sind idiomorph bis subidiomorph und dichroitisch. Es handelt sich wohl um echte hystero gene Bildungen. Die übrigen Karbonataggregate sind teils aus den Plagioklasen, teils aus dem Sedimenthintergrund zu beziehen. Da auch hier die Menge des beigemengten Karbonats 20 % nicht übersteigt, wird der Ausdruck „Tuff“ verwendet.

Quarz ist ausschließlich mit den hystero genen Karbonaten vergesellschaftet und bildet rundliche, bis zu 1 mm im Durchmesser erreichende Körner.

Apatit mit bräunlich-grünlicher Eigenfarbe stellt ein häufiges Akzessorium dar. Meist betrachtet man rundliche oder hexagonale Säulchenquerschnitte.

Zirkon ist selten; kleine, zerbrochene Kristalle.

Opakes Erz.

Fe-Hydroxide liegen als kryptokristalline Massen in Klüften.

4.2.2. Metaaschentuffe bis -tuffite

Eine weitere Phase der vulkanischen Ereignisse spiegelt sich im Dominieren von Metatuffiten und reinen Metaaschentuffen wieder. Der pyroklastische Einfluß geht also etwas zurück. Auch die z. T. karbonatische

Hintergrundsedimentation endet, sandige (quarzitische) Ablagerungen lösen sie ab.

Die Metaaschentuffe sind grobplattige, schiefrige, dunkelgrüne, im Anschnitt strukturlose Gesteine. Außer Chloriten ist keine Mineralphase mit freiem Auge erkennbar; das Gestein verwittert hellbraun.

○ UdM

Auch unter dem Mikroskop stellt sich feinstblättriger, seltener gut kristallisierter Chlorit als beherrschender Gemengteil heraus. Zusammen mit Epidot und Plagioklas bildet er ein dichtes, nematoblastisches Gefüge.

Die Chlorite sind meist blaugrünlich pleochroitisch, seltener tiefgrün. Es handelt sich um Chlorite mit wechselndem Fe/Mg-Verhältnis, der Großteil davon dürfte aufgrund der „entenblauen“ anomalen Interferenzfarben und der normalen dunkelgrau-schwarzen Interferenzfarben den Penninen nahe stehen. Die bläulich-grünen Chlorite zeigen anomal braun-violette Interferenzfarben, möglicherweise gehören sie der Prochlorit-Reihe an (Rhipidolite mit hohem Fe und Al-Anteil). In diesem Chloritfilz sind niedrigbrechende körnige Phasen eingelagert (Plagioklase), desgleichen Epidote. Bei näherer Betrachtung lassen sich innerhalb dieses dichten Gewebes Differenzierungen erkennen: die körnigen Bestandteile sind von den blättrigen (dem Chlorit) getrennt, es sind lagig aufgebaute, undeutliche Domänen von Plagioklas und solche von Chlorit zu unterscheiden. Solche Erscheinungen deuten auf die verschiedenen schnelle Absaigerung der einzelnen Gemengteile aus der Luft hin („Cinerite“, RITTMANN [1960]). Diese Bildungen mögen auch auf eine vorwiegend in subaerischem Milieu stattgefundene Ablagerung der Sedimente hinweisen, da bei einer Sedimentation unter Wasser solche Differenzierungen eher verwischt werden würden.

Eine weitere Strukturform bilden die „Pisolithe“ (MOORE & PECK, 1962). Dies sind kugelige, längliche, oft im Querschnitt auch elliptische Gebilde, die vom Grundgewebe durch extrem dichte, feinkristalline Chloritanhäufungen deutlich abgegrenzt sind. Das Innere dieser Gebilde besteht aus den gleichen Gemengteilen in gleicher struktureller Anordnung wie das Grundgewebe.

Die Entstehung dieser Pisolithe (Synonyma: „Schlammkugeln“, „tuff balls“, „accretionary lapilli“): Kleine und kleinste vulkanische Auswürflinge (Lapilli, Einzelkriställchen, mitgerissenes Nebengestein) durchfliegen in einer Spätphase der eruptiven Tätigkeit noch in hochtemperiertem Zustand das in Suspension befindliche Aschenmaterial und schmelzen aufgrund ihrer hohen Temperatur Ascheteilchen auf, die sich um den Auswürfling in Form eines dünnen, glasigen Überzuges sammeln. Der fehlende Unterschied zwischen den Pisolithen und dem sedimentären Aschenmaterial erklärt sich aus der Kleinheit der Auswürflinge und der unmittelbaren zeitlichen Nachbarschaft der Eruptions- bzw. Ablagerungsereignisse. Als Environment für die Entstehung solcher Bildungen wird subaerisches bis Flachwassermilieu angenommen (MOORE & PECK, 1962).

Die Metaaschentuffite unterscheiden sich von den Metaaschentuffen durch Zurücktreten der pyroklastischen Einflüsse. Als Untertypen sind hier zunächst die Metaaschenkristalltuffite zu nennen, die über den gesamten Bereich der Metavulkanitgruppe verbreitet sind, ihre mächtigste Entwicklung aber nördlich von Stockenboi erreichen. Diese Gesteinstypen sind grünlich bis violett, schiefrig mit glatten, serizitreichen s-Flächen.

○ UdM

Beherrschendes Element ist auch hier der auf die Aschenbeimengung hinweisende Chloritfilz, stark durchsetzt mit Epidoten verschiedener Korngröße, Plagioklas-Kristall-Lapilli und feinkristallinem Quarz, der nur röntgendiffraktometrisch nachweisbar ist. Neben Epidot kommt Klinozoisit als Füllmineral der Plagioklase vor. Karbonat ist sehr selten, ebenso opakes Erz. Zusammen mit den Chloriten tritt oft auch Serizit auf.

Beim Chlorit handelt es sich um feinschuppigen Pennin; ab und zu ummanteln etwas grobblättrigere Chlorite die Plagioklaseinsprenglinge und sind möglicherweise als devitrifizierte Glasüberzüge interpretierbar. Der erwähnte Chloritfilz ist nicht homogen; es sind chloritreiche Zonen von chloritäreren, die reich an Epidot und Serizit sind, zu unterscheiden.

Die Plagioklase sind fast immer idiomorph, seltener subidiomorph, als Einzelkristalle bis zu 0,8 cm Größe erreichend. Einige solcher Einsprenglinge sind nach dem Roc-Tourné Gesetz verzwillingt; fast immer sind die Individuen mit Serizit, Klinozoisit und Epidot gefüllt. Manche Einsprenglinge zeigen nurmehr die Ränder der ursprünglichen Kristalle, der Rest ist vollständig durch Epidot ersetzt. Während die Menge der Klinozoisite und der Serizite als echte Fülle in einigen Plagioklasen plausibel erscheint, kann es sich bei den Fast-Pseudomorphosen von Epidot nach Plagioklas nicht ausschließlich um den Umsatz des Ca aus dem Plagioklas handeln. Die Epidote sind wohl zum Großteil, auch wenn sie in den Plagioklasen siedeln und hier Großkristalle bis „Pseudomorphosen“ bilden, aus dem Edukt (Fe und Ca aus pelitisch-quarzitischen Background-sedimenten) zu beziehen. Ähnliche Verhältnisse aus Tuffen und Tuffiten des Eisenkappeler Paläozoikums werden von LOESCHKE & WEBER (1973) beschrieben: der hohe CaO-Gehalt dieser Sedimente stamme nicht aus den Plagioklasen, sondern aus dem Hintergrundsediment.

Epidot ist, wie erwähnt, reichlich vertreten; er kommt in den Plagioklasen und auch im Grundgewebe vor. Die Grundgewebsepidote sind durchwegs viel feinkörniger. Teilweise wurde Zonarbau beobachtet (Fe-ärmer Kern, Fe-reiche Hülle).

Serizit bildet mit Chlorit zusammen den beschriebenen dichten Grundgewebefilz und bildet auch gemeinsam mit Klinozoisit die hauptsächlichlichen echten Füllminerale der Feldspateinsprenglinge. Oftmals fignern Serizit-Chlorit-Aggregate in die Plagioklaskörper ein und vereinigen sich mit den Füllseriziten, sodaß bei manchen Plagioklasen die Korngrenzen undeutlich werden.

Quarz ist in feinstkörnigen Individuen in das Chlorit-Serizit-Geflecht integriert. Mit dem Mikroskop ist lediglich das Teilhaben niedrigbrechender Substanzen zu erfassen, zu denen auch Albit gehört, der in Form kleinster Rekrystallite aus dem Plagioklas herzuleiten ist.

Röntgendiffraktometrische Untersuchungen zeigten außerdem auch noch das Vorhandensein von Fe-Hydroxiden (Goethit).

Am Rand einzelner Kristalleinsprenglinge ist opakes Erz in Krümeln konzentriert.

In ungestörten Profilen sind mit den Metaaschenkristalltuffiten die mit ihnen eng verwandten Metaaschentuffite mit Lapilli vergesellschaftet. Der einzige signifikante Unterschied ist das Auftreten von Lapilli aus Plagioklasbruchstücken.

Weitverbreitet in dieser Phase sind quarzitische Metakristalltuffite, die vor allem östlich von Stockenboi (bei Gassen) ihre größten Mächtigkeiten haben. Sie sind bis zu 30 m mächtig, dünnbankig und grünlich. Nur in manchen Anteilen sind serizitreiche Partien zu bemerken (hoher Pelitanteil).

○ UdM

Das mikroskopische Bild zeigt durchwegs strengen Lagerbau, der sich auch makroskopisch auswirkt. Rein aus körnigen Mineralen aufgebauten Lagen stehen sehr dünne, oft nur aus wenigen Chlorit- und Serizitblättchen bestehende phyllosilikatreiche Lagen gegenüber. Typisch für diese Metasedimente sind Plagioklase, die durch ihre Größe (über 1,2 cm) quer über beide Arten von Lagen zu liegen kommen (Einsprenglinge). Ihre längste Achse steht meist spitzwinklig zum s oder normal dazu. Die Einsprenglinge sind oft nach dem Albitgesetz verzwillingt, untergeordnet auch nach dem Periklingesetz; sie sind ab und zu durch Serizit getrübt. Auch hier sind vereinzelt die schon bekannten Chloritüberzüge an den Korngrenzen der Plagioklase beobachtbar. Solche Chlorite stellen dann die einzigen Schichtsilikate innerhalb der körnigen Lagen, die aus

Quarz und Plagioklas aufgebaut sind, wobei Quarz bei weitem überwiegt.

Chlorit gehört der Pennin-Klinochlor-Reihe an und ist zum überwiegenden Teil aus dem ursprünglichen Aschenmaterial herzuleiten. Gut kristallisierte Blätter herrschen bei weitem vor, filzige und wirre Aggregate sind seltener. Meist sind die Chlorite parallel (001) mit Serizit und Hellglimmer verwachsen und liegen mit diesen streng im s.

Karbonat siedelt in Form subidiomorpher Kristalle in der unmittelbaren Umgebung der Plagioklase, ist ziemlich feinkörnig und wohl zum überwiegenden Teil als hysterogene Bildung anzusehen.

4.2.3. Metatuffbreccien

Die Breccien leiten eine nächste Phase der vulkanischen Tätigkeit ein. Sie kommen in Gesellschaft der in Kapitel 4.2.2. beschriebenen Gesteine vor und sind nur lückenhaft aufgeschlossen, dürften sich jedoch über die gesamte Metavulkanitgruppe verbreiten. Am besten aufgeschlossen sind die Metatuffbreccien am Weg von der Kirche von Stockenboi („Büchlikirche“) nach Norden. Makroskopisch ist das Gestein nur selten als Breccie zu erkennen. Im Querbruch sieht man mit freiem Auge helle Gemengteile wie Feldspäte, Quarz und Karbonat, die regellos in der grünlich-fleckigen Matrix schwimmen.

Vereinzelt findet sich auf den s-Flächen Serizit.

○ UdM

Das brecciöse Gefüge besteht aus feinem Serizit-Chlorit-Geflecht, durch das Plagioklase (z. T. idiomorph, z. T. auch zerbrochen), Quarzaggregate und wohlbegrenzte, aus gut kristallisierten Chloriten gebildete Klumpen zusammengeschweißt sind. Die Matrix ist mit feinkristallinem Quarz durchsetzt.

Chlorit gehört ausschließlich der Pennin-Reihe an. Die erwähnten Klumpen stellen wohl wieder die kristallisierten, ehemaligen Glasetzen dar.

Der Plagioklas ist durchwegs getrübt; als Mikrolithe darin fungieren vor allem Serizite und Chlorite. Häufig sind die Feldspäte an dünnen Klüftchen zerbrochen, die meist mit Karbonat verheilt sind. Die fast immer auftretenden Chloritüberzüge der Plagioklase fehlen hier vollständig. Die Korngrößen sind sehr unterschiedlich und messen zwischen 0,5 mm und wenig über 1 cm.

Quarz tritt nicht nur in der Matrix auf, sondern bildet auch bis über cm-große Zusammenballungen aus optisch selbständigen, teils glatt, teils wellig auslöschenden Einzelkristallen. Diese Gebilde sind meist rundlich mit deutlichen Korngrenzen, die Individuen sind buchtig ineinander verzahnt.

Apatit kommt manchmal im Grundgewebe vor. Recht häufig ist opakes Erz; oft ist es in Krümeln in der Matrix auffindbar und umschließt auch manchesmal die entglasten linsigen Scherben (nunmehr Chloritaggregate).

In Einzelfällen ist Titanit zu identifizieren.

4.2.4. Metadiabaslaven

Noch lückenhafter als die Metatuffbreccien treten die Metadiabaslaven auf; diese Lückenhaftigkeit dürfte wirklich primär sein; die Vorkommen der Lavenabkömmlinge treten vor allem im Gebiet der Kirche von Stockenboi bis zum Gehöft „Rauter“ zutage. Im Anschnitt zeigt sich die Fluidaltextur bereits sehr deutlich. Es handelt sich um massive, dichte, dunkelgrüne Felse mit hellbräunlicher, dicker Verwitterungsrinde. Beim Anschlag spalten sie in unregelmäßige, eckige Brocken.

○ UdM

Bestimmendes Element sind Chloritschlieren, die unterschiedlich dicht aus feinblättrigen Chloriten mit normalen Interferenzfarben aufgebaut sind.

Untergeordnet tritt in diesem schlierigen Grundgewebe optisch andersartiger Chlorit auf, der noch feiner ausgebildet ist. Diese Schlieren umfließen nun deutlich abgegrenzte,

strukturell eigenständige Gebilde; Flecken und linsige Formen von gut kristallisierten Chloriten (vorherrschend Pennin) und längliche, konkave und mit Erzsaum versehene Aggregate aus feinem, wirrstrahligem Pennin. ANGEL & KRAJICEK (1939) erwähnen diese Gebilde erstmals, deuten sie aber als pseudomorphosierte Hornblenden, die nun als verschmierte, ausgelängte Chlorithaufen vorlägen. Eher wahrscheinlich ist folgende Deutung: die ausschließlich aus gut kristallisiertem Pennin bestehenden Bildungen sind die schon bekannten devitrifizierten Gläser; die zweite Form, konkave Gebilde, die mit feinfilzigem Chlorit gefüllt sind, stellen Blasen Hohlräume vor, die während der relativ raschen Erkaltung der Lava mit amorphem Lavenmaterial ausgefüllt wurden (hier werden neben den Penninen auch Prochlorite gefunden, die die zweite Chloritphase des Grundgewebes darstellen).

Die Plagioklase liegen in Form von tafeligen, oft zerbrochenen, relativ großen Kristallen (bis über 2 cm) mit Fülle (Epidot, Serizit) vor. Die Füllminerale sind durchwegs extrem klein (Mikrolithe), nicht etwa mit jenen Füllungen, wie sie in den Plagioklasen der Metaaschentuffite zu beobachten sind, vergleichbar. Durch Eindringen der feinen Chloritmassen des Grundgewebes in die Plagioklase erscheinen deren Korngrenzen ziemlich diffus.

Dominierendes Zwillingsgesetz ist das Albitgesetz, seltener sind die Feldspäte nach dem Periklingesetz verzwilligt. Epidot kommt außer in den Plagioklasen auch im Grundgewebe vor.

Quarz ist in Klüften zu finden und löscht glatt aus. Er ist als sekundäre Bildung anzusehen.

4.2.5. Chloritschiefer bei Aifersdorf

Im schlecht aufgeschlossenen, durch ziemlich mächtiges Moränenmaterial und durch Schutt verhüllten, östlichen Teil der Goldeckgruppe treten vereinzelt grüne, dünnblättrige, welligschichtige Schiefer zutage; lithologisch gehören diese Gesteine zur Metavulkanitgruppe, da Abkömmlinge basaltischen Materials, wie sie hier vorliegen, ausschließlich auf die progressiv metamorphen Gesteine im Süden des Goldeckgebietes beschränkt sind. Auch die Stellung im Profil weist auf eine solche Zugehörigkeit der Chloritschiefer hin. Ein wesentliches Unterscheidungsmerkmal gibt ihnen jedoch eine Sonderstellung: primäres Gefüge und primäre Strukturen sind undeutlich zu erkennen; die Schiefer zeigen eine schwach entwickelte zweite Schieferung, die die Mineralregelung und -straffung spitzwinklig schneidet. Dies wiese ihnen einen Platz innerhalb der Grenzzone zu, oder ließe sie zumindest als Übergangsglied zwischen progressiv metamorphen Gesteinen und den südlichsten Anteilen der Grenzzone erscheinen. Die wichtigsten Aufschlüsse wurden erst im Zuge des Baues der Südbahn freigelegt.

○ UdM

Wesentlichste Gemengteile sind Chlorit und Quarz. Auffallend ist weiters der hohe Gehalt an opakem Erz. Chloritreiche und quarzdominierte Lagen sind noch andeutungsweise zu identifizieren; von der spitzwinklig angelegten, überlagernden zweiten Schieferung sind vor allem die Chlorite betroffen, die in dieser Richtung auch weitergewachsen zu sein scheinen, sodaß ein lentikulares Gefüge zustandekommt, das aus Quarzpfaster und verdickten Chloritlagen besteht.

Die Chlorite sind Pennine mit ihren anomalen blauen Interferenzfarben. Die Blättchen sind teils gequält, teils in die zweite Schieferungsrichtung gebogen. Häufig ist in den verdickten Zonen nachträglich aufgefaserter Querchlorit gewachsen.

Quarz ist bis zu 2 mm groß und löscht undulös aus. Zwischen den Chloritschichten sind recht oft zeitig angeordnete Quarze zu finden, zwischen denen wiederum feinschuppige Chlorite liegen.

Serizit ist nicht sehr häufig. Eng verwachsen mit Chlorit verhält er sich wie dieser und ist auch zwischen den Quarzen des Quarzpflasters auffindbar.

Im Quarzpflaster liegen manchmal auch Plagioklase, die nach dem Albitgesetz verzwillingt und leicht durch Serizit getrübt sind.

Zirkone liegen in Form von kleinen zerbrochenen Säulen vor.

Karbonat bildet eigenständige grobkristalline Lagen, die offensichtlich mit der primären Zusammensetzung des Gesteins nichts zu tun haben.

Als Edukt wird ein Tuffit angenommen, da reichlich epiklastische Beimengung in Form von Quarz und auch Serizit vorliegt. In der Nachbarschaft der Chloritschiefer befinden sich chloritführende Phyllite, die allmählich in die Chloritschiefer übergehen. Auch dies mag als Hinweis für die ehemalige Tuffitnatur des Gesteins gelten.

4.3. Die Metaquarzit-Phyllitgruppe

Die Nordhänge des Golserocks und des Riednocks, deren obere Anteile bereits aus Permotrias bestehen, das flach abfallende Gebiet zum Weißenbachtal und ein Streifen nördlich des tief eingeschnittenen Weißenbaches werden von den Gesteinen der Metaquarzit-Phyllit-Gruppe aufgebaut.

Hauptsächliche Vertreter dieser Gesteinsassoziationen sind die namensgebenden Metaquarzite. Den mächtigsten Zug quarzitischer Gesteine repräsentieren die von LAHUSEN (1969) „Chloritquarzite“ benannten Typen. Am besten sind sie an der Staumauer und im Stauraum des Zlaner Stausees, südlich von Zlan, zu beobachten. Allerdings ist diese Gesteinsart nicht homogen; es handelt sich nicht um einen einheitlichen, geschlossenen Quarzit-(Metaquarzit-)Zug, sondern um eine reichlich differenzierbare Abfolge wohlunterscheidbarer Klastika, die nur in diesem Bereich auftreten, wie überhaupt die gesamte Metaquarzit-Phyllitgruppe lithofaziell ziemlich isoliert ist.

Knapp unterhalb der Transgressionsfläche Permo-skythsandsteine auf Metaquarzit-Phyllitgruppe befindet sich im Buchholzgraben der stillgelegte Zinnerbergbau „Wiederschwing“, von dem vereinzelt noch Einbaue und Halden zu sehen sind. Auf diese Vererzung wird im Kapitel 4.3.2. noch kurz eingegangen.

4.3.1. Metawacken, braun; grün

Der erwähnte, von LAHUSEN (1969) als „Chloritquarzit“ bezeichnete Gesteinskomplex ist in seiner Gesamtheit über 200 m mächtig, zieht vom Westende des Zlaner Stausees über das Weißenbachtal nach Osten, wo er zusehends geringmächtiger wird, um an der Landesstraße Nikelsdorf – Stockenboi nur mehr etwa 15 m Mächtigkeit zu messen. Schon makroskopisch ist es möglich, ihn in verschiedene Gesteinstypen zu untergliedern. Ein Teil wird durch bräunliche Metawacken gebildet, die sich innerhalb des Gesteinspaketes einigemale wiederholen. Diese Metawacken werden 5 bis 10 m mächtig.

○ UdM

Quarz ist der Hauptgemengteil, der strukturell in verschiedensten Anordnungen auftritt: feinkristalliner Quarz bildet ein recht dichtes Pflaster als Matrix, in die größere Quarze eingestreut sind. Diese grobe, schlecht klassierte Fraktion ist ab und zu mit den kleineren Quarzkörnern, welche die Matrix aufbauen, verzahnt. Die kleinen Quarzkörner sind oft in die Suturen der größeren Kristalle eingewachsen. Die

Korngrößen der größeren Fraktion bewegen sich zwischen 0,5 und etwa 7 mm, auch makroskopisch sind glasklare Quarze zu erkennen; dies sind vermutlich jedoch Quarzagglomerate, die besonders in jenen Lagen von Metawacken häufiger auftreten, die von der Basis etwas weiter entfernt sind. Sie sind auch ein typischer Bestandteil der echten Metagrauwacken, wo sie zusammen mit anderen Intraklasten und Gesteinsbruchstücken vorkommen (s. Kapitel 4.3.2.).

Aufgrund der auf Drucklösungserscheinungen zurückführbaren Verzahnung mit den größeren, detritären Quarzen läßt sich der feinkörnige Quarzanteil als primäre Matrix klassifizieren; er entstammt wohl ursprünglich dem feinen Korngrößenbereich (Silt) und wurde durch Sammelkristallisation zu den mikroskopisch identifizierbaren Kriställchen geformt.

Neben den Quarzen findet man Plagioklase (Albitoligoklas). Die Streuung der Anorthitgehalte (5 bis 21 %, von 6 Dünnschliffen aus unterschiedlichen Positionen im Profil) deutet auf unterschiedliche Herkunft der Feldspäte hin. Sie können mit Sicherheit nicht ausschließlich aus dem direkten Untergrund, den ja die Metavulkanitgruppe bildet, bezogen werden. Häufig ist polysynthetische Verzwillingung nach dem Albitgesetz, weniger häufig sind Einfachzwillinge nach dem gleichen Gesetz.

Serizit liegt in feinen Schnüren im Quarzpflaster und umschließt bisweilen auch die größeren Klasten. In den Plagioklassen sind manchmal Serizitmikrolithe – als „falsche Fülle“ – bemerkbar.

Die braunen Metawacken sind arm an Chlorit. Kleine Fasern oder Faserbündel aus Pennin/Klinochlor liegen regellos in der feinkristallinen kieseligen Matrix.

Bemerkenswert ist die Häufigkeit von grobem Erz, das in beträchtlicher Menge die Matrix mit aufbaut. Makroskopisch bemerkbar sind Fe-Oxide und -Hydroxide, die schlierig und feinschuppig das Gestein durchziehen und für dessen bräunliche Farbe verantwortlich sind.

Restliche Akzessorien sind Turmalin und Zirkon.

Die grünlichen Metawacken unterscheiden sich strukturell nicht von den braunen Typen. Die grüne Farbe wird durch reichlich feinverteilten Chlorit hervorgerufen; Hand in Hand mit dem Zurücktreten der Fe-Hydroxide und -Oxide nimmt die Chloritführung zu. Grünliche Metawacken sind bei weitem häufiger und mächtiger als der bräunliche Typ, sind allerdings von den „Chloritquarziten“ s. s. im Sinne LAHUSEN's, l. c., schwer zu unterscheiden. Ihre Mächtigkeit beträgt 40–60 m, sie scheinen teilweise Übergangstypen zu den Metagrauwacken (Kap. 4.3.2.) zu bilden.

4.3.2. Metagrauwacken; helle vererzte Metawacken

Den mittleren Teil des „Chloritquarzit“-Komplexes nach LAHUSEN, l. c., bauen deutlich geröllführende, klastische Metasedimente auf, die als Metagrauwacken bezeichnet werden. Ihre Hauptverbreitung haben sie in der Umgebung des Zlaner Stausees, sie sind nach Osten bis Alberden und Landfraß zu verfolgen; beim Stausee sind sie bis 50 m mächtig, dünnen nach Osten hin aber recht schnell aus (bis nur mehr etwa 10–12 m). Im gut aufgeschlossenen Gebiet um den Zlaner Stausee ist der Übergang von grünlichen Metawacken zu Metagrauwacken gut verfolgbar.

Bis zu 10 cm (manchmal auch darüber) messen die Gerölle im Durchmesser: es sind dies Phyllitflatschen, quarzitischer Intraklasten mit und ohne kohliges Pigment, allesamt in grünlicher, grober, quarzreicher Matrix schwimmend.

○ UdM

Das Grundgewebe ähnelt jenem der grünlichen Metawacken: es sind vorwiegend Quarze (bis 0,5 mm groß), die meist undulös auslöschend und buchtig ineinandergreifen;

eingelagert sind feinfaserige Chlorite (meist der Pennin-Reihe angehörig), manchmal beobachtet man auch Chloritnester, aufgebaut aus größeren, gutkristallisierten Chloritblättchen. Seltener ist Serizit zu finden. Bestäubt von graphitischer Substanz verursacht diese Matrix abschnittsweise schon makroskopisch eine generell dunkle (grauschwarze) Färbung des Gesamtgesteins. Das Grundgewebe umschließt verschiedene, schlecht klassierte Komponenten (Intraklaste, makroskopisch deutlich erkennbar) verschiedener Art und Zusammensetzung; aber auch Einzelkristalle sind darunter.

Gerölle bzw. Gesteinsbruchstücke: Es wiegen Phyllitgerölle vor, die hauptsächlich aus Serizit, etwas Chlorit und feinverteilt Quarz bestehen. Sie sind länglich, nicht sehr dick und meist linsenförmig.

Ein weiterer Typ von Gesteinsbruchstücken ist aus eng ineinander verzahnten, länglichen (kaltgereckten) Quarzen aufgebaut, die durchwegs wellig auslöschten. Die meisten Gerölle dieser Art sind intensiv mit kohlig Substanz bestäubt (in der Matrix findet man solche Bestäubungen ebenfalls, nur weniger dicht). Wenige Gerölle sind pigmentfrei. Ab und zu liegen feine Serizitblättchen zwischen den einzelnen Quarzindividuen.

Ursprünglich detritäre Einzelkörner erreichen Größen zwischen 1 mm und über 1 cm. Manche der größeren Körner erreichen mitunter die Größe kleinerer Gesteinsbruchstücke. Sie sind meist gerundet oder „subrounded“. Es sind etwa zu gleichen Teilen Plagioklase (meist polysynthetisch verzwilligt) und Quarze mit fast durchwegs glatter Auslöschung.

Akzessorisch finden sich: Zirkon, Turmalin (zonar gebaute Querschnitte), Rutil und Fe-Hydroxide.

Wackige Sedimente in der Metaquarzit-Phyllitgruppe kommen öfter vor als früher angenommen. LAHUSEN beschreibt 1969 den „Erzquarzit“, also eine Metawacke, als „blastomylonitisch“. Die Struktur dieser Gesteine ist jedoch keineswegs auf Durchbewegung zurückzuführen; ihre feinkristallinen, quarzreichen Grundgewebe sind primär, wie auch die Einlagerung von Einzelkristallen und Gesteinsbruchstücken als primär detritäres Material identifiziert werden konnte. LAHUSEN bezeichnet noch den größten Teil der quarzischen Gesteine als „Chloritquarzite“. Auch POLEGEG (1971) beschreibt bräunliche Quarzite (= braune Metawacken), die am Zlaner Stausee ihre Hauptverbreitung hätten und vom weiß-gelblichen „Erzquarzit“ wohlunterschieden seien, der der Träger der Zinnobervererzung des Quarzitkomplexes sei. Dieser weiß-gelbliche „Erzquarzit“ ist allerdings auch eine Metawacke und entspricht strukturell (abgesehen von der Vererzung) fast genau den bräunlichen und grünen Varietäten. Die Ablagerung von Wacken läßt sich also durch die gesamte Schichtfolge der Metaquarzit-Phyllitgruppe verfolgen. LAHUSEN (1969) beschreibt aus dem Buchholzgraben geringmächtige Grauwackenlagen von etwa 5 bis 10 cm Mächtigkeit, die Karbonatgesteinsbruchstücke führt. Diese Lagen konnten nicht mehr aufgefunden werden. In die hellen, vererzten Metawacken sind bis zu 5 cm dicke, linsig-auskeilende Phyllitfatschen eingeschaltet; es sind dies sicher keine resedimentierten Phyllite, sondern primär eingelagerte Tonhorizonte, die als lokale Bewegungsflächen wirkten und innerhalb der stark verfalteten quarzischen Partien ausgequetscht wurden.

Die hellen, vererzten Metawacken bilden die unmittelbare Unterlage der Permotrias des Drauzuges.

○ UdM

Die quarzreiche Matrix ist extrem feinkörnig und etwas reicher an Serizit als die übrigen Typen dieser Folge. Außer Feldspäten als Einzelkristalle sind die bereits beschriebenen Intraklasten, Gerölle und Gesteinsbruchstücke auch hier vorhanden.

Die erzführende Wacke ist 6–15 m mächtig und tritt im Metaquarzit-Profil nur an einer Stelle auf. Wie schon SCHULZ (1968) feststellen konnte, sind zwei deutlich getrennte Vererzungshorizonte zu unterscheiden. FRIEDRICH & KRAJICEK (1952) vermuteten mehrere solcher Horizonte, der Nachweis hierfür konnte heute nicht mehr erbracht werden. Allerdings sind die Einbaue nicht mehr befahrbar, auch die Aufschlußverhältnisse haben sich ziemlich verschlechtert, sodaß sowohl die Mächtigkeitsangaben nicht sicher sind als auch die Anzahl der Erzhorizonte durchaus höher sein kann.

Wie POLEGEG (1971) beschreibt, ist das Gestein s-parallel vererzt. Die Erzführung beschränkt sich in den unteren Partien auf Imprägnation, im Hangenden beobachtet man häufig dickere Erzschnüre (bis 2 cm); die Vererzung liegt aber auch in Klüften und Scherflächen.

MAUCHER (1965) bringt diese Zinnobervererzung von Wiederschwing bei Stockenboi (schicht- und zeitgebundene „Antimon-Wolfram-Quecksilber-Formation“) in Zusammenhang mit dem altpaläozoischen Vulkanismus (also der Metavulkanite von Stockenboi, „Metavulkanitgruppe“). SCHWINNER (1932, 1936 und 1943) sowie FRIEDRICH & KRAJICEK (1952) geben bereits das Alter der Quarzite und Phyllite in der Umgebung der Vererzung als altpaläozoisch an (ANGEL & KRAJICEK vermuteten 1939 noch karbonisches Alter). FRIEDRICH fand 1968 im Sebastianistollen (s. unten) gipsführende Schollen („Trümmer“) mit HgS-Vererzungen, vermengt mit sandigen Schiefern und Quarziten. Diese Gesteine werden von FRIEDRICH als „tektonisch eingepreßte Teile von Permotrias“ aufgefaßt, wonach die Vererzung jünger als untertriadisch und auch jünger als die Tektonik sein müßte (alpidische Vererzung). Die Stoffkonzentration sei jedoch ohne weiteres auch auf ältere Stoffakkumulationen zurückführbar, die eben alpidisch mobilisiert wurden. Somit besteht kein eklatanter Widerspruch zu den MAUCHER'schen Annahmen.

Sichtbar sind heute noch die Mundlöcher des Sebastiani-Unterbaustollens (Eingang bei 755–780 m über NN, knapp 200 m südlich von Zlan, oberhalb des Südufers des gleichnamigen Stausees) und der Verbindungsschacht vom alten Grubengebäude (W des Hofes „Rohrer“) in der Nähe des Pulverturms, der sein Mundloch in etwa 850 m Höhe über NN hatte, heute jedoch verstürzt ist (Eingang im Buchholzgraben). Ein dritter Stollen, der Josefistollen, wurde vom Sebastiani-Unterbaustollen angefahren.

Bergbautätigkeit in diesem Gebiet ist seit alters her nachweisbar (FRIEDRICH & KRAJICEK, 1952). Der Bergbau war an der Wende vom 19. zum 20. Jahrhundert im Betrieb, wurde darauffolgend mehrmals stillgelegt, um 1939 bis 1945 wieder teilweise reaktiviert zu werden. Nach Kriegsende wurde er wieder geschlossen. Nach einigen neuerlichen Versuchsschürfen wurde die Bergbautätigkeit 1968 endgültig eingestellt.

4.3.3. Wechsellagerungen

Metawacken – Metaquarzite – Metapelite

Besonders im Ostteil der Metaquarzit-Phyllitgruppe – die Mächtigkeiten der klastischen Metasedimente sind hier deutlich geringer – lassen sich sehr oft feine Wechsellagerungen von Metawacken, gradierten Metaquarziten und Phylliten beobachten. Makroskopisch sind es quarzische Phyllite oder Phyllite mit quarzischen Lagen. Diese Wechsellagerungen bewegen sich im Zentimeterbereich. Graue phyllitische Lagen wech-

seln mit dünneren, quarzreichen Partien (Metawacken, -quarzite). Besonders gut ist dieser Sedimentationsstil am Straßenaufschluß östlich von Scharnitzen zu studieren.

○ UdM

Dickere Lagen (bis 5 cm) werden von Seriziten aufgebaut, die zu Paketen gestapelt und in enge Spitzfalten gelegt sind. Zugemengt sind ihnen wenige, feine, rundliche Quarzkörner.

Streng getrennt von den serizitischen Lagen sind schwächere Quarzlagen, in die zusehends Gesteinsbruchstücke eingestreut sein können, sodaß sich auf diese Weise mächtigere Partien von Metawacken entwickeln können. Diese Wechsellagerungen sind durch engständige Transversalschieferung gekennzeichnet, die auch die „kinkband“-Strukturen in den phyllitischen (serizitischen) Partien hervorruft (Intensive Faltung und Fältelung, verursacht durch Differentialbewegungen – abhängig von der Stärke der jeweiligen Beanspruchung – senkrecht zu dieser Beanspruchung).

4.3.4. Metaquarzite; pyroklastisch beeinflusste quarzitische Metapelite

Die Metaquarzite sind gelblich oder braun, am häufigsten aber grünlich; sie zeigen unterschiedliche Korngrößen und verschiedene Klassierungsgrade. Ihr Vorkommen ist an die Metawacken gebunden, sie können aber auch mit quarzitischer Phylliten in Verbindung stehen, um so bis zu 20 m mächtige Züge in diesen zu bilden. Insgesamt dominieren jedoch diese Metaquarzite den Bereich zwischen Zlaner Stausee und Scharnitzer Kolm (s. Abb. 2). Der gängigste Typ dieser Metaquarzite ist grobkörnig und makroskopisch von den grünlichen Metawacken nicht unterscheidbar. Unter dem Mikroskop allerdings sind keinerlei Gesteinsbruchstücke oder detritäre Einzelkristalle zu sehen. Die grünliche Farbe kommt durch reichlich verteilten Chlorit (Pennin) zustande, der das Quarzplaster durchwebt; etwas Serizit und opakes Erz bilden die Nebengemengteile (Akzessorien: Rutil, Zirkon, Fe-Hydroxide). Die Quarze sind bis zu 0,5 mm groß und löschen zum Großteil undulös aus. Diese Metaquarzittypen können bis zu 80 m Mächtigkeit erreichen und sind durch mannigfache Übergänge mit den Metawacken und den quarzreichen Phylliten verbunden. Besonders im östlichen Abschnitt der Metaquarzit-Phyllitgruppe finden sich pyroklastisch beeinflusste, stark quarzitischer Phyllite, die sich von Liesing (im äußersten Südosten des Goldeckkristallins) bis Gassen zum heute verfallenen Hof „Sauregger“ verfolgen lassen. Sie sind plattig, ebenflächig und zeigen hell/dunkelgrüne, straffe Bänderung.

○ UdM

Quarz-Feldspat-Lagen und Lagen aus Serizit und Quarz (wobei Serizit bei weitem überwiegt) wechseln ab. Die körnigen Lagen stellen die makroskopisch hellgrünen Schichten dar, die Serizit-Quarz-Lagen die dunkleren. Die unterschiedlichen Färbungen kommen durch Chlorite zustande, die in den Serizit-Quarz-Partien häufiger vorkommen, vor allem aber gut kristallisiert sind und mit den Seriziten Parallelverwachsungen bilden; in den quarz-feldspat-reichen Domänen sind nur kleinste Chloritbestege an den Körnern und in den Interstizien zu finden.

Die Quarze sind rundlich bis fast eckig, mit den Feldspäten und unter sich innig verzahnt und löschen fast durchwegs wellig aus. An den Korngrenzen und in deren Zwischenräumen siedelt ab und an Chlorit.

Fast alle Feldspäte sind polysynthetisch nach dem Albitgesetz verzwillingt, teilweise durch Serizit getrübt und durch-

wegs kleiner als die Quarze (unter 0,3 mm). An-Gehalt bis 26 %.

Die Chlorite gehören zur Pennin-Reihe (vermutlich sind sie also nicht aus dem pelitischen Edukt entstanden).

Karbonat tritt recht häufig in Klüften auf, findet sich aber auch oft in Gesellschaft der körnigen Gemengteile.

Pyrit: feinverteilt, ziemlich häufig.

Es wird angenommen, daß der Reichtum an eisenarmen Chloriten und das recht häufige Auftreten von anorthitreichen Plagioklasen schwache Einflüsse einer abklingenden vulkanischen Aktivität widerspiegeln. Auch das Auftreten von Wacken deutet auf unruhiges, instabiles Sedimentationsmilieu hin; zu bemerken ist in diesem Zusammenhang, daß zwischen Metaquarzit-Phyllit- und Metavulkanitgruppe keine Sedimentationslücke zu bemerken ist. Das primär-stratigraphische Verhältnis beider Gesteinsgruppen läßt sich dadurch allerdings nicht klären.

4.4. Metapelite der ausschließlich progressiv metamorphen Gesteine

Die charakteristischen Gesteinstypen, wie also Karbonatgesteine, Grüngesteine (Metavulkanite) oder Metaquarzite und Metawacken (-grauwacken) liegen in Metapeliten, die den größten Teil der östlichen Goldeckgruppe im allgemeinen und der ausschließlich progressiv metamorphen Gesteine im besonderen ausmachen. Charakteristisch für diese Metapelite (Phyllite, quarzitischer Phyllite, Quarzphyllite und tonschieferähnliche Phyllite) ist die Tatsache, daß sie merkbare Einflüsse der Gesteine widerspiegeln, die sie umgeben.

Bei den Phylliten der karbonatreichen Gruppe sind zwei Untertypen unterscheidbar: karbonatische Phyllite und Quarzphyllite im engeren Sinn.

Beide Phyllitarten sind konstruktiv metamorph und zeigen keine diaphthoritischen Erscheinungen. In den Quarzphylliten sind häufig große (bis 20 cm dicke) Quarzmobilisate zu finden. Auch „Mischtypen“ sind zu beobachten; sie führen Karbonatlagen und auch für Quarzphyllite typische Quarzmobilisate. Diese Phyllite sind sowohl nördlich der Grenze des sedimentären Zusammenhanges als auch südlich davon (also im sedimentären Zusammenhang) in gleicher Ausbildung vorhanden.

○ UdM (Quarzphyllit)

Serizit, Quarz und Chlorit (Klinochlor) sind die Hauptgemengteile. Serizite und Quarze formen undeutlich erkennbare Lagen, die vollständig aus ihrem ursprünglichen Zusammenhang gerissen sind. Es mag dies ein Zeichen für überlagerte Schieferung sein, die nur durch die zahlreichen Quarzmobilisate verwischt ist, welche in die so gebildeten Faltscheitel eingedrungen ist. Die Serizite sind an den Flexuren aneinander geschuppt und verdickt. Vereinzelt zeigen sich auch größere Aggregate, bei denen es sich um rekrystallisierte Hellglimmer handelt. Parallelverwachsen mit den Seriziten sind gleichartig verformte Chlorite mit recht intensivem Pleochroismus (grün/dunkelgrün).

Quarz ist in drei wohlunterscheidbaren Formen zu finden:

a) als grobkörnige Mobilisate mit welliger Auslöschung;

b) nahe den Flexurzonen der Serizite bzw. Hellglimmer liegen mittelkörnige Quarze in flach-elliptischen Agglomeraten;

c) feine Gängchen sind mit länglichen Quarzkristallen ausgefüllt; auch diese Quarze löschen undulös aus.

Akzessorisch: Turmalin in Form von zerbrochenen Säulchenquerschnitten.

In den Chloriten liegen ab und zu feine Epidotkörner.

In der Metavulkanitgruppe sind Phyllite mit pyroklastischem Einfluß sehr häufig anzutreffen. Durch Zunahme der vulkanogenen Beimischungen gehen sie oft in Metatuffite und -tuffe über. Diese Art von Phylliten ist dann meist grünlich. Unbeeinflusste Phyllite haben ein reiches Spektrum an Farben: grau, schwarz, rötlich, violett. Der Quarzgehalt der Tonabkömmlinge nimmt von Westen nach Osten zu, wo quarzreiche Phyllite die Hüllsedimente der Metaquarzite und deren Varietäten stellen.

Im südlichsten Teil der Metavulkanitgruppe (vor allem westlich des Kaserkofels nördlich von Stockenboi) haben tonschieferähnliche Phyllite ihre Hauptverbreitung. Ein kleineres Vorkommen dieser tonschieferähnlichen Phyllite ist auch im Unterlauf des Weißenbaches bei Scharnitzen aufgeschlossen. Es sind braune, plattige, sich fettig anfühlende Schiefer ohne die typischen, unruhigen Schichtoberflächen der Phyllite. Die Gesteine bestehen einerseits aus Wechsellagerung von (ehemals) sandigem und tonigem Material, wobei die quarzreichen Schichten klassiert sind, andererseits ausschließlich aus tonigem Material (nunmehr feiner Serizitfz); siehe hiezu auch Kapitel 5. Die s-Flächen sind meist feingerunzelt.

5. Tektonik und Gefüge

Die Abbildung 3 beinhaltet einen Achsen- und Gefügeplan des östlichen Goldeckgebietes. Beide Parameter (Faltenachsen und Lineationen) zeigen keine streng einheitliche Richtung, sondern Ost-West und Ost-südost-Westnordwest-Dominanz. Die Schwankungen zwischen beiden Maximalwerten sind jedoch verhältnismäßig gering. Die Ost-West-Richtung beherrscht vor allem den Süden, besonders aber den Westteil der Metavulkanitgruppe, wo aber aus Gründen der Aufschlußqualität wesentlich mehr Messungen vorgenommen werden konnten. Die vorgenannte Richtung umfaßt auch die Bereiche bis zum Kamm des flachen Ostabfalles des Goldecks. Östlich und nördlich davon herrscht eindeutig die Westnordwest-Ostsüdost-Richtung. Das Maximum der Fallrichtung liegt bei 20°; durch das unterschiedliche Fallen entsteht der Eindruck einer kleinräumigen, schlecht faßbaren Wellung, die durch kleindimensionierte Kulminationen und Depressionen manifestiert ist.

Im Großen aber läßt sich aus der Gesamtheit der Meßwerte und aus den geologischen Befunden eine Kulmination der Achsen von der Westgrenze des Arbeitsgebietes (und auch darüberhinaus) bis südlich von

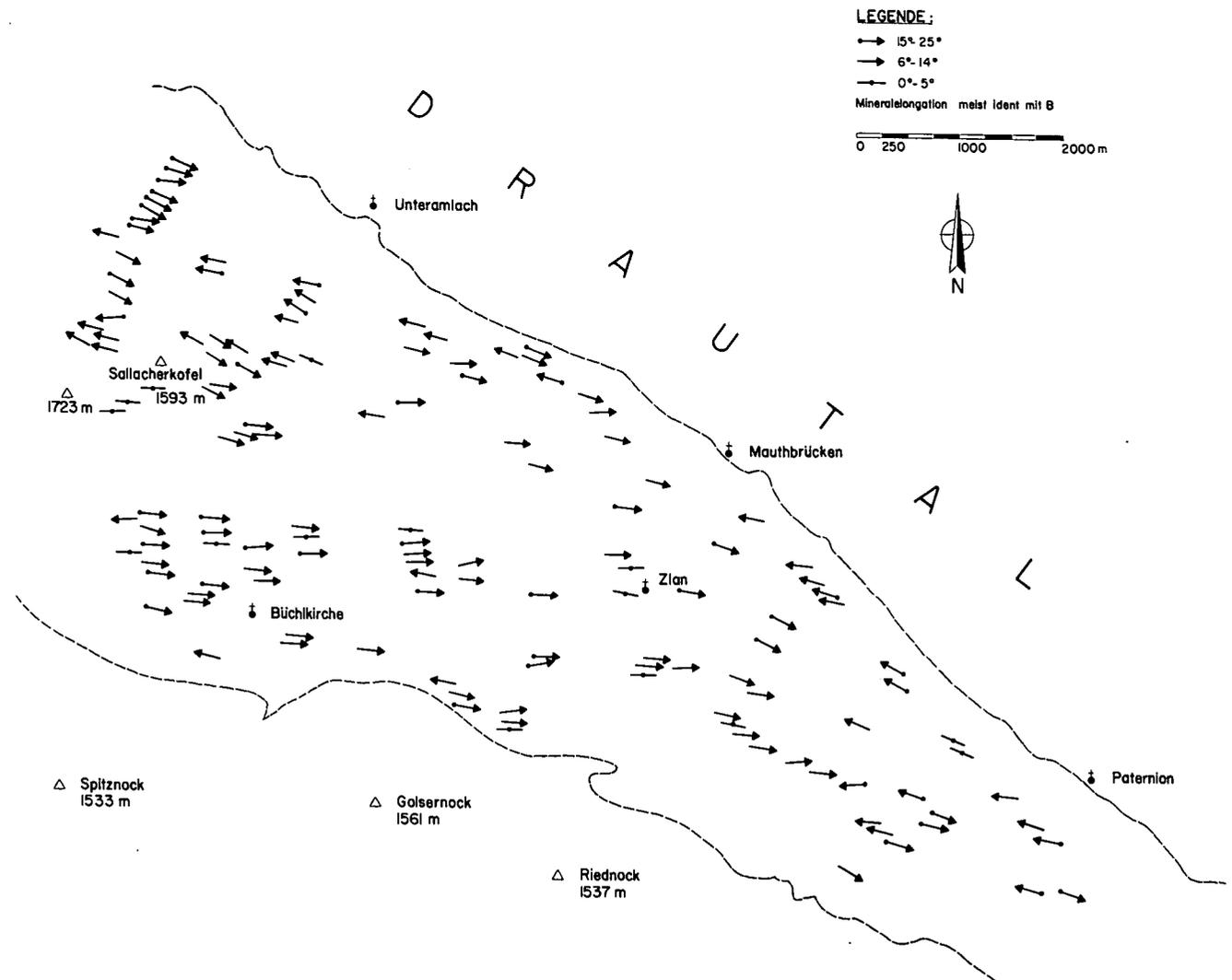


Abb. 3: Achsen und Lineationen in der östlichen Goldeckgruppe.

Mauthbrücken beobachten, an die sich eine neuerliche kleine Aufwölbung des Achsenbaues anschließt.

Waagrecht liegende Faltenachsen sind selten, ebenso wie deutliche Mineralelongationen. Die Chloritschiefer südlich von Aifersdorf zeigen elongierte und ausgequetschte Chloritflecken, die als devitrifizierte Glasfetzen angesehen werden. Auch auf den s-Flächen von Metatuffen und -tuffiten sind solch ausgelängte Chloritaggregate manchmal zu registrieren.

In den phyllitischen Gesteinen lassen sich vorwiegend Scherfalten im Zentimeterbereich beobachten. Differentialbewegungen von blättrigen Gemengteilen, oft gepaart mit Mineralneusprossung von Serizit und Chlorit, führen zu recht typischen, disharmonischen Faltenbildern. Besonders an der Grenze Karbonatreiche Gruppe/Grenzzone sind in den Phylliten durchscherte Kleinfalten typisch, die engständig übereinander gestapelt sind. Großdimensionierte Faltenbilder sind weder zu konstruieren noch zu sehen.

Nicht durch Verfallung zustande gekommen sind die charakteristischen, unruhigen s-Flächen der Glimmerschiefer, der diaphthoritischen Glimmerschiefer, der Glimmerschiefer mit phyllitischem Habitus und den spilitischen Tuffiten (also von höhermetamorphen Gesteinen und Metapeliten der Grenzzone).

Sie kommen durch komplizierte Schieferungspläne (s. unten) zustande. In diesen Gesteinen sind Scherfalten selten, die, bis zur vollständigen Zerschering und Aneinandergleitung gegensinnig bewegt, ähnliche Bilder ergeben, wie die eben aus den Phylliten aus dem Bereich Karbonatreiche Gruppe/Grenzzone beschriebenen. Bedingt durch die mineralogischen Unterschiede innerhalb der Granatglimmerschiefer (quarzitische Abarten bis zu Granatquarziten und solche mit überwiegenden Gemengteilen) ergaben sich verschiedene Reaktionen auf gerichteten Druck. Die glimmerreichen, quarzarmen Varietäten sind in enge Scherfalten gelegt, während die quarzreichen im Bereich von einigen Metern verfalltet sind. Zusammen mit den Granatglimmerschiefern sind, wie erwartet, Karbonate verfalltet.

In der Umgebung des Zlaner Stausees (an dessen Ostseite) sind die Metawacken, Metagrauwacken und die Metaquarzite in ihrem prächtigen Faltenbau auf ungefähr 120 m Länge aufgeschlossen. Es handelt sich dabei um den Südschenkel einer Antiklinale, die auch die umgebenden Phyllite erfaßt hat.

In den Metapeliten unterschiedlichen Prägungsgrades lassen sich mehrere Schieferungsarten und Gefügeparameter auseinanderhalten. Selten, eigentlich nur auf tonschieferähnliche Phyllite mit enger Wechsellagerung von feinem Quarz und Serizit beschränkt, läßt sich „slaty cleavage“ beobachten (das s entspricht dabei dem sedimentären s). Die gradierten Schichten zeigen, daß es sich nicht etwa um Transversalschieferung handelt, die das sedimentäre Gefüge total überlagerte. Anzeichen von Neusprossung von Serizit oder Chlorit sind nicht bemerkbar, alle Phyllosilikate im weiteren Sinn sind wohl mechanisch eingeregelt.

Weitaus häufiger als „slaty cleavage“ sind einfache Transversalschieferungen, die oftmals auch von zarter Mineralneusprossung (Chlorit, Serizit) begleitet gewesen sein dürften. Die ursprünglichen sedimentären Strukturen sind vielfach nicht mehr erkennbar; sie manifestieren sich in undeutlichen, zerrissenen, durch Teilbewegung dislozierten, von einem Mineraltyp beherrschten Lagen. Die Phyllite der Karbonatreichen Gruppe und der Großteil der Phyllite der Metavulkanit-

und Metaquarzit-Phyllitgruppe sind durch Transversalschieferung gekennzeichnet; Hand in Hand mit Scherfaltung im Kleinbereich ergeben sich manchmal sehr komplexe Gefüge.

Sehr weit verbreitet ist auch Transversalschieferung, angelegt über bereits bestehende Schieferungen. Durch diese Überlagerung ist meist die Art der ersten Schieferung (ob „slaty cleavage“ oder bereits Transversalschieferung) nicht mehr identifizierbar. Einer der wenigen Fälle, wo s_1 und s_2 gut auseinanderzuhalten sind, ist im Chloritschiefer südlich Aifersdorf verwirklicht (Kapitel 4.2.5.). Auch das Gefüge der tonschieferähnlichen Phyllite ist manchmal durch zwei Schieferungen charakterisiert; vor allem geschieht dies in den quarzarmen, serizitreichen Abarten (Kapitel 4.4.). Z. B. HOEPPENER (1956) und auch DE SITTER (1964) beschreiben das Phänomen, daß in primär schichtig (durch Stoffunterschiede) angelegten Gesteinen slaty cleavage bei weitem dominiert, in homogenen Sedimenten (z. B. Tone ohne sedimentäre Vorzugsrichtung) aber die Transversalschieferung vorherrscht.

Für die Grenzzone und die höhermetamorphen Gesteine sind neben dem eben beschriebenen Typ „crenulation cleavages“ kennzeichnend. Rein phänomenologisch sind sie ähnlich den Transversalschieferungen, die über bereits bestehende Schieferungsflächen gelegt sind. Die Unterschiede liegen in der mechanischen Wirksamkeit von Flexuren, im Fehlen von Mineralneusprossung an diesen und schließlich in der Weiterentwicklung dieser Flexuren zu einer Schieferungsfaltung über Schieferung (crenulation cleavage s. s.). Diese Übergangsstadien zur echten crenulation cleavage sind besonders in den kohlenstoffreichen Gesteinen der Grenzzone zu studieren: Quarz- und serizit/kohlenstoffreiche Lagen, sedimentär angelegt, slaty cleaved, werden von stumpfwinklig bis rechtwinklig dazu verlaufenden Flexuren, die in neue, mechanisch wirksame Flächen münden, überlagert. Die typischen Runzelungen auf den s-Flächen kommen durch Verschnitte der Flexuren mit dem zweiten s zustande. Crenulation cleavage im engeren Sinn ist fast ausschließlich in den höhermetamorphen Gesteinen und den angrenzenden Glimmerschiefern der Grenzzone zu finden. Nach DE SITTER (1964) entsteht diese Form durch Rotation vorgegebener Schieferungsflächen; während dieser Rotation findet Schieferungsfaltung statt; dieser Vorgang wird durch die Ausbildung mehr oder weniger starker Rupturen begleitet, die – je nach mineralogischer Zusammensetzung des Gesteines – eng- bis weitständig angeordnet sind. In den quarzreichen Diaphthoriten beispielsweise entstehen dabei weitständige Rupturen, die sekundär mit Eisenhydroxiden oder auch mit zerriebenem Erz gefüllt sind. Die Rupturen stellen die Weiterentwicklung der Flexuren dar, und verursachen intensive Differentialbewegungen innerhalb des Gesteinsgefüges.

In den höhermetamorphen Gesteinen – und nur in diesen – kann ab und zu auch „cleavage folding superimposed on cleavage folding“ (DE SITTER, 1964) auftreten. Diese Gesteine zeigen typische Oberflächen, die durch die unterschiedliche mechanische Wirksamkeit der einen oder der anderen Schieferungsfaltung zustandekommen.

Das Gewässer- und Grabennetz des östlichen Gold-eckgebietes bildet das NE–SW- bzw. NW–SE-verlaufende Störungssystem im Großen ab; die Karbonatzüge sind meist an den NE–SW gerichteten Störungen ver-

setzt, wobei der Ostteil fast immer nach NE verlegt ist. Die Verschiebungsbeträge sind meist nicht allzu groß (bis 100 m). Bestimmendes Element dieses jüngeren Störungssystems sind die fast saiger stehenden Brüche im Norden des Gebietes, die sowohl Grenzzone als auch höhermetamorphe Gesteine erfaßt haben. So sind die spilitischen Grünschiefer und deren Begleitgesteine im Westrand des Durrachgrabens durch einen solchen Bruch abgeschnitten und im Graben westlich von Kleinsäß noch weiter nach unten (Norden) versetzt. Vorherrschend bei diesen Störungen ist offensichtlich die Vertikalkomponente. Die Gesteinsmächtigkeiten werden dabei entscheidend reduziert.

Auch die Metagrauwacken-Metaquarzit-Gruppe wird im Süden – hier durch NNW–SSE gerichtete Störungen – in Mitleidenschaft gezogen. Bei Alberden folgt auch der Lauf des Weißenbaches einem in dieser Richtung verlaufenden Bruch, der zugleich die Metagrauwacken und -quarzite unter erheblicher Reduzierung ihrer Mächtigkeit an ihrem Ostflügel absenkt.

6. Auflagernde Permotrias

Auf den schwächermetamorphen Gesteinen im Südteil der Goldeckgruppe lagert transgressiv „Permoskythsandstein“ („Grödener Schichten“, „Grödener Fazies“). Diese roten, gelben oder weißen Sandsteine, Siltsteine, Tone mit Fanglomerat- und Konglomeratlagen gehen ohne gut faßbare Grenze in die klastische Sedimentation des Skyth (Werfener Schichten) über.

Der erwähnte Transgressionsverband wurde durch FRITSCH (1961) beschrieben und befindet sich knapp außerhalb des Arbeitsgebietes am Fahrweg Unteralpen – Stockenboi. Über Phyllite, die am ehesten der Metaquarzit-Phyllitgruppe zuzuordnen sind, liegen Fanglomerate, Siltsteine und Sandsteine mit Konglomeratlagen. In den Konglomeraten finden sich neben Quarz-, Phyllit- und Porphyrgeröllen auch Granitgerölle, die von EXNER (1974) als variszisch rückschreitend metamorph beschrieben wurden. Die Phyllitkomponenten stammen aus dem direkten Untergrund und belegen die vorpermische (schwache) Metamorphose. In diesem Zusammenhang stellt FRITSCH (1961) aber auch richtigerweise fest, „daß nicht alle Diaphthorose-Erscheinungen auf alpidische Gebirgsbewegungen zurückgeführt werden müssen“; möglicherweise handelt es sich bei den „phyllitischen Glimmerschiefern“, die FRITSCH, l. c., beschreibt, schon um Diaphthorite. Solche konnten von mir allerdings nicht gefunden werden.

Im kartierten Gebiet selbst wurde kein Transgressionsverband gefunden. Aufschlüsse im Graben südlich von Liesing zeigen Kontakte von schlecht klassierten Konglomeraten mit tiefroter Matrix und Breccien mit Quarzgeröllen, Quarzporphyr-, Metaquarzit- und Phyllitgeröllen zu Gesteinen der Metaquarzit-Phyllitgruppe. Der Kontakt dürfte aber als rein tektonisch, durch eine steil südfallende Störung von nur lokaler Bedeutung bedingt, anzusehen sein.

Über die höheren Schichtglieder der Drauzugtrias ab dem unteren Skyth existiert eine Fülle von Literatur, auf die hier nicht eingegangen werden soll.

7. Quartär

Als Grundlage für die quartär-glaziale Geschichte dienen vorzugsweise die Beobachtungen SRBK'S (1950) (posth. zusammengestellt von KLEBELSBERG). Demnach sei der Hauptast des Draugletschers nicht dem Drautal gefolgt, sondern verlief über die Weißenseefurche nach Osten. Der Eintritt der Hauptmasse des Gletschers ins eigentliche (heutige) Drautal erfolgte etwa in der Gegend der Ortschaften Paternion – Feistritz/Drau – Nikelsdorf. Die Vereinigung der Massen des „Draueises“ und des „Mölleises“ erfolgte im Mittelteil der Goldeckgruppe, etwas westlich vom Sallacher Kofel. Zu diesen Eismassen stieß hier auch noch eine Eiszunge aus dem Liesertal („Liesereis“). Die markante, glazial überprägte Morphologie des Goldeckostkammes kommt durch den Zusammenfluß dieser Eismassen zustande. Deutlich senkt sich der etwa Ost-West-gerichtete Höhenrücken von der Kote 1723 bis Tragail (um 600 m über NN) ab; er wird durch steile Stufen unterbrochen, wie etwa bei Hohegg und Zlan oder von Zlan nach Tragail. Diese Stufen wurden durch härtere Gesteine im Untergrund (Karbonate, Metaquarzite) in Zusammenspiel mit der Erosionstätigkeit des Eises gebildet. Nur im obersten Teil der Geländestufen herrscht ungeformter Moränenschutt vor und erreicht oft Mächtigkeiten von 1,5 bis 2 m.

In der Schottergrube westlich von Pöllan und im Weißenbachgraben südlich des Zlaner Stausees sind fast nicht verfestigte, unterschiedlich zusammengesetzte und klassierte Sedimente aufgeschlossen. Von den eigentlichen Schottern des Weißenbaches unterscheiden sie sich durch Schrägschichtung und das oftmalige Auftreten von feinklastischen, horizontal geschichteten Lagen (Tone und Siltsande).

Es handelt sich vor allem um mittlere bis feine Schotter, mit meist gut gerundeten Komponenten, ferner fungieren Tone und Feinsande mit Geröllhorizonten als Begleitsedimente. Hauptsächlich sind schlecht geschichtete Feinsande mit dünnen Ton- und Kieslagen zu sehen. In der Kies-Sand-Ton-Matrix liegen manchmal isolierte, größere, gut gerundete Gerölle bis zu 6 cm Durchmesser. Besonders charakteristisch für diese Sedimente sind schräg- bis horizontalgeschichtete, etwa 80 cm mächtige Schotterhorizonte. Die Größe der Komponenten ist unterschiedlich und liegt zwischen 2 und 15 cm im Durchmesser; meist sind sie plattig, lassen also an fluviatilen Transport denken. Die Geröllgesellschaft läßt auf eher lokale Herkunft (aus dem mittleren Drauzug) schließen: Permoskythsandsteine, weiße bis rötliche Quarze (gleichfalls aus dem Permoskyth?), Karbonate (triadische Kalke und Dolomite, umkristallisierte Kalke und Dolomit, Kalk- und Dolomitmarmore), Grünschiefer (Metavulkanitgruppe) und Rauhwacken. Das feinklastischere Bindemittel dieser Schotter tritt im allgemeinen stark zurück.

Über den Schotterlagen liegen fast immer Feinsande, die 20 bis 30 cm mächtig werden können. Oberste Schichtglieder sind Sande und Kiese, die durch Kryoturbation stark verwürgt sind.

Ähnliche Ablagerungen wurden auch südöstlich des Hofes „Rohrer“ gefunden.

ANGEL erwähnt (1954) eine „lokale Aufbiegung“ bei Gummern (östlich von Paternion), wo sich das Drautal auch etwas verengt. Dort wurde nacheiszeitlich das Schmelzwasser des Drau-, Möll- und Liesereises aufgestaut; Stauseesedimente sind bis weit nach Westen zu

verfolgen (vgl. HEINZ & WALACH, 1979). Die Wechselfolge von feinklastischen Ablagerungen und geschichtetem größerem Sediment bei Pöllan zeigt das eher randlich gelegene Bildungsmilieu an.

Die erwähnten Stausedimente direkt im Weißenbachtalgraben sind offensichtlich in einem lokalen, kleineren Stausee abgelagert worden, der vielleicht in jenen des Vorlandes der östlichen Goldeckgruppe entwässern konnte. Aufgestaut wurde er durch den geformten Moränenrest bei Ried, der einen markanten Hügel südlich der Straße Ried/Wiederschwing bildet. Außer diesem Moränenrest finden sich nirgends im bearbeiteten Bereich morphologisch hervortretende glaziale Bildungen. Ungeformter Moränenschutt ist allerdings weitverbreitet (unterer Teil des Durrachgrabens, am Hohegg und nördlich von Stockenboi, wo auch viele gekritzte Geschiebe zu finden sind).

Ab der Büchlikirche (der Kirche bei Stockenboi) sind zu beiden Seiten des Weißenbachtals Verebnungsflächen zu beobachten, die in östlicher Richtung in immer tiefere Positionen zu liegen kommen; dies sind: der erwähnte Kirchenhügel bei Stockenboi (m 835), Bauernhof „Gartner“ (südwestlich des Gasthofes am Zlaner Stausee, m 810), oberhalb des Zlaner Stausees (m 790), nördlich und südlich des Weißenbaches bei Alberden (m 640 bis 620) und bei Scharnitzen (m 615). Bei Alberden waren diese Flächen durch eine Schottergewinnungsanlage angeschnitten; die diese Flächen bildenden, bzw. bedeckenden Schotter sind hier vollkommen waagrecht geschichtet und von feineren, kiesig-sandigen Lagen unterbrochen. Als Komponenten kommen hauptsächlich Grüngesteine, Karbonate (vor allem helle, gebänderte Kalkmarmore), Quarze und Phyllite vor. Diese Verebnungsflächen werden als alte Weißenbachtalsoleh gedeutet.

An der Drau ist eine Hoch- und eine Niederterrasse zu unterscheiden. Die Hochterrasse ist bei Unteramlach (im Weg zum „Baumrieser“), bei Mauthbrücken und nördlich von Tragail (Autobahntrasse) zu studieren. Die besten Aufschlüsse bieten sich bei Mauthbrücken (Schotterwerk): es sind grobe, waagrecht liegende Schotter mit Sand- und Tonhorizonten; sie erreichen Mächtigkeiten bis zu 30 m. Die Unterkante der Hochterrasse liegt einheitlich zwischen 540 und 545 m Seehöhe.

Die Niederterrasse liegt in Höhen von 520 bis 516 m Seehöhe und bildet im Drautal eine kleine, aber markante Geländestufe. Auf ihr liegen die Ortschaften Kammering, St. Peter an der Drau und (z. T.) Paternion und Feistritz.

8. Zusammenschau, Diskussion, Interpretation

Wie in der Einleitung bereits erwähnt, wurde aufgrund der Bestandsaufnahme eine Gliederung des Gesteinsinventars vorgenommen, und, darauf aufbauend, sollte die tektonische und metamorphe Geschichte des Gebietes aufgerollt werden.

Die höhermetamorphe Gesteinsfolge wird also durch eine Granatglimmerschieferserie mit mannigfachen Übergängen zu Granatquarziten und quarzitischen Granatglimmerschiefern dominiert. Die unteren Profilitelle

sind außerdem durch neu aufgefundenene kohlenstoffführende Granatglimmerquarzite charakterisiert. Wechselnder Gehalt an Biotit bzw. Hellglimmer führt im Extremfall zu reinen Hellglimmerschiefern mit Granat bzw. zu Zweiglimmerschiefern. Im untersten Anteil sind (nur an einer Stelle, im Durrachgraben) leukokrate Gesteine aufgeschlossen. Es sind dies die „geschieferten Pegmatite“ ANGEL & KJRAJICEK's (1939). Aus den Metapeliten dieser Folge entwickeln sich stellenweise Abkömmlinge basischer Gesteine, die über granatführende Hornblende-Quarz-Biotit-Schiefer in fast monomineralische Hornblendefelse übergehen.

Wahrscheinlich tektonisch eingeschaltet sind ferner Karbonate (Bänderkalkmarmore und Kalkmarmore mit dolomitischen Partien). Erstere sind vor allem auf die oberen, letztere auf die untersten Profilitelle beschränkt. Beide Karbonattypen fallen durch ihren „paläozoischen Habitus“ auf und zeigen außerdem auffallende Ähnlichkeiten mit jenen Karbonatzügen, die für einen Teil der im Hangenden befindlichen schwächermetamorphen Gesteine charakteristisch sind.

Alle diese Gesteine (ausgenommen natürlich die Karbonate) sind durch mehr oder minder mächtige Zonen mit diaphthorischen Erscheinungen durchzogen, vorzugsweise manifestiert durch eine Auflösung der Granate, reichend von randlicher Chloritisierung bis zum vollständigen Ersatz der Granatsubstanz durch Chlorit, Hellglimmer oder auch Biotit. Zusätzlich sind diese Zonen durch intensive Verformung und komplexere Schieferungspläne bemerkenswert.

Über diesen höhermetamorphen Gesteinen liegen Glimmerschiefer ohne Granat, die in Glimmerschiefer mit phyllitischem Habitus übergehen. In sie sind, von West nach Ost in ihrer Mächtigkeit stark abnehmend, spilittische Gesteine eingelagert. Begleitet sind diese spilittischen Grünschiefer, die leicht wechselnde mineralogische Zusammensetzung haben, von Hellglimmer und Quarz führenden, schiefrigen Grüngesteinen (spilittischen Tuffiten), deren Zusammensetzung den sedimentären Hintergrund widerspiegelt.

Östlich dieser Spilit-Glimmerschiefergruppe sind fast nur mehr diaphthorische Glimmerschiefer aufgeschlossen, die noch vereinzelt Biotite und Chloritaggregate führen und eng mit den Glimmerschiefern mit phyllitischem Habitus verwandt sind. Noch weiter östlich dominieren reine Phyllite, die sich aber aus den Glimmerschiefern entwickelt haben dürften. Typische Einschaltungen sind hier kohlenstoffreiche und kohlenstoffführende Gesteine: Kieselschiefer, Phyllite und Quarzite. In dieser Serie liegen Karbonate, die wiederum jenen in den höhermetamorphen Gesteinen ähneln und außerdem in deren streichender Fortsetzung liegen. Dadurch liegt eine Annahme der vormetamorphen (und möglicherweise auch vordiaphthorischen) Nachbarschaft der höhermetamorphen Gesteine und den Hüllschiefern der Karbonat-Kieselschiefergruppe sehr nahe. Diese Gruppe und die Spilit-Glimmerschiefergruppe zeigen aber auch nahe Verwandtschaft zueinander; laterale, sedimentäre gegenseitige Einflüsse in beiden Gruppen belegen dies eindeutig. Somit ist die ursprüngliche Nachbarschaft der höhermetamorphen Gesteine und der gesamten Grenzzone als sicher anzunehmen.

Die Schichtfolge der Grenzzone ist wohl am meisten beansprucht (siehe Kap. 4, Schieferungspläne). Die retrograde Metamorphose wirkt hier am intensivsten. Interne Schuppung ist wahrscheinlich, aber naturgemäß schlecht faßbar.

Im Süden schließen sich ausschließlich progressiv metamorphe Gesteine an, die aufgrund ihrer lithofaziellen Besonderheiten in drei Untergruppen gliederbar sind (vgl. Kap. 4.1. bis 4.3.). Die nördlichste dieser Gruppen, die Karbonatreiche Gruppe, ist allem Anschein nach teilweise mit den Gesteinen der Grenzzone verschuppt. Dafür spricht das Vorkommen von Phylloniten (Kap. 3.2.5.) und das Auftreten von Karbonaten der Karbonatreichen Gruppe innerhalb der Grenzzone (Kap. 4.1., 3.2.3.). Der Südtail der Karbonatreichen Gruppe zeigt deutlichen sedimentären Zusammenhang zu den noch weiter südlich gelegenen Serien. Dieser Zusammenhang bleibt im Großen und Ganzen bis zur Transgression der Drauzugpermotrias gewahrt; Metavulkanitgruppe und Metaquarzit-Phyllitgruppe liegen also innerhalb dieses Zusammenhanges.

Besonders für die schwachmetamorphen Gruppen sind jüngere, von der variszischen Gefügeprägung wohl differenzierbare, Gefügeelemente bestimmend. Deutlich zeigt sich dies in den quarzarmen Formen der tonschieferähnlichen Phyllite (Kapitel 4), wo eigenständige zweite Schieferungen erkennbar sind. Gleiches Verhalten haben auch die Metatuffite und quarzitischen Phyllite. Größere Klastika (Metaquarzite und Metawacken) zeigen fast nur Faltung im Großbereich. Die Gefügeuntersuchungen konnten eine Reihe von Verformungstypen erkennen lassen, die eine mehr oder weniger deutliche, kontinuierliche Um- und Ausprägung des (älteren) s_1 zum (jüngeren) s_2 offenbar machen; das s_1 ist als variszisch anzusehen (vgl. u. a. auch FRITSCH [1961]), dem alpidischen Akt entspricht weitgehend das s_2 . Auch die fehlende strenge Einheitlichkeit in den Achsenrichtungen läßt sich auf die alpidische, nicht sehr intensive Umformung schon vorhandener variszischer Baupläne zurückführen. Die teilweise Integration von variszischen Bauplänen bis in den Kleinbereich ist oft beschrieben worden und allgemein bekannt (z.B. CLAR, 1971). Unter diesen Gesichtspunkten ist es durchaus nicht auszuschließen, daß es sich bei einem Teil der diaphthoritischen Erscheinungen in den höhermetamorphen Gesteinen bereits um variszisch rückschreitende Metamorphoseprozesse handelt.

Lithofazielle oder lithostratigraphische Vergleiche mit anderen Serien des (Alt)paläozoikums im restlichen Ostalpenraum beschränken sich weitgehend auf die schwächermetamorphen Gesteine und auf die Grenzzone. Höchstwahrscheinlich verbirgt sich jedoch auch in den höhermetamorphen Gesteinen (Alt-)Paläozoikum; dies läßt sich aufgrund der Verbindungen, die beide Gesteinsgruppen stellenweise zeigen, behaupten.

Aus den Karawanken sind Profile bekannt, die sich gut mit der Metavulkanit- und Metaquarzit-Phyllitgruppe vergleichen lassen: im Paläozoikum von Eisenkappel sind markante Vulkanit-Klastika-Folgen entwickelt; LOESCHKE & ROLSER (1971) beschreiben eine Abfolge, die in schwach metamorphe Tonabkömmlinge eingeschaltete Tuffe, Tuffite und Laven führt. Im Liegenden dieser pyroklastisch bzw. vulkanogen beeinflussten Folgen finden sich vereinzelt schwächere Kalklagen. Bedeckt wird das Vulkanit-Tonschiefer-Paket wiederum von gröberklastischer, wackiger Sedimentation; die Einstufung dieser Folge wird von FLÜGEL & SCHÖNLAUB (1972, Tabelle) ins Obere Ordovizium vorgenommen, LOESCHKE & ROLSER (1971) sowie LOESCHKE & WEBER (1973) schließen jedoch – aufgrund lokaler geologischer Befunde – karbonisches Alter nicht aus.

Schon SCHWINNER (1936, 1943 und 1935, recit. aus SCHWINNER, 1943) betont, daß eine generelle Zuordnung von Diabasen zum Karbon in den Ostalpen nicht gerechtfertigt sei, und daß basische Effusiva und deren Verwandte zu dieser Zeit im betrachteten Raum überhaupt nicht entwickelt seien. Allerdings sind im karnischen Bereich sehr wohl basische Vulkanite gefunden worden (und auch schon länger bekannt), die wegen ihrer Lage zwischen Hochwipfelschichten und Grödener Schichten ins Karbon gestellt werden (VAI, 1971): es sind dies die Spilitite und Diabase der Dimon-Serie. Aber auch im Ostalpenbereich im engeren Sinn sind basische Effusiva und ihre Derivate durchaus zu erwarten; sehr deutlich zeigt sich die Unsicherheit kritiklos übernommener Vorstellungen bei der Einstufung basischer Vulkanite ins obere Ordovizium, bzw. in den Ordovizium/Silur-Grenzbereich, wenn man die von EXNER & SCHÖNLAUB (1973) getätigten Beobachtungen berücksichtigt; hier wird mit großer Sicherheit eine Verbindung der Diabase von Eisenkappel mit Gesteinen des Nötscher Karbons angenommen. Die schon auf E. SUSS (1868) zurückgehenden Versuche, das (sichere) Karbon im Süden des Drauzuges mit Serien nördlich der Drauzugtrias zu verbinden, sind jedenfalls auch unter diesen Gesichtspunkten zu sehen.

Zwischen der Metavulkanit-Gruppe und der Metaquarzit-Phyllitgruppe ist ein markanter Umschwung im Sedimentationsstil zu beobachten.

Das Liegende der vorgenannten Gesteinsgruppen bilden die Gesteine der Karbonatreichen Gruppe. Dabei ist es offen, ob es sich um das stratigraphisch Liegende oder – wenigstens teilweise – um die tektonische Unterlage handelt (dies bezieht sich vor allem auf die Anteile der Karbonatreichen Gruppe nördlich der Grenze des sedimentären Zusammenhanges).

Die Karbonatreiche Gruppe kann zusammen mit der Grenzzone mit typisch silurisch/devonischen Schichtfolgen verglichen werden. Für beide Perioden sind kohlenstoffreiche Gesteine in Verbindung mit Karbonaten kennzeichnend. CLAR et al. (1963) und SCHÖNLAUB (1971) weisen darauf hin, daß solche Assoziationen für das Devon charakteristisch sind, die lithofaziellen Charakteristika sind jedoch auch im Silur zu finden. So sind die mit Karbonaten vergesellschafteten Kieselschiefer und kohlenstoffreichen Phyllite der westlichen Grauwackenzone im wesentlichen silurischen Alters, vgl. MOSTLER (1968). In den westlichen Karawanken sind solche Gesteine für das untere Silur typisch (ANDERLE, 1970; SCHÖNLAUB, 1971a). Diese kohlenstoffreiche Fazies ist also vornehmlich an Silur oder Devon gebunden, und es liegt nahe, – besonders auch hinsichtlich des orthostratigraphischen Fixpunktes (Kap. 3.2.3.) – diese Gruppen grob als silurisch–devonisch anzusehen. In diesem Zusammenhang sind auch die kohlenstoffreichen Gesteine des Murauer Paläozoikums erwähnenswert, unter denen auch Kohlenstoff-Granat-Glimmerschiefer zu finden sind (TURNER, 1958, 1961). Im engen Zusammenhang mit den übrigen Gesteinen der Grenzzone stehen auch die spilitischen Gesteine; auch hier sind primär-sedimentäre Übergänge zu beobachten.

Die lithofaziellen Vergleiche mit ihren Konsequenzen für die Auflösung der tektonischen Geschichte sind zunächst im Konnex mit den Schieferungsplänen zu betrachten. Die schwächermetamorphen Gesteinsgruppen zeigen nur in gewissen Zonen ein (jüngeres) s_2 , wobei offensichtlich Vortektonisierung (also schon bestehende

Schieferungspläne) und auch primäre Anisotropien der betreffenden Gesteine von Bedeutung sind. Die nördlichen Teile dieser schwächermetamorphen Gruppen, also der Bereich der Karbonatreichen Gruppe nördlich der Grenze des sicheren sedimentären Zusammenhanges, sind miteinander verschuppt, sedimentäre Übergänge sind nur abschnittsweise zu beobachten. Die Grenzzone selbst stellt eine wahrscheinlich spätvariszisch angelegte, stärker durchbewegte Zone dar; der sedimentäre Zusammenhang in ihr ist im großen allerdings gewahrt; die Möglichkeit, daß die Gesteine der Grenzzone auch mit den höhermetamorphen Gesteinen im ursprünglichen Verband lagen, durch Tektonik und rückschreitende Metamorphose (vor allem in den Metapeliten) sich nun aber von diesen deutlicher abheben, ist unbedingt in die Überlegungen einzubeziehen. Auch innerhalb dieses Schichtpaketes sind Zonen mit stärkerer rückschreitender Metamorphose auffindbar: möglicherweise stehen diese in direktem Zusammenhang mit der Verschuppung der Karbonate, die auch hier zu finden sind. Diese diaphthoritischen Erscheinungen erfolgten wohl schon variszisch, aber auch alpidisch: die alpidischen Bewegungen folgen ja großteils dem variszisch vorgegebenen Bau. Die Intensität dieser Vorgänge ist insofern einzugrenzen, als wohl eine Schieferung und Mineralumregelung stattfand, der variszisch geschaffene Schichtstapel jedoch nicht mehr entscheidend bewegt wurde.

Die Konsequenzen aus dem Versuch der lithostratigraphischen Zuordnung aller im Goldeckgebiet unterscheidbaren Gesteinsgruppen ergibt folgendes Bild:

Im Falle des Verhältnisses Metaquarzit-Phyllit-Gruppe und Metavulkanitgruppe (samt den schwächtigen karbonatischen Sedimenten unter ihr) zu den nicht im sedimentären Verband zueinander stehenden, verschuppten Phylliten und Karbonaten der Karbonatreichen Gruppe nördlich der Grenze des sichtbaren sedimentären Zusammenhanges ergeben sich aufgrund der nicht exakt vorzunehmenden Einstufbarkeit der ersteren im Süden liegenden Gesteinsgruppen zwei Möglichkeiten der Deutung:

- a) Unterkarbonisches Alter der Metavulkanitgruppe und der Metaquarzit-Phyllitgruppe: die liegenden Serien im Norden davon stellen tatsächlich das stratigraphische Liegende dar.
- b) Ordovizisch-silurisches Alter der Metavulkanit- und Metaquarzit-Phyllitgruppe: zwischen diesen Gruppen und dem nördlichen Teil der Karbonatreichen Gruppe liegt eine Trennfläche, die tektonisch Hangendes (älter) und tektonisch Liegendes (jünger) trennt.

In beiden Fällen, wie auch immer, liegen jedoch Metaquarzit- und Metavulkanit-Gruppe in ungestörter Beziehung zueinander, während nördlich davon Dislokationen auftreten.

Die Grenzzone, als am stärksten tektonisch geprägtes Element, bildet das (tektonisch?) Liegende der ausschließlich konstruktiv metamorph geprägten Gesteine, zu denen auch die oben behandelten, nördlichen Anteile der Karbonatreichen Gruppe gehören. Wegen der deutlich stärkeren Beanspruchung ist es wahrscheinlich, daß diese Zone als Unterlage einer dislozierten höheren Schuppe (bestehend aus dem Großteil der Karbonatreichen Gruppe, siehe auch oben) diente. Zugleich unterlag diese Zone jedoch nach- bis spätektonisch jenen p-T-Bedingungen, die den Umschlag zwischen Grünschieferfazies und Amphibolitfazies umfas-

sen, und wurde durch die nachfolgende rückschreitende Metamorphose neuerlich geprägt. Auch die alpidischen Vorgänge erreichten in dieser Zone ihre höchste Intensität. Variszische und alpidische retromorphe Umprägungen sind hier nicht mehr trennbar. An dieser Stelle soll nochmals die Bezeichnung „Grenzzone“ gerechtfertigt werden: es handelt sich um Gesteine, vor allem Pelitabkömmlinge, in denen zwischen diaphthoritischen und progressiv metamorphen Erscheinungen schwer bis nicht unterschieden werden kann. Auf die Möglichkeit einer Zonierung nach Typmineralien wurde verzichtet (etwa im Sinne von „Granat-“ oder „Biotitzone“). Es finden sich in dieser Zone sowohl biotitführende als auch biotitfreie Gesteine (Glimmerschiefer, Glimmerschiefer mit phyllitischem Habitus). Ob diese Unterschiede durch primär unterschiedliche p/T-Unterschiede zustande kamen, oder durch retrograd metamorphe Ereignisse zu erklären sind, ist nicht zu entscheiden; beides ist möglich.

Die Verbindung zwischen Grenzzone und höhermetamorphen Gesteinen und die damit zusammenhängenden Probleme haben Analoga im übrigen ostalpinen Bereich: feststeht, daß es nicht eindeutig erwiesen ist, daß zwischen den höhermetamorphen Gesteinen („Altkristallin“) und ihrem Hangenden eine Grenze – welcher Art auch immer – existiert.

Die Verhältnisse zwischen schwachmetamorphen Gesteinen und ihrer höhermetamorphen Unterlage („Altkristallin“) wurden häufig diskutiert; einschlägige Arbeiten lieferten beispielsweise H. FLÜGEL (1960 und 1963), CLAR (1953) und FRITSCH (1957) (auch METZ, 1952, recit. aus FLÜGEL, 1960, 1963). Demnach wurde das Verhältnis sicheres Altpaläozoikum/„Altkristallin“ auf verschiedene Weise zu erklären versucht.

Dieses Kristallin sei vorpaläozoisch und das überlagernde Altpaläozoikum sei „primär lückenhaft“ (allerdings ohne sichtbaren Transgressionskontakt) abgelagert (V. GAERTNER, 1934; SCHWINNER, 1951, recit. aus FLÜGEL, 1963). Hingegen brachten CLAR (1953) und FRITSCH (1957) sowie CLAR et al. (1963) Beispiele für Metamorphoseübergänge, die für das verschieden weit und verschieden starke Eingreifen einer (variszischen) Metamorphose sprechen, was, nach Serienvergleichen (die schon von METZ [1952], siehe oben, vorgenommen wurden) die Annahme, im „Altkristallin“ verberge sich metamorphes Altpaläozoikum, bestärkte.

Besonderes Interesse im Zusammenhang damit verdient der gelungene Versuch einer Auflösung der Verhältnisse in der Saualpe, der von österreichisch-deutschen Arbeitsgruppen unternommen wurde. Hier wurde eine prä- bis synmetamorphe Tektonik postuliert, die variszischen Alters sei (NEUGEBAUER, 1970; NEUGEBAUER & KLEINSCHMIDT, 1971; z. T. auch PILGER & WEISENBACH, 1971, S. 134). NEUGEBAUER (1970) betont das postkambrische Alter sämtlicher hier vertretener Serien, und grenzt es nach oben hin mit „präoberwestfälisch“ ab. In dieser Arbeit wird auch der variszische Deckenbau (bzw. Schuppenbau), der gleich alte Gesteine in nun verschiedenen metamorphen Fazies zeigt, erwähnt. Bis auf wenige, durch Fossilfundpunkte gestützte, sicher datierbare Gesteine werden im gesamten Saualpengebiet nur lithostratigraphische Vergleiche angestellt. Diese Vergleiche stoßen jedoch auf eben die Schwierigkeiten, wie sie schon im Falle der Metavulkanite und Metaquarzite und -grauwacken im südöstlichen Goldeckgebiet aufgezeigt wurden. So wurden die basischen Vulkanite in der Saualpe (und deren Derivate)

ausschließlich dem Ordovizium zugeordnet (NEUGEBAUER, 1970), da sie im Liegenden des Silur–Devons auftreten. Zugleich wird aber konzediert, daß etwaige tektonische Trennflächen nicht mehr sichtbar seien (die Tektonik sei ja von der Metamorphose überholt worden). Die „Phyllitgruppe“ (KLEINSCHMIDT & WURM, 1966; NEUGEBAUER & KLEINSCHMIDT, 1971) wurde zunächst ebenfalls nach ausschließlich lithostratigraphischen Gesichtspunkten in Ordovizium–Silur bzw. Devon untergliedert. In weiterer Folge wurde die Überschiebungstektonik aufgrund von Fossilfunden in dieser „Phyllitgruppe“ unter Berücksichtigung der im Hangenden auftretenden, gleich alten Serien („anchimetamorphes“ Paläozoikum) als sicher angenommen (KLEINSCHMIDT & NEUGEBAUER, 1975); zwischen beiden Einheiten liege eine tektonische Fläche.

Sieht man von den problematischen Alterseinstufungen ab, ergeben sich gewisse Analogien zur Goldeckgruppe: auch hier ist die variszische Tektonik formgebend. Allerdings sollen in der Goldeckgruppe die höhermetamorphen Gesteine von der definitiven Einbeziehung in eine (litho)stratigraphische Einordnung zum großen Teil ausgenommen bleiben, obwohl Verbindungen zwischen diesen und den Gesteinen der Grenzzone, die mit großer Wahrscheinlichkeit dem Altpaläozoikum angehören, sicher bestehen.

Aber auch diese Verbindung zwischen den „altkristallinen“, also den höhermetamorphen Gesteinen, und ihrer Überlagerung sind unter mehreren Gesichtspunkten zu betrachten: die dritte Lösungsmöglichkeit, die H. FLÜGEL (1963) und TOLLMANN (1963 und früher) ins Auge faßten, nämlich die alpidische Deckentektonik in Verbindung mit alpidischer Metamorphose, die das tektonische Aufrufen des Altpaläozoikums auf dem Altkristallin fordert, soll nicht weiter diskutiert werden. Abgesehen davon, daß das augenscheinlichste Hauptkriterium des „Aufruhens tektonischer Art“, die Zwischenschaltung mesozoischer Gesteine nämlich, im Goldeckgebiet fehlt, kann man mit großer Wahrscheinlichkeit annehmen, daß die prägende Metamorphose variszischen Alters ist, und ihren Höhepunkt nach der variszischen Tektonik hat. (Eine Ausnahme bietet die Anlage der „Grenzzone“, die etwas jünger ist). Dazu kommen noch die lateralen Zusammenhänge der höhermetamorphen Gesteine mit der Grenzzone, die bedeuten, daß die Nachbarschaften zwischen den einzelnen Gesteinsgruppen schon vormetamorph gegeben waren, und daß kein Anzeichen dafür gegeben ist, daß alpidische Bewegungen weitreichend und selbständig (im Sinne von: von der variszisch-tektonischen Verformung vollständig unabhängig) Umschichtungen schufen.

Als Abschluß des vorliegenden Aufsatzes soll nun noch die Bedeutung dieses Abschnittes südöstlich des Tauernfensters innerhalb des Ostalpenbaues im Gesamten beleuchtet werden.

TOLLMANN (1963, S. 63) vermutete also die Trennlinie zwischen „Oberostalpin“ und „Mittelostalpin“ noch bei den Karbonaten der nördlichen Goldeckgruppe (siehe Kap. 2.5.2.). Der gleiche Autor legt auch 1987 noch diese Grenze – erster Ordnung – zwischen „oberostalpinen Paläozoikum, kaum oder nicht metamorph“ und „paläozoische Serien mit starker variszischer Metamorphose“ (S. 372, Abb. 8; aus FRISCH & NEUBAUER, 1984, daraus allerdings nicht buchstäblich übernommen, da diese beiden Autoren den Bereich südöstlich des Tauernfensters als zur Gruppe „... of post-Caledonian sequences ... in different tectonic settings and metamor-

phic grades ...“ gehörig bezeichnen). Eine Trennfläche solcher Größenordnung existiert allerdings nicht. Die „Grenzzone“ ist wohl eine tektonische Erscheinung der Goldeckgruppe, sie war aber nicht einmal imstande, die primären Zusammenhänge sowohl zum „Kristallin“ s.s. (höhermetamorphe Gesteine) als auch zum schwachmetamorphen Komplex zu verwischen. Sie wird am ehesten als spätvariszisch angelegtes, eben untergeordnetes Element anzusehen sein. Es konnten Möglichkeiten zur Klärung des Verhältnisses „schwachmetamorphe“ zu „höhermetamorphen“ Serien vorgestellt werden, die größere alpidische Bewegungen ausschließen und somit dem Zusammenhang zwischen diesen Rechnung tragen. Beide Möglichkeiten weisen auf Krustenverkürzung im ostalpinen Basement schon in voralpidischer Zeit hin, deren Wichtigkeit ja mehr und mehr erkannt wird (z.B. FRANK, 1987). In beiden Fällen ändert sich nur das Alter der Anlage der „Grenzzone“ innerhalb der variszischen Ära. Das von FRANK (1987) mit Recht als logische Folge dieser Krustenverkürzung ins Treffen geführte Übereinanderliegen von niedrigmetamorphen Serien (hier vielleicht verkehrt, vgl. Möglichkeit b)) über höhermetamorphen Pendants gleicher Lithologie und auch gleichen Alters liegt also auch hier mit hoher Wahrscheinlichkeit vor.

Literatur

- AMSTUTZ, G. C. (Hrsg.): *Spillites and Spilitic Rocks*. – Intern. Un. Geol. Sci., 4, New York – Heidelberg – Berlin (Springer) 1974.
- ANDERLE, N.: Stratigraphische und tektonische Probleme im Bereich des österreichischen Anteiltes der Westkarawanken zwischen Rosenbach und Thörl unter Berücksichtigung der alpinen Orogenese. – *Geologija*, 13, Ljubljana 1970.
- ANGEL, F.: Über Plagioklasfüllungen und ihre genetische Bedeutung. – *Mitt. Naturw. Ver. Stmk.*, 67, Graz 1930.
- ANGEL, F.: Drautaler Schotter von Mauthbrücken und Weißenstein. – *Car. II*, 64, Klagenfurt 1954.
- ANGEL, F.: Über Diabasformen des Murauer Paläozoikums. – *Verh. Geol. B.-A.*, 1955, Wien 1955.
- ANGEL, F. & KRAJICEK, E.: Gesteine und Bau der Goldeckgruppe. – *Car. II*, 49, 26–57, 1 Karte, 1 Taf., Klagenfurt 1939.
- CLAR, E.: Metamorphes Paläozoikum im Raume Hüttenberg. – *Der Karinthin*, 22, Klagenfurt 1953.
- CLAR, E. et al.: Die geologische Neuaufnahme des Saualpen-Kristallins (Kärnten), VI. – *Car. II*, 73/153, Klagenfurt 1963.
- CLAR, E.: Bemerkungen für eine Rekonstruktion des variszischen Gebirges in den Ostalpen. – *Z. dt. Geol. Ges.*, 122, Hannover 1971.
- DEER, W. A., HOWIE, R. A. & ZUSSMANN, J.: *Rock forming Minerals*, 2, Chain Silicates. – London (Longmans) 1963.
- DE SITTER, L. U.: *Structural geology*. – 2nd Ed., New York (Mc Graw-Hill) 1964.
- DEUTSCH, A.: Geologie und Petrographie der mittleren Goldeckgruppe (Kärnten/Österreich). – *Jb. Geol. B.-A.*, 120, Wien 1977.
- EXNER, Ch.: Granitgerölle im Permo-Skyth-Sandstein des Drauzuges bei Stockenboi (Kärnten). – *Verh. Geol. B.-A.*, 1974, Wien 1974.
- EXNER, Ch., DEUTSCH, A. & HEINZ, H.: Geologisch-petrographische Untersuchungen der Goldeckgruppe. – *Geol. Tiefbau der Ostalpen*, Publ. Nr. 212, ZA. f. Met. u. Geodyn., Wien 1976.
- EXNER, Ch. & SCHÖNLAUB, H. P.: Neue Beobachtungen an der Periadriatischen Narbe im Gailtal und im Karbon von Nötsch. – *Verh. Geol. B.-A.*, 1973, Wien 1973.
- FLÜGEL, H.: Die tektonische Stellung des „Alt-Kristallins“ östlich der Hohen Tauern. – *N. Jb. Geol. Paläont., Mh.*, 1960, Stuttgart 1960.

- FLÜGEL, H.: Das Paläozoikum in Österreich. – Mitt. Geol. Ges. Wien, **56**, Wien 1963.
- FLÜGEL, H. W. & SCHÖNLAUB, H. P.: Geleitworte zur stratigraphischen Tabelle des Paläozoikums von Österreich. – Verh. Geol. B.-A., **1972**, Wien 1972.
- FRANK, W.: Evolution of the Austroalpine Elements in the Cretaceous. – In: FLÜGEL, H. W. & FAUPL, P. (Ed.): Geodynamics of the Eastern Alps. – Wien (Deuticke) 1987.
- FRIEDRICH, O. M.: Die Vererzung der Ostalpen, gesehen als Glied des Gebirgsbaues. – Arch. f. Lagerst.forsch., **8**, Leoben 1968.
- FRIEDRICH, O. M. & KRAJICEK, E.: Die Kärntner Erzlagerstätten I. – Car. II, **142**, Klagenfurt 1952.
- FRISCH, W., NEUBAUER, F. & SATIR, M.: Concepts of the evolution of the Austroalpine basement complex (Eastern Alps) during the Caledonian-Variscan cycle. – Geol. Rdsch., **73**, H. 1, Stuttgart 1984.
- FRITSCH, W.: Aufnahmsbericht über die geologische Neukartierung des Gebietes des Sonntags- und Kraigerberges bei St. Veit a.d. Glan. – Der Karinthin, **34/35**, Klagenfurt 1957.
- FRITSCH, W.: Eine Transgression von Grödener Schichten in der Latschurgruppe Kärntens. – Carinthia II, **151**, Klagenfurt 1961.
- GAERTNER, H. R. v.: Die Eingliederung des ostalpinen Paläozoikums. – Z. dt. Geol. Ges., **86**, Berlin 1934.
- GEYER, G.: Geologische Aufnahmen im Weissenbachthale, Kreuzengraben und der Spitzegekkette (Oberkärnten). – Verh. Geol. R.-A., **1901**, 113–139, 1 Profil, Wien 1901.
- GROSCOPF, R.: Zur Petrographie und Tektonik des schwachmetamorphen Altpaläozoikums im nordöstlichen Klagenfurter Becken (Ostalpen). – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., **19**, Wien 1970.
- HEINZ, H.: Geologie der östlichen Goldeckgruppe (Mittelkärnten). – Unveröff. Diss. Phil. Fak. Univ. Wien, 189 S., Wien 1976.
- HEINZ, H.: Bericht 1977 über geologische Aufnahmsarbeiten in der Goldeckgruppe auf Blatt 182, Spittal a.d. Drau. – Verh. Geol. B.-A., **1978**, A134–A137, Wien 1978.
- HEINZ, H.: Bericht 1978 über geologische Aufnahmen auf den Blättern 182, Spittal a.d. Drau, 199, Hermagor und 200, Arnoldstein. – Verh. Geol. B.-A., **1979**, A148–A150, Wien 1981.
- HEINZ, H.: Bericht 1974 über geologische Aufnahmen auf den Blättern 182 Spittal a.d. Drau, 183 Radenthein, 199 Hermagor und 200 Arnoldstein. – Jb. Geol. B.-A., **128**, 321–322, Wien 1985.
- HEINZ, H. & WALACH, G.: Ergebnisse refraktionsseismischer Messungen im Gebiet des Lurnfeldes (Drautal, Oberkärnten). – Verh. Geol. B.-A., **1979**, Wien 1979.
- HERRMANN, A. & WEDEPOHL, K.: Untersuchungen an spilitischen Gesteinen der variszischen Geosynklinale Nordwestdeutschlands. – Contr. Miner. Petrol., **29**, Springer 1970.
- HOEPPENER, R.: Zum Problem der Bruchbildung, Schieferung und Faltung. – Geol. Rdsch., **45**, Stuttgart 1956.
- KLEINSCHMIDT, G. & NEUGEBAUER, J.: Die variskische Überschiebungstektonik in der Phyllitgruppe der Saualpe (Ostalpen) – N. Jb. Geol. Paläont., Mh., **1975**, Stuttgart 1975.
- KLEINSCHMIDT, G. & WURM, F.: Die geologische Neuaufnahme des Saualpenkristallins (Kärnten). – Car. II, **156**, Klagenfurt 1966.
- LAHUSEN, L.: Die schicht- und zeitgebundenen Antimonit-Scheelit-Vorkommen und Zinnobervererzungen der Kreuzeck- und Goldeckgruppe in Kärnten und Osttirol, Österreich. – Inaug.-Diss. München, München 1969.
- LOESCHKE, J.: Zur Geologie und Petrographie des Diabaszug westlich Eisenkappel (Ebriachtal), Karawanken (Österreich). – Oberrhein. geol. Abh., **19**, Karlsruhe 1970.
- LOESCHKE, J.: Zur Petrogenese paläozoischer Spilite aus den Ostalpen. – N. Jb. Miner. Abh., **119**, H. 1, Stuttgart 1973.
- LOESCHKE, H. & ROLSER, J.: Der altpaläozoische Vulkanismus in den Karawanken (Österreich). – Z. dt. Geol. Ges., **122**, Hannover 1971.
- LOESCHKE, H. & WEBER, K.: Geochemie und Metamorphose paläozoischer Tuffe und Tonschiefer aus den Karawanken (Österreich). – N. Jb. Geol. Paläont., Abh., **142**, H. 1, Stuttgart 1973.
- MAUCHER, A.: Die Antimon-Wolfram-Quecksilber-Formation und ihre Beziehungen zu Magmatismus und Geotektonik. – Freib.forsch.-H., **C186**, Freiberg 1965.
- MOORE, J. C. & PECK, D. L.: Accretionary Lapilli in Volcanic Rocks of the Western Continental United States. – Journ. Geol., **70**, Chicago 1962.
- MOSTLER, H.: Das Silur im Westabschnitt der Nördlichen Grauwackenzone. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., **18**, Wien 1968.
- NEUGEBAUER, J.: Alt-paläozoische Schichtfolge, Deckenbau und Metamorphose-Ablauf im südwestlichen Saualpen-Kristallin (Ostalpen). – Geotekt. Forsch., **35**, Stuttgart 1970.
- NEUGEBAUER, J. & KLEINSCHMIDT, G.: Ansatz zu einer echten Stratigraphie im metamorphen Altpaläozoikum der Ostalpen. – Z. dt. Geol. Ges., **122**, Hannover 1971.
- PILGER, A. & WEISSENBACH, N.: Der interne Deckenbau der Saualpe. – Z. dt. Geol. Ges., **122**, Hannover 1971.
- POLEGEG, S.: Untersuchung und Bewertung von Quecksilber-vorkommen in Kärnten. – Arch. f. Lagerst.forsch., **12**, Leoben 1971.
- RITTMANN, A.: Vulkane und ihre Tätigkeit. – 2. Aufl., Stuttgart (Enke Verlag) 1960.
- RÖSLER, H. J.: Zur Petrographie, Geochemie und Genese der Magmatite und Lagerstätten des Oberdevons und Unterkarbons in Ostthüringen. – Freib. Forsch.-H., **C92**, Berlin 1960.
- SCHÖNLAUB, H. P.: Die fazielle Entwicklung im Altpaläozoikum und Unterkarbon der Karnischen Alpen. – Z. dt. Geol. Ges., **122**, Hannover 1971.
- SCHÖNLAUB, H. P.: Stratigraphische Untersuchungen im Paläozoikum der West-Karawanken. – Verh. Geol. B.-A., **1971**, Wien 1971a.
- SCHULZ, O.: Schicht- und zeitgebundene paläozoische Zinn-ober-Vererzung in Stockenboi (Kärnten). – Sber. Bayr. Akad. Wiss., math.-naturw. Kl., **1968**, München 1968.
- SCHWINNER, R.: Zur Gliederung der phyllitischen Serien der Ostalpen. – Verh. Geol. B.-A., **1936**, Wien 1936.
- SCHWINNER, R.: Paläozoikum in der nordwestlichen Goldeckgruppe (ober Sachsenburg; Kärnten). – Ber. Reichsamt f. Bodenforsch., **1943**, 147–156, 1 Abb., Wien 1943.
- SRBIK, R., v. (posth. zusammengestellt von KLEBELSBERG, R.): Die Vergletscherung der Gailtaler Alpen. – Car. II, **58/60**, Klagenfurt 1950.
- SUCESS, E.: Über die Äquivalente des Rothliegenden in den Südalpen. – Sber. k.k. Akad. Wiss. I. Abt., math.-naturw. Kl., **57**, H. 1–5, Wien 1868.
- THURNER, A.: Erläuterungen zur geologischen Karte Stadl-Murau, 1:50.000. – Wien (Hollinek) 1958.
- THURNER, A.: Das Phyllitgebiet südlich Murau. – Verh. Geol. B.-A., **1961**, Wien 1961.
- TOLLMANN, A.: Der Deckenbau der Ostalpen auf Grund der Neuuntersuchung des zentralalpinen Mesozoikums. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., **10**, Wien 1959.
- TOLLMANN, A.: Ostalpensynthese. – Deuticke, Wien 1963.
- TOLLMANN, A.: The Alpidic Evolution of the Eastern Alps. – In: FLÜGEL, H. W. & FAUPL, P. (Ed.): Geodynamics of the Eastern Alps. – Wien (Deuticke) 1987.
- TRÖGER, W. E.: Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale, **2**, Textband. – 2. Aufl., Stuttgart (E. Schweizerbart) 1969.
- VAI, G. B.: Diskussionsbeitrag zu den Vorträgen über das „Variszikum der Ostalpen“. – Z. dt. Geol. Ges., **122**, Hannover 1971.
- VUAGNAT, M.: Sur quelques diabases suisses. Contribution du probleme des spilites et de pillow lavas. – Schweiz. Min. Petr. Mitt., **26**, Zürich 1946.
- WINKLER, H. G. F.: Petrogenesis of Metamorphic Rocks, 4th Ed. – Berlin – Heidelberg – New York (Springer) 1976.

Manuskript bei der Schriftleitung eingelangt am 17. Februar 1987.

Zur Deformation und Gitterregelung des Plagioklases

Von JÖRN H. KRUHL*)

Mit 23 Abbildungen und 2 Tabellen

*Plagioklas
Mineraldeformation
Gitterregelung
Deformationstexturen
Universaldrehtisch-Untersuchungen*

Inhalt

Zusammenfassung	205
Abstract	206
1. Einleitung	206
2. Vermessung und Darstellung der Plagioklas-Gitterorientierungen	207
2.1. Meßmethodik	207
2.2. Rechenprogramme	210
3. Zum Deformationsverhalten einzelner Plagioklas-Kristalle	210
3.1. Deformationstexturen	210
3.1.1. Intrakristalline Brüche	210
3.1.2. Deformationslamellen	210
3.1.3. Knickbänder	214
3.1.4. Deformationszwillinge	215
3.1.5. Polygonisation und Rekristallisation	218
3.1.5.1. Orientierungsbeziehung zwischen Altkörnern und Subkörnern/Rekristallisaten	218
3.1.5.2. Orientierung von Subkorgrenzen	220
3.2. Gitterrotation	220
3.2.1. Plagioklas-Deformation an starren Blasten	220
3.2.2. Plagioklas-Deformation an Scherbahnen	223
3.2.3. Drehgeschwindigkeit des Plagioklasgitters	223
3.3. Diskussion	224
4. Statistische Plagioklasregelung	226
4.1. Darstellung der Regelungen	226
4.2. Beispiele	226
4.2.1. Albitregelung im „K1-Gneis“ (Felbertal, Hohe Tauern)	226
4.2.2. Albitregelung in einem Meta-Pegmatit der Ivrea-Zone	228
4.2.3. Oligoklasregelung in einem Meta-Gabbro der Ivrea-Zone	229
4.2.4. Andesinregelung in einem Meta-Gabbro der Ivrea-Zone	229
4.2.5. Andesin/Labradorit-Regelung in einem Meta-Gabbro der Ivrea-Zone	230
4.2.6. Oligokla/Andesin-Regelungen aus der „Alpinen Wurzelzone“ und der Monte Rosa-Decke (Westalpen)	234
4.3. Diskussion	238
5. Anhang	239
5.1. Petrographie der untersuchten Proben	239
5.2. Erläuterung von Symbolen und Begriffen	239
Dank	240
Literatur	240

Zusammenfassung

Wird die Gitterorientierung des Plagioklases mit dem Universaldrehtisch vermessen und werden statistische Regelungen erstellt, so treten Verfälschungseffekte auf, die auf verschiedene Weisen korrigiert werden müssen. Rechenprogramme können die Auswertung der Plagioklasmessungen hilfreich unterstützen.

In natürlich deformiertem Plagioklas bilden sich – in Abhängigkeit von der Deformationstemperatur, Deformationsstärke und der chemischen Zusammensetzung des Plagioklases –

intrakristalline Brüche, Deformationslamellen, Knickbänder, Deformationszwillinge, Subkörner und Rekristallisate. Brüche und Knickbänder sind schlechter kristallographisch orientiert als Deformationslamellen. Jedoch treten letztere nur im Andesin/Labradorit auf. Neben mechanischen Albit- und Periklin-Zwillingen treten vermutlich auch Deformationszwillinge nach dem Albit-Karlsbad-Gesetz auf. Zwischen Verknickungen, mechanischen Zwillingen und Deformationslamellen bestehen enge Zusammenhänge. Verknickungen, Deformationslamellen, Subkornrotation und Gitterdrehung bei lokaler Plättung an starren Blasten geben Hinweise auf Gleitsysteme, die im Grünschieferfazies-Bereich aktiv sein könnten: überwiegend (010)-Gleitung in Richtung a , c , $c+a$, $c-a$, N_1 , selten auch (001)- und (021)-Gleitung und Gleitung in verschiedenen Zonen.

*) Anschrift des Verfassers: Dr. JÖRN H. KRUHL, Institut für Geowissenschaften der Universität Salzburg, Hellbrunnerstraße 34, A-5020 Salzburg.

Die Drehgeschwindigkeit des Plagioklasgitters bei lokaler Plättung beträgt ca. $0,5^\circ$ pro 1 % Strain. Das entspricht dem für Quarz bei natürlicher Deformation als auch aufgrund von Simulationen gefundenen Wert. Und wie beim Quarz ist auch beim Plagioklas dieser Wert unabhängig von der Anfangsorientierung des Gitters relativ zur Druckrichtung. An Scherbahnen wird das Plagioklasgitter im Sinne der Scherung verdreht. Dabei sind offensichtlich nacheinander verschiedene Gitterebenen als Gleitebenen aktiv, so daß der Kristall annähernd um die Drehachse der Scherung rotiert wird.

Verdrehung von Subkörnern und Kornbereichen in deformierten Plagioklaskristallen lassen den Schluß zu, daß in unterschiedlichen Kristallbereichen während der Deformation oft nur ein einzelnes aber jeweils unterschiedliches Gleitsystem aktiv ist. Hierbei könnte ein inhomogener Strain im Kornbereich eine gewichtige Rolle spielen.

Die statistischen Plagioklasregelungen lassen sich zur Deformationstemperatur und zum Strain in Beziehung setzen. Aus den Regelungen ergeben sich Hinweise auf mögliche Gleitsysteme. Gleitung in Richtung a auf (010), aber auch auf (001), dominiert. (001)-Gleitung scheint im Bereich der Amphibolitfazies vorherrschend zu sein.

Es zeigt sich, daß der Plagioklas ein gutes Gedächtnis für alte (und hochtemperierte) Deformationsereignisse besitzt. Anhand der Plagioklasregelungen lassen sich frühe Deformationen auch dann noch erkennen, wenn Makrogefüge und auch Quarzregelungen und andere Mikrogefüge durch jüngere Ereignisse völlig überprägt sind.

Abstract

The determination of preferred plagioclase orientations on the basis of universal-stage measurements leads to adulterations which may be corrected in different ways. Computer programs are helpful for processing the plagioclase measurements.

Naturally deformed plagioclase single crystals show – depending on the deformation temperature, the deformation intensity and the chemical composition of the plagioclase – distinct deformation textures such as intracrystal fractures, deformation lamellae, kinkbands, mechanical twins, subgrains, and recrystallized grains. Deformation lamellae show a better crystallographic orientation as fractures and kinkbands. However, they are only developed within andesine and labradorite grains. In addition to mechanical albite and pericline twins the deformation possibly induces mechanical twinning after the albite-carlsbad law. There is a close relationship between kinks, mechanical twins and deformation lamellae.

Kinking, the development of deformation lamellae, and the rotation of lattice domains and subgrains during local deformation point to glide systems probably active during greenschist facies conditions: mainly (010) glide parallel to a , c , $c+a$, $c-a$, and N_1 and sometimes (001) and (021) glide and glide in distinct zones.

The velocity of lattice rotation during local flattening is about $0,5^\circ$ per 1 % strain. The same value has been determined for quartz on the basis of simulations and for naturally deformed crystals. Just as for quartz this value is independent of the initial orientation of the plagioclase lattice in relation to the direction of compression.

At shear planes in the grain-scale the plagioclase lattice is rotated in the sense of shearing. Probably, during this rotation glide on different crystallographic planes is active in such a way that the crystal is rotated around an axis near the rotational axis of shearing.

From the rotation of grain domains and subgrains during deformation it may be inferred that often within a distinct grain domain or subgrain one single glide system is dominant. Possibly inhomogeneous strain in the grain scale may play an important part during deformation.

The preferred plagioclase orientations are related to the deformation temperature and the strain. The orientation patterns yield indications for possible glide systems. (010) glide parallel to a and additionally (001) glide are dominant. Probably (001) glide is dominant under amphibolite facies conditions.

The prominent feature of plagioclase, in contrast to quartz, is its ability to keep in mind early (and high-temperature) deformation events. On the basis of preferred plagioclase orientations

early deformations may be recognized even if macrotextures and quartz patterns or other micro-textures are completely overprinted by later deformation events.

1. Einleitung

Studies on preferred plagioclase orientations ... are of interest to preferred orientation specialists and to feldspar freaks. In general, the experience required for this type of investigation is out of balance with the insight gained from it. Efforts in this direction do not need to be intensified."

(unbekannter Referent).

Im folgenden soll gezeigt werden, daß es im Gegensatz zu diesen wenig ermutigenden Worten sinnvoll ist, das Deformationsverhalten von Plagioklas genauer zu studieren. Zwar ist der Arbeitsaufwand hoch, wenn statistische Untersuchungen durchgeführt und auch wenn Verhaltensweisen von Einzelkristallen untersucht werden, er läßt sich jedoch auf ein akzeptables Maß herunterdrücken, wenn bei den Messungen automatisierte Geräte und bei den Auswertungen Rechenprogramme zur Anwendung kommen. Die Hoffnung scheint berechtigt, daß man mit dem Deformationsverhalten von Plagioklas ein „Instrument“ in die Hand bekommt, mit dem die bisher üblichen gefügekundlichen Untersuchungsmethoden sinnvoll ergänzt werden können, und daß man zusätzlich noch neue Einblicke in allgemeine Prinzipien der Mineral- und Gesteinsdeformation erhält.

Das Deformations- und Regelungsverhalten vor allem von Quarz und Calcit wird heute dazu benutzt, um Informationen über Deformationstemperaturen, Strain oder Scherbewegungen zu erhalten und vor allem, um die Deformations- und Metamorphosegeschichte eines Gesteins bzw. einer Region detaillierter erfassen zu können. In den letzten Jahrzehnten ist auf diesem Gebiet eine umfangreiche Literatur entstanden, sowohl theoretische Studien als auch Untersuchungen an experimentell und vor allem an natürlich deformiertem Quarz und Calcit. Noch mehr aber als diese beiden Minerale eignet sich der Plagioklas für solche Untersuchungen:

- 1) Seine triklone Symmetrie erlaubt es, die räumliche Orientierung aller kristallographischer Richtungen eines Kristalls schon mit optischen Methoden zu bestimmen.
- 2) Zusätzlich lassen sich dadurch die Orientierung von Deformationstexturen (Deformationslamellen, Knickbandgrenzen etc.) und von Subkorn- und Korngrenzen relativ zum Kristallgitter ermitteln.
- 3) Plagioklas ist das in der Erdkruste am weitesten verbreitete Mineral. Er tritt auch in Gesteinen auf, die arm an oder frei von Quarz und Calcit sind (Amphibolite, Gabbros).
- 4) Plagioklas reagiert erst oberhalb ca. 500°C stark plastisch (VOLL, 1976, 1980; WHITE et al., 1980; OHLSSEN & KOHLSTEDT, 1985), also in einem deutlich höheren Temperaturbereich als Quarz und Calcit, während er unter Bedingungen der Grünschieferfazies weitgehend spröde bleibt. Er ist also gegenüber späten, tieftemperierten Deformationsereignissen resistent. Damit können die Gitterverbiegungen und Gitterrotationen, die früh und hochtemperiert dem Plagioklas aufgezwungen werden, spätere Deformationen überleben und von den frühen Ereignissen Zeugnis ablegen. Untersuchungen über Plagioklas-

deformationen sind damit potentiell dafür geeignet, die frühe Deformationsgeschichte eines Gesteins bzw. einer Region zu erhellen.

Die Kristallographie des Plagioklases ist weitgehend bekannt. Es gibt Untersuchungen über Ordnungszustände, submikroskopische Entmischungen, Domänenstrukturen etc. (siehe z. B. RIBBE, 1975; TRÖGER, 1969; VOLL, 1968). Mit der Federow-Methode (EMMONS, 1943; REINHARD, 1931; SARANTSCHINA, 1963) und den in Diagrammen dargestellten Beziehungen zwischen Kristallographie, Optik und Chemismus (BURRI, et al., 1967) steht eine schlagkräftige Meßmethode zur Verfügung. Zudem besteht prinzipiell die Möglichkeit, den Plagioklas röntgenographisch mit dem Texturgoniometer (siehe BRADSHAW & PHILLIPS, 1970) oder mit dem Röntgen-Universaldrehtisch (PAULITSCH, 1963b) und mit einem Neutronen-Diffraktometer (BUNGE et al., 1982) zu erfassen. Trotz alledem sind bis heute Untersuchungen über das Deformations- und Regelungsverhalten von Plagioklasen selten geblieben. Noch am häufigsten sind elektronenmikroskopische Untersuchungen an experimentell und an natürlich deformierten Einzelkristallen und Kristallaggregaten, die u. a. einige Informationen über Gleitsysteme und die Beziehung zwischen Deformationstexturen im submikroskopischen und im mikroskopischen Bereich erbracht haben (BORG & HEARD, 1969, 1970; CARTER, 1971, 1976; FITZGERALD et al., 1983; LORIMER et al., 1974; MARSHALL & MCLAREN, 1977a, b; MARSHALL, VERNON & HOBBS, 1976; OLSEN & KOHLSTEDT, 1981, 1984, 1985; BORGES & WHITE, 1980; SCHEDL, KRONENBERG & TULLIS, 1986; TULLIS & YUND, 1985; WHITE, 1975). Rekristallisationsprozesse im Plagioklas sind von VOLL (1968, 1976, 1980) und von AUF-FRAY et al. (1983), BROWN et al. (1980), BORGES & WHITE (1980), FITZGERALD et al., (1983), HAMMER (1982), MARSHALL & WILSON (1976), VERNON (1975), WHITE (1975) studiert worden.

Vorzugsregelungen von Plagioklas sind – im Gegensatz zu Quarz, Calcit oder auch Olivin – selten gemessen worden. SANDER (1950) z. B. gibt 5 Regelungsdiagramme des Plagioklases an, gegenüber 86 und 47 Diagrammen für Quarz und Calcit. In den meisten Arbeiten sind entweder die Orientierungen der Indikatrixachsen mit dem Universaldrehtisch (U-Tisch) bestimmt worden (CRAMPTON, 1957; OLSEN & KOHLSTEDT, 1985; JENSEN & STARKEY, 1985; SHELLEY, 1977, 1979; SEIFERT, 1969; SEIFERT & VERPLOEG, 1977; VAN ZUUREN, 1969), oder aber die Verwachsungsebene von Albit-Zwillingen (MOORE, 1973; SCHMIDT, 1952). Nur selten werden die Orientierungen anderer kristallographischer Ebenen oder Richtungen, z. B. der *a*-Richtung (KAY, 1962; KRUHL, 1984a, 1986a, 1987a; ROUSELL, 1981; SUWA, 1979; SUWA et al., 1968, 1972; WENK, 1937), der *a*-Richtung (SUWA, 1979; SUWA et al., 1968) oder z. B. der (111)-Ebene (JENSEN & STARKEY, 1985; KRUHL, 1987a; WENK et al., 1986) angegeben.

In Lehrbüchern über Gesteinsdeformation und Gefügeregelungen wird zwar das Orientierungsverhalten von Metallen, Salzen, Karbonaten, Quarz, Olivin, Pyroxenen und Schichtsilikaten abgehandelt (WENK, 1985b), jedoch das von Feldspäten entweder gar nicht oder nur sehr kurz (NICOLAS & POIRIER, 1976). VERNON (1976) und besonders GANDAIS & WILLAIME (1984) geben noch den ausführlichsten Überblick über das, was zur Zeit über das Deformationsverhalten von Plagioklas (und Alkali-Feldspat) bekannt ist.

Im Rahmen der vorliegenden Arbeit sollen einige Aspekte behandelt werden, die für die Vermessung von Plagioklasgitterregelungen, vor allem aber für deren Interpretation Bedeutung besitzen. Dabei geht es

- 1) um Verfälschungseffekte, die bei Orientierungsmessungen mit dem Universaldrehtisch und ihrer Darstellung auftreten, und ihre Korrektur; um die Unterstützung, die Rechenprogramme der Auswertung von Plagioklas-U-Tisch-Messungen bieten;
- 2) um die Ausbildung von Deformationstexturen und ihre kristallographische Orientierung;
- 3) um die Rotation von Subkörnern, Rekristallisat und lokal an starren Blasten und Scherzonen deformierten Kristallbereichen;
- 4) um Hinweise auf mögliche Gleitsysteme im Plagioklas, die sich aus der kristallographischen Orientierung der Texturen und der Rotation einzelner Kristallbereiche bei lokaler Deformation gewinnen lassen;
- 5) um die Zuordnung der Deformationstexturen zur Deformationstemperatur und zur chemischen Zusammensetzung des Plagioklases.

Im Anschluß daran werden Plagioklasregelungen aus Proben unterschiedlicher Deformationsgeschichte und Zusammensetzung dargestellt, und es wird versucht, diese Regelungen als Ergebnis verschiedener Gleitsysteme zu erklären bzw. aus diesen Regelungen Hinweise auf mögliche Gleitsysteme zu erhalten. Zum Schluß soll der Nutzen von Plagioklasregelungen für die Interpretation regionaltektonischer Vorgänge diskutiert werden.

2. Vermessung und Darstellung der Plagioklas-Gitterorientierung

2.1. Meßmethodik

Die kristallographische Orientierung eines Minerals in einem Gestein läßt sich auf verschiedene Weisen bestimmen: Mit Hilfe von optischen Methoden oder Diffraktionsmethoden. Bei WENK (1985a) wird ein Überblick über die verschiedenen Möglichkeiten, Gitterorientierungen zu vermessen, gegeben. Deshalb sollen hier nur kurz die einzelnen Methoden daraufhin betrachtet werden, ob und in welcher Weise sie zur Vermessung von Plagioklas brauchbar sind.

Texturgoniometer

Mit dem Texturgoniometer lassen sich prinzipiell die Orientierungen von diversen kristallographischen Ebenen eines Minerals und daraus die Häufigkeitsverteilungen dieser Ebenen errechnen. Polfiguren bzw. inverse Polfiguren (BAKER et al., 1969; SCHMID et al., 1981b; CASEY, 1981; u. a.) und Orientierungsverteilungsfunktionen (ODF) (BUNGE, 1969; BUNGE & WENK, 1977; RIECKELS & BAKER, 1977; BOUCHEZ et al., 1979; SCHMID et al., 1981a) können bestimmt werden. Beim Plagioklas ließe sich die Orientierung des Gitters direkt ermitteln, ohne daß (wie bei optischen Methoden) Mehrdeutigkeiten auftreten oder zusätzlich die Indikatrix vermessen werden oder der An-Gehalt beachtet werden muß. Allerdings existieren bisher keine Studien über den Plagioklas. Vielleicht deshalb, weil den Vorzügen des Texturgoniometers auch etliche Nachteile gegenüberstehen:

- 1) Bei polymineralischen Gesteinen überlagern oft die Reflexe anderer Minerale die des Plagioklases und erschweren zumindest die Messung (auch wenn eine Separierung störender Minerale bedingt möglich ist [KERRICH & STARKEY, 1979]).
- 2) Man kann immer nur statistisch messen, also nie die Orientierung einzelner Kristalle und ihrer Grenzflächen und Deformationstexturen erfassen.
- 3) Damit ist eine Differenzierung z. B. zwischen Alt- und Rekristallisationskörnern oder auch eine Achsenverteilungsanalyse (AVA) nicht möglich.

Röntgen-Universaldrehtisch

Ein Röntgen-Universaldrehtisch ist entwickelt worden (PAULITSCH, 1963a, b). Meines Wissens sind aber mit diesem Gerät keine Untersuchungen am Plagioklas durchgeführt worden.

Neutronendiffraktometer

Die Neutronenbeugung ist in jüngster Zeit auch dazu verwendet worden, um Plagioklas-Gitterregelungen zu messen. Sie ist besonders für grobkörnige Gesteine geeignet und besitzt gegenüber dem Röntgen-Texturgoniometer den Vorteil, daß die Auflösung einzelner Peaks besser ist (genaue Beschreibung bei WENK [1985a] und WENK et al. [1984]). Ansonsten sind die Nachteile gegenüber dem U-Tisch dieselben wie die des Texturgoniometers. WENK et al. (1986) geben für eine Anorthosit-Probe Polfiguren diverser Plagioklasflächen an, die mit Neutronenbeugung gemessen worden sind.

Gefüge-Kamera

Die photometrische Methode, die auf der Beziehung zwischen Lichtintensität eines Kristalls im Mikroskop und seiner optischen Orientierung beruht, ist von PRICE (1973, 1980) entwickelt worden. Eine Gerätebeschreibung geben WILLIAMS et al. (1980). Die Methode gibt z. B. für Quarz-c-Achsen eine sehr gute Übereinstimmung zu U-Tisch-Werten (PRICE, 1980). Sie ist aller-

dings im Augenblick nur für farblose einachsige Minerale verwendbar (WENK, 1985a), deshalb also für Plagioklas nicht brauchbar.

Universaldrehtisch

Dieses „altmodische“ Gerät, bei dem im Dünnschliff Korn für Korn vermessen wird, ist nach wie vor das geeignetste Instrument, um die Orientierung des Plagioklasgitters zu bestimmen. Das Meßverfahren ist vielfach beschrieben worden (z. B. EMMONS, 1943; REINHARD, 1931; SARANTSCHINA, 1963; WENK, 1985a). Die Beziehungen zwischen optischen und kristallographischen Richtungen (Abb. 1), die beim Plagioklas vor allem von der chemischen Zusammensetzung, also im wesentlichen vom Anorthit-Gehalt abhängen, sind von BURRI et al. (1976) in Diagrammen dargestellt worden. Mit Hilfe dieser Diagramme wird zuerst der An-Gehalt und dann die Orientierung verschiedener kristallographischer Richtungen bestimmt.

Die Vorteile des U-Tisches sind:

- 1) Es sind alle anisotropen, im Dünnschliff lichtdurchlässigen Minerale meßbar.
- 2) „Man sieht, was man mißt“. Das heißt, es können AVAs erstellt werden und die Orientierung von Mikrogefügen (Grenzflächen, Deformationslamellen etc.) relativ zum Kristallgitter lassen sich erfassen. Außerdem kann zwischen verschiedenen Korngenerationen („Altkörnern“, Rekristallisaten) unterschieden werden.

Beim Plagioklas stehen dem aber auch Nachteile gegenüber:

- 1) Bei bestimmten chemischen Zusammensetzungen lassen sich nicht alle kristallographischen Richtungen eindeutig bestimmen, vor allem nicht bei einem niedrigen An-Gehalt (siehe KRÜHL, 1987b).
- 2) Der Zeitaufwand ist sehr hoch. Wenn für statistische Analysen in jeweils drei senkrecht aufeinander stehenden Dünnschliffen (siehe weiter unten) insge-

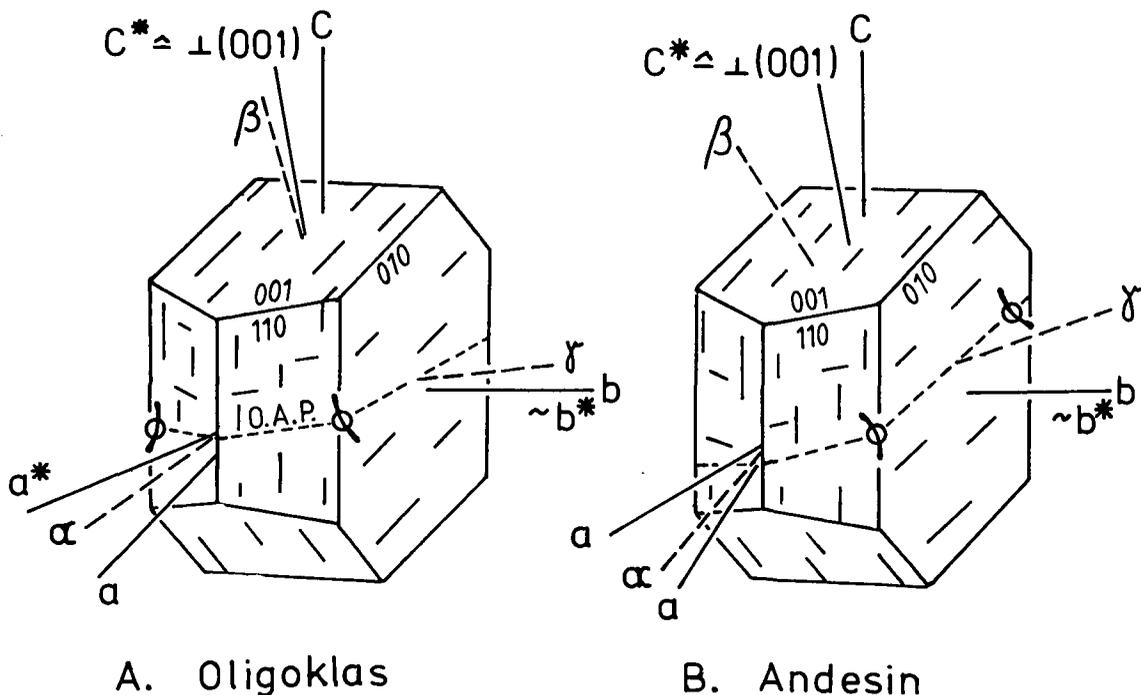


Abb. 1: Beziehung zwischen Indikatrixachsen (α, β, γ) und den Hauptachsen des direkten (a, b, c) und des reziproken Gitters (a^*, b^*, c^*). Generell nehmen mit steigendem An-Gehalt die Winkel zwischen den Achsen der Indikatrix und des Gitters zu.

samt z. B. 200–250 Körner (jeweils zwei Indikatricesachsen und eine Spaltfläche bzw. Zwillingssebene) vermessen werden, ergibt sich auch bei einer anschließenden Auswertung mit Rechenprogrammen ein Zeitaufwand von mindestens 20 Stunden für die Bearbeitung einer Probe. Bei ausschließlich manueller Auswertung wird der Zeitaufwand so hoch, daß eine solche Auswertung nicht mehr praktikabel ist. Im Gegensatz dazu dürfte die Bearbeitungszeit für eine Probe bei einem U-Tisch mit automatischer Datenspeicherung auf gut ein Drittel heruntergedrückt werden.

Vermutlich wegen dieses hohen Zeitaufwandes sind bisher nur in wenigen Fällen Plagioklas-Gitterregelungen vermessen worden, eher schon Indikatricesregelungen, deren Vermessung deutlich weniger Zeit erfordert. Allerdings bieten Indikatricesregelungen nicht die Informationen von Gitterregelungen, da generell beim Plagioklas die Indikatricesachsen keine kristallographischen Hauptrichtungen darstellen. Vor allem bei einem höheren An-Gehalt weichen Indikatricesregelungen signifikant von den Gitterregelungen ab (Abb. 1B).

Eine erste systematische Studie zur Vermessung von Plagioklas-Gitterregelungen mit dem U-Tisch ist von HOFMANN (1968) durchgeführt worden. Ein Rechenprogramm, mit dem die Gitterorientierung auf der Grundlage der von BURRI et al. (1967) präsentierten Diagramme bestimmt und „normale“ und inverse Polfiguren erstellt werden, wird von KRUHL (1987b) beschrieben.

Sämtliche für diese Arbeit erstellten kristallographischen Orientierungen des Plagioklases sind mit einem vierachsigen U-Tisch gemessen und nach der Methode von BURRI et al. (1967) mit Hilfe von Rechenprogrammen ausgewertet worden. Bei der Bestimmung sowohl einzelner optischer und kristallographischer Richtungen als auch bei der Erstellung statistischer Regelungen treten aufgrund der Meßmethode verschiedene Verfälschungseffekte auf. Ihre Auswirkungen und die Korrekturmöglichkeiten sollen im folgenden kurz diskutiert werden.

① Effekt des eingeschränkten U-Tisch-Kippwinkels

Da eine Spaltfläche oder Zwillingssebene, die mit weniger als ca. 45° gegen die Schliiff-Fläche geneigt ist, mit dem U-Tisch nicht mehr vermessen werden kann, andererseits aber zwingend eine solche Fläche vermessen werden muß, um den An-Gehalt und nachfolgend die Orientierung eines Plagioklaskornes bestimmen zu können, werden bei der U-Tisch-Messung bevorzugt Körner mit stark gegen den Schliiff geneigten Spalt- bzw. Zwillingsflächen erfaßt. Offensichtlich gibt es dabei einen Übergangsbereich von ca. 50–35° Neigung gegen die Schliiff-Fläche, in dem kontinuierlich immer weniger Körner vermeßbar sind.

Dieser Effekt kann im wesentlichen dadurch ausgeschaltet werden, daß Messungen aus drei senkrecht aufeinander stehenden Schliiffen in einem Sammeldiagramm dargestellt werden (siehe u. a. BRAUN, 1970; KRUHL, 1987a).

② Effekt der Vorzugsregelung

Dieser Effekt tritt im Gegensatz zu der unter ① beschriebenen Selektion nur auf, wenn im Gestein eine Vorzugsregelung vorhanden ist. Der eingeschränkte U-Tisch-Kippwinkel bewirkt dann zusätz-

lich, daß in jedem Dünnschliff unterschiedlich viele Plagioklaskörner meßbar sind.

Dieser Effekt wird dadurch ausgeschaltet, daß in jedem Schliff nicht eine bestimmte Anzahl an Plagioklaskörnern sondern alle innerhalb einer bestimmten Fläche auftretenden Körner vermessen werden.

③ Schnitteffekt

Dieser wohlbekannteste Effekt entsteht, wenn Körner vermessen werden, die

- stark von einer isometrischen Gestalt abweichen,
- gestaltgeregelt sind, so daß sie in einem Schnitt deutlich kleiner oder größer sind als in den anderen Schnitten,
- deren optische und/oder kristallographische Orientierung stets in gleicher Beziehung zur Gestalt steht.

SANDER et al. (1954) geben eine allgemeine Korrekturformel für diesen Schnitteffekt an. Die Abweichung der gemessenen von der wahren Regelung steigt mit steigendem Verhältnis der langen zur kurzen Kornachse in einem Schliff und mit steigendem Kippwinkel des U-Tisches. Hinzu kommt, daß die beim Plagioklas zu vermessenden Spaltflächen selbst als Körper mit einem kleinsten Durchmesser = 0 aufgefaßt werden können und ebenfalls dem Schnitteffekt unterliegen. Diese Situation wird von BRAUN (1970) für Calcit-Spaltflächen und -Zwillingslamellen diskutiert. Dieser Effekt käme beim Plagioklas allerdings nur zum Tragen, wenn die Anzahl der meßbaren Spaltflächen pro Korn z. B. nur eins oder zwei betrüge.

Aus der von SANDER et al. (1954) gegebenen allgemeinen Beziehung läßt sich für flächige Gefügeelemente $W = D/\cos(m)$ ableiten (BRAUN, 1970). Dabei ist D die gemessene und W die wahrscheinliche Belegungsdichte und m der Kippwinkel des U-Tisches. Zumindest bei quantitativen Untersuchungen sollte der Schnitteffekt korrigiert werden.

④ Effekt durch die Überlagerung von Teildiagrammen

Dieser Effekt wird ausführlich von BRAUN (1970) diskutiert. Stellt man die Messungen aus drei aufeinander senkrechten Dünnschliffen in einem Sammeldiagramm dar, so überlappen sich die Teilbereiche unterschiedlich stark. Das sollte für genauere Untersuchungen korrigiert werden. Da aber dieser Effekt und der Schnitteffekt in gleichen Bereichen eines Sammeldiagramms offensichtlich gegeneinander wirken, sollte man beide Effekte korrigieren oder aber keinen (vgl. BRAUN, 1970).

⑤ Effekt der Lichtbrechung

Da zwischen der Lichtbrechung der beim U-Tisch verwendeten Kugelsegmente und der Lichtbrechung des zu vermessenden Minerals meist eine Differenz besteht, weicht die gemessene Inklination einer optischen Richtung mehr oder weniger von der wahren Inklination ab. Diese Abweichung kann bei Mineralen mit hoher Doppelbrechung besonders deutlich sein. Korrekturen können durch Verwendung eines entsprechend korrigierten Schmidtschen Netzes (SANDER, 1930, S. 123; 1950, S. 23) oder rechnerisch (BRAUN, 1970) angebracht werden. Da bei Plagioklasen unterschiedlicher Zusammensetzung weder die Doppelbrechung noch die Differenz der Lichtbrechung zu den gebräuchlichen Kugelsegmen-

ten besonders hoch wird, können eventuell auftretende Verfälschungen der Inklination vernachlässigt werden.

Da beim Plagioklas optische und kristallographische Hauptrichtungen nur für Oligoklas annähernd übereinstimmen (Abb. 1), können die optischen Richtungen nur für diesen An-Bereich zur Interpretation solcher Vorgänge herangezogen werden, die das Plagioklasgitter betreffen. Von einigen Proben mit Plagioklasen der Zusammensetzung An_{21-34} werden in dieser Arbeit Indikatrixregelungen dargestellt (Abb. 23), bei denen dieser Gesichtspunkt zu beachten ist.

Es muß in diesem Zusammenhang darauf hingewiesen werden, daß sich bei bestimmten An-Gehalten mit den von BURRI et al. (1967) gegebenen Diagrammen nicht alle kristallographischen Richtungen eindeutig bestimmen lassen. Vor allem für Oligoklas sind nur (001) und (010) (und auch diese u. U. mit Einschränkungen) und daraus noch die *a*-Richtung bestimmbar. Genaueres siehe bei KRUHL (1987b). Bei Verzwilligungen lassen sich zusätzlich noch die *c*- und *b*-Richtungen ermitteln (SUWA et al., 1968; SUWA et al., 1972).

Die Homogenität der vermessenen Probenbereiche wurde im Dünnschliff mit dem Lambda-Plättchen getestet. Die notwendige Anzahl der Meßwerte hängt generell davon ab, welche Details der Regelungsdiagramme noch interpretiert werden sollen. Bei allen Diagrammen wurde visuell die Stabilisierung der Regelungsmuster bei zunehmender Meßzahl getestet.

2.2. Rechenprogramme

Die manuelle Auswertung von Plagioklas-U-Tisch-Messungen kann von Rechenprogrammen nachvollzogen werden. Die U-Tisch-Messungen erfolgen dabei weiterhin manuell, aber die vermessenen Orientierungen der zwei Indikatrixachsen und der einen kristallographischen Ebene werden auf einen Datenträger gebracht und dann automatisch weiterverarbeitet. Diese Programme sind bereits beschrieben worden (KRUHL, 1987b). Sie berechnen mit Hilfe der vermessenen Indikatrixachsen und der vermessenen kristallographischen Fläche zuerst den An-Gehalt (SARANTSCHINA, 1963; BURRI et al., 1967) und danach weitere kristallographische Flächen oder Richtungen. Ungenaue Messungen werden vom Programm erkannt und auf verschiedene Weisen korrigiert oder eliminiert. Schnittlinien [z. B. zur Bestimmung von *a* aus (001) und (010)] können berechnet und Rotationen und Filterungen nach diversen Merkmalen können durchgeführt werden. Die statistischen Regelungen von einzelnen kristallographischen Flächen oder Richtungen werden als Häufigkeitsverteilungen in „normalen“ Polfiguren in flächentreuer Projektion (Schmidtsches Netz) dargestellt oder aber in inversen Polfiguren, wie sie auch für Quarz oder Calcit gebräuchlich sind (TULLIS et al., 1973; LISTER, 1974; LISTER et al., 1978; STARKEY, 1979). Für Details sei auf die Beschreibung von BUNGE (1985) verwiesen.

Die für diese Arbeit verwendeten Programme sind in FORTRAN IV geschrieben und werden im „Stapelbetrieb“ verwendet. Ein entsprechendes Programmsystem für den Dialogbetrieb ist in Vorbereitung. Die Rechnungen wurden zuerst am Honeywell Bull-Rechner des Rechenzentrums der Johannes Gutenberg-Universität

Mainz und später am VAX-Rechner des Rechenzentrums der Paris Lodron-Universität Salzburg durchgeführt.

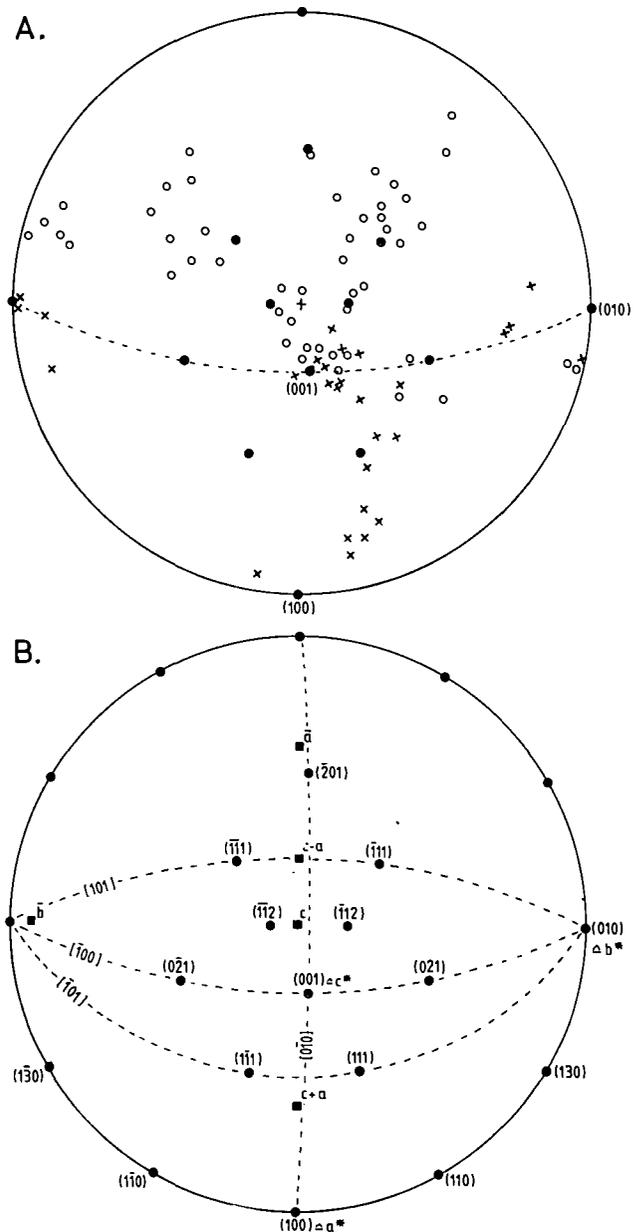


Abb. 2

A) Orientierung intrakristalliner Brüche relativ zum Kristallgitter, entsprechend Diagramm B.

Albitkörner der Probe 2061 (Kreuze) und Labradoritkörner der Probe 2746 (Kreise). 76 Messungen.

B) Stereographische Projektion (Wulff'sches Netz, obere Halbkugel) von wichtigen Flächen, Richtungen und Zonen des Albits (nach BURRI et al., 1967).

3. Zum Deformationsverhalten einzelner Plagioklas-Kristalle

3.1. Deformationstexturen

3.1.1. Intrakristalline Brüche

Das bruchhafte Verhalten von Plagioklas im Streßfeld ist sowohl an experimentell als auch an natürlich deformierten Gesteinen untersucht worden. Daher ist bekannt (BROWN & MACAUDIERE, 1984; DEBAT et al., 1978; SCHEDL et al., 1986), daß intrakristalline Brüche von natürlich deformierten Plagioklasen

- 1) generell zur Kristallographie in Beziehung stehen,
- 2) im wesentlichen parallel zu den Hauptspaltflächen (001) und (010) aber auch (110) und ($\bar{1}\bar{1}0$) liegen, und
- 3) fallweise ungefähr parallel zu anderen Flächen, die ebenfalls nur eine geringe Zahl an Tetraederbindungen enthalten, z. B. (021), ($\bar{1}11$), ($\bar{1}21$).

Auch in experimentell deformiertem Plagioklas verschiedener chemischer Zusammensetzung liegen intrakristalline Brüche oft parallel zu (001) und (010). Jedoch treten auch Bündel von Brüchen im sub-lichtmikroskopischen Bereich auf, die nicht parallel zu niedrig indizierten Flächen liegen (MARSHALL & MCLAREN, 1977b).

Hierzu einige Ergänzungen: Tabelle 1 zeigt, daß bei den grünschieferfaziell stark deformierten Proben, in denen der Plagioklas also im „Sprödbereich“ verformt wurde, intrakristalline Brüche in Abhängigkeit vom Chemismus der Kristalle auftreten. Albit und dann wieder Labradorit bilden bei starker, niedrig temperierter Deformation häufig Brüche aus, während sie bei Kristallen mit Oligoklas/Andesin-Zusammensetzung seltener sind. Albit bildet intrakristalline Brüche aus, die ungefähr parallel zu (001) und (010) liegen (Abb. 2), aber auch in der Zone $[\bar{1}00]$ und zwischen (111) und (100). Demgegenüber zeigt Labradorit zusätzlich Brüche ungefähr parallel zu (111), ($\bar{1}\bar{1}1$), ($\bar{1}12$), ($\bar{1}\bar{1}2$) und (201) (Abb. 2A). Insgesamt nehmen diese Brüche stärker gestreute Positionen ein. Interessanterweise zeigen BROWN & MACAUDIERE (1984, Abb. 4b) für Plagioklas ähnlicher Zusammensetzung auch eine ähnliche Orientierung intrakristalliner Brüche, nämlich nahe ($\bar{1}12$) und ($\bar{1}\bar{1}2$) und nahe der Zone [101]. Wie deutlich wirklich der Zusammenhang zwischen An-Gehalt und der Orientierung von intrakristallinen Brüchen ist, könnte allerdings nur mit einer größeren Datenmenge geklärt werden, auch, ob

intermediärer Plagioklas unter gleichen Deformationsbedingungen eine andere Plastizität besitzt.

3.1.2. Deformationslamellen

Ähnlich jenen Deformationslamellen, die beim Quarz ein häufig beobachtetes Phänomen darstellen (MCLAREN et al., 1970 u. a.), treten auch beim Plagioklas planare ca. 1–5 μm weite Texturen auf, und zwar sowohl in experimentell als auch in natürlich deformierten Kristallen (BORG & HEARD, 1969, 1970; MARSHALL & MCLAREN, 1977b u. a.). Sie stellen keine Verzwilligung dar und sind als Bündel von Mikrobrüchen und als mögliche Gleitebenen charakterisiert worden (MARSHALL & MCLAREN, 1977b).

Von den im Rahmen dieser Studie untersuchten Gesteinen sind etliche (ausschließlich oder zumindest spät) unter grünschieferfaziellen Bedingungen intensiv deformiert worden. Der Plagioklas rekristallisierte also nicht oder nur geringfügig in feinsten Kristallen. In einigen dieser Gesteine sind planare Texturen entwickelt (Abb. 8A), die als Deformationslamellen gedeutet werden können. Sie besitzen folgende Charakteristika:

- 1) Sie treten häufig eng geschart und strikt parallel zueinander auf (ca. 5 μm Abstand). Dann sind sie auch meist kristallographisch orientiert.
- 2) Sie können jedoch auch relativ kurz und „unregelmäßig“ sein, nehmen dann eher Positionen im 45°-Winkel zur Hauptdruckrichtung ein.
- 3) Sie treten bevorzugt dort auf, wo starke Scherbewegungen vorhanden waren. Sie sind dann parallel bis subparallel zur Scherebene orientiert.
- 4) Sowohl Albit- als auch Periklin-Druckzwillinge können in Deformationslamellen übergehen. Gehen die Lamellen von einem Periklinzwilling aus, so können sie in eine Lage parallel zu (001) hineinkurven. Ab-

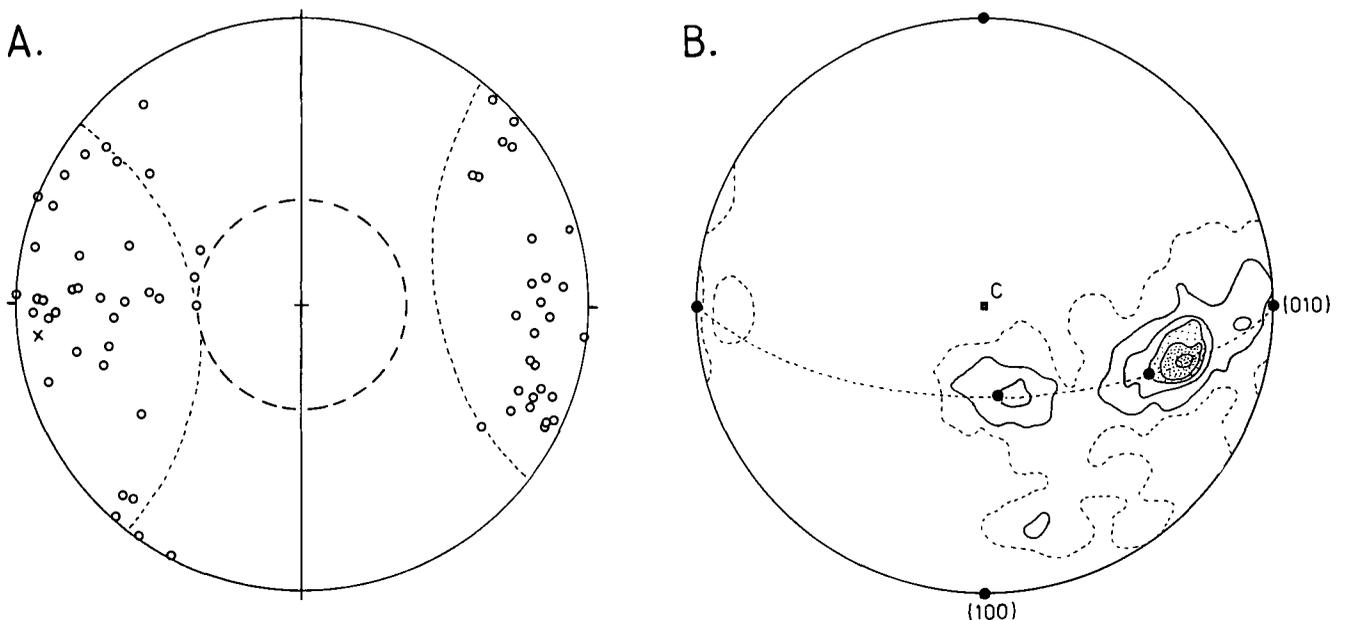


Abb. 3

- A) Orientierung von Deformationslamellen-Polen relativ zum Strain. Die Pole ordnen sich innerhalb eines 45°-Kleinkreises (x = Zentrum) ungefähr um die Plättungsrichtung an.
Durchgezogene Linie = Plättungsebene; lang-gestrichelter Kleinkreis = Bereich, der von U-Tisch-Messungen nicht erfaßt wird. 66 Messungen der Probe 801; Andesin/Labradorit.
- B) Orientierungen der in Diagramm A dargestellten Lamellenpole relativ zum Kristallgitter.
Schmidt'sches Netz, obere Halbkugel, entsprechend Abb. 18D; Auszählfläche 1,0; Konturintervalle 4,8.

Tabelle 1
Petrographie, Metamorphose und Deformationstexturen der untersuchten Proben.

Probe	Lokalität	Gestein (Mineralbestand)	Deformations- temperatur	An- Gehalt	Intra- kristalline Brüche	Knick- bänder	Deformations- Lamellen	Zwillinge	Undu- lation	Sub- körner	Vol-% Rekristallite (Durchmesser)
Al 198	Alpine 'Wurzelzone' Val d'Ossola	<u>Gneis/Mylonit</u> 50% Plag, 25% Qz, 17% Erz, 8% Mu, Chl, Klz	? → 480° → ~350°C	0-10	häufig	häufig	---	---	deut- lich	sehr selten	--- (---)
2061	Ivrea-Zone Val Loana	<u>Meta-Pegmatit</u> 35% Plag, 20% Kf 35% Qz, 10% Mu	~500° → <300°C	0-10	häufig	häufig	---	---	deut- lich	selten	1 % (5-10 µm)
2767	'K1-Gneis' Felbertal Tauern	<u>Granit, Gneis</u> x 55% Plag, 25% Qz 20% Bi+Mu	~300° → 520°C	0-10	---	selten	---	---	----	selten	10% (~200 µm)
1163	Ivrea-Zone Finero- Komplex	<u>Meta-Gabbro</u> 25% Plag, 75% gr. Hb, 5% Kpx	>550° → <450°C	20-27	häufig	häufig	--(?)	A, P häufig	sehr stark	häufig	75% (50-300 µm)
2682	Monte-Rosa- Decke, Val d'Ossola	<u>Granit, Gneis</u> 30% Plag, 20% Kf 35% Qz, 15% Bi+Mu	? → 550°C	21-27	---	---	---	(?)	---	sehr selten	80% (100-130 µm)
2818	Monte-Rosa- Decke, Val d'Ossola	<u>Granit, Gneis</u> 30% Plag, 25% Kf 30% Qz, 15% Mu+Bi	? → 550°C (→ <400°C)	24-28	selten	selten	---	A, P selten	lokal deut- lich	---	100% (~200 µm)
1556	Alpine 'Wurzelzone' Finero	<u>Gneis</u> 30% Plag, 40% Kf 20% Qz, 10% Bi+Mu	? → 520°C	24-29	---	---	---	A, P sehr selten	---	---	95% (70-100 µm)
1369	Alpine 'Wurzelzone' Val Loana	<u>Gneis</u> 25% Plag, 35% Kf 30% Qz, 10% Bi	? → 550°C	27-34	---	---	---	(?)	---	---	100% (~130 µm)
706	Alpine 'Wurzelzone' Finero	<u>Gneis</u> 55% Plag, 10% Kf 15% Qz, 20% Bi	? → 560°C	29-34	---	---	---	(?)	---	---	100% (170-200 µm)
2749	Ivrea-Zone Finero- Komplex	<u>Meta-Gabbro</u> 45% Plag, 5% Opx 20% Kpx, 15% gr. Hb 5% Gran, 5% Klz	>600° → ~450°C	36-42	selten	---	---	A, P häufig	schwach	häufig	90% (50-300 µm)
741	Ivrea-Zone Finero- Komplex	<u>Meta-Gabbro</u> 25% Plag, 45% Kpx 10% br.+gr. Hb, 5% Erz, 15% Gran/Chl	>600° → ~450°C	37-52	---	selten	---	A, P häufig	schwach	häufig	90% (50-350 µm)
1146	Ivrea-Zone Basite Finero	<u>Meta-Gabbro</u> 35% Plag, 10% Opx 10% Kpx, 5% br. Hb 35% gr. Hb, Gran, Ep	>550° → <450°C	44-48	selten	häufig	häufig	A, P sehr häufig (A-K selten)	sehr stark	selten	60% (30-200 µm)
801	Ivrea-Zone Basite, Val Cannobina	<u>Meta-Gabbro</u> 50% Plag, 20% Kpx 5% Opx, 10% gr. Hb 10% br. Hb, 5% Erz	>500° → <450°C	44-54	selten	selten	häufig	A, P sehr häufig (A-K selten)	sehr stark	selten	10% (5-10 µm)
2843A	Ivrea-Zone Basite, Val Cannobina	<u>Meta-Gabbro</u> 30% Plag, 5% gr. Hb 5% Kpx, 60% br. Hb	~550° → <400°C	44-55	häufig	selten	---	A, P häu- fig, (A-K selten)	stark	selten	70% (10-150 µm)
2842B	Ivrea-Zone Basite, Val Cannobina	<u>Meta-Gabbro</u> 30% Plag, 10% Kpx 55% gr. Hb, 5% Erz	~550° → <450°C	47-54	selten	selten	häufig	A, P häu- fig, (A-K selten)	stark	selten	20% (10-200 µm)
740	Ivrea-Zone Finero- Komplex	<u>Meta-Gabbro</u> 25% Plag, 40% Kpx 10% br. Hb, 5% gr. Hb 15% Gran, 5% Erz	>600° → ~450°C	48-54	selten	selten	---	A, P häufig	deut- lich	häufig	75% (50-300 µm)
2842C	Ivrea-Zone Basite, Val Cannobina	<u>Meta-Gabbro</u> 30% Plag, 10% Kpx 5% Opx, 45% br. Hb 5% gr. Hb, 5% Erz	~500° → <400°C	48-56	häufig	selten	häufig	A, P sehr häufig (A-K selten)	sehr stark	sehr selten	10% (5-15 µm)
1093	Ivrea-Zone Finero- Komplex	<u>Meta-Gabbro</u> 65% Plag, 10% br. Hb 10% Gr, 15% Kpx+Opx	>600° → <500°C	48-58	selten	selten	---	A, P häufig	deut- lich	häufig	5% (~100 µm)
2748	Ivrea-Zone Finero- Komplex	<u>Meta-Gabbro</u> 40% Plag, 30% gr. Hb 20% Kpx, 10% Klz, Gr	>600° → ~400°C	55-60	häufig	häufig	---	A, P häu- fig, (A-K selten)	deut- lich	lokal häufig	60% (50-250 µm)
2746	Ivrea-Zone Finero- Komplex	<u>Anorthosit</u> 75% Plag, 20% Klz 5% Kpx, Spinell	>600° → ~400°C	62-67	sehr häufig	selten	---	A, P häufig	schwach	---	5% (150-400 µm)
2750B	Ivrea-Zone Finero- Komplex	<u>Meta-Gabbro</u> 70% Plag, 20% Kpx 10% Plag-Kpx-Myrm	>600° → ~400°C	64-70	häufig	lokal häufig	---	A, P häufig	schwach	selten	70% (20-300 µm)

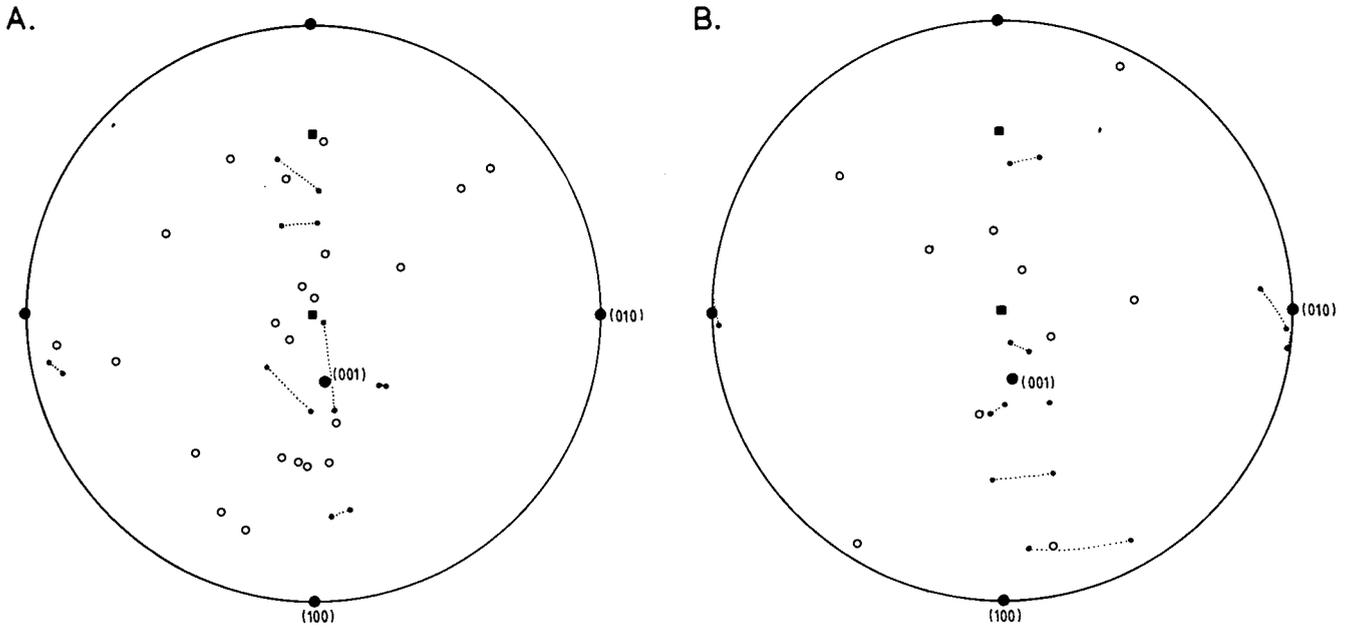


Abb. 4: Orientierungen von Knickbandgrenzen und Drehachsen der Verknickung der Proben 2061 (A) und 1146 (B) relativ zum Kristallgitter. Punkte = Knickbandgrenzen. Jeweils beide Orientierungen relativ zu den beiden benachbarten verknickten Bereichen sind dargestellt und durch punktierte Linien verbunden. Kreise = Drehachsen zwischen zwei benachbarten Bereichen. 22 bzw. 10 Knickbänder. Stereographische Projektion entsprechend Abb. 2B. Verknickung entsprechend Abb. 5B.

gesehen davon vermeiden sie jedoch verzwilligte Kristallbereiche, wie es auch von experimentell deformiertem Plagioklas beschrieben worden ist (BORG & HEARD, 1970). Beides deutet darauf hin, daß Deformation bei vermutlich nur leicht unterschiedlichen Bedingungen entweder Druckverzwilligung oder aber Deformationslamellen (falls z. B. der Kristall für Verzwilligung ungünstig orientiert ist) hervorrufen kann.

- 5) Bei gekrümmtem Gitter behalten die Deformationslamellen ihre kristallographische Orientierung und sind ebenfalls gekrümmt. Es ist unklar, ob sie zusammen mit dem Gitter gekrümmt worden sind oder das bereits verbogene Gitter durchsetzen und dabei streng von der Kristallographie kontrolliert werden.
- 6) In verknickten Bereichen mit Knickbandgrenzen ungefähr parallel (001) und Gleitebenen parallel (010), treten Deformationslamellen parallel zu (010) auf.

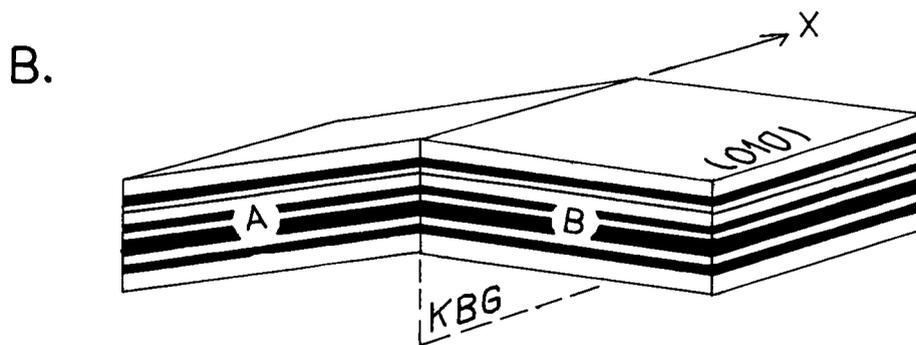
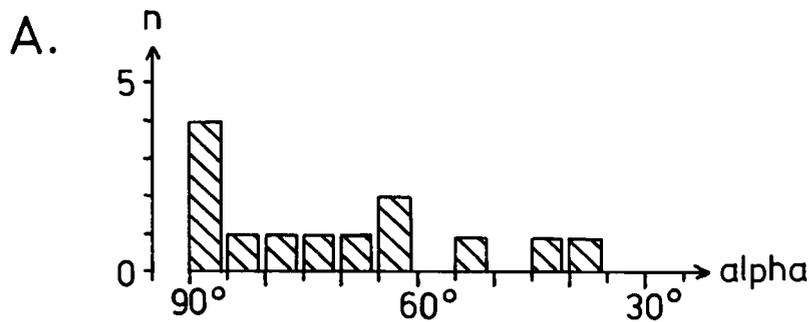


Abb. 5

- A) Winkel zwischen der Drehachse (x) und dem Pol der zugehörigen Knickbandgrenze (KBG). Messungen wie in Abb. 4. Bei $\alpha = 90^\circ$ liegt die Drehachse in der Knickbandgrenze.
- B) Schematische Skizze eines verknickten Plagioklaskorns, mit (010) = Gleitebene, x = Drehachse der Verknickung und KBG = Grenze zwischen den verknickten Bereichen A und B.

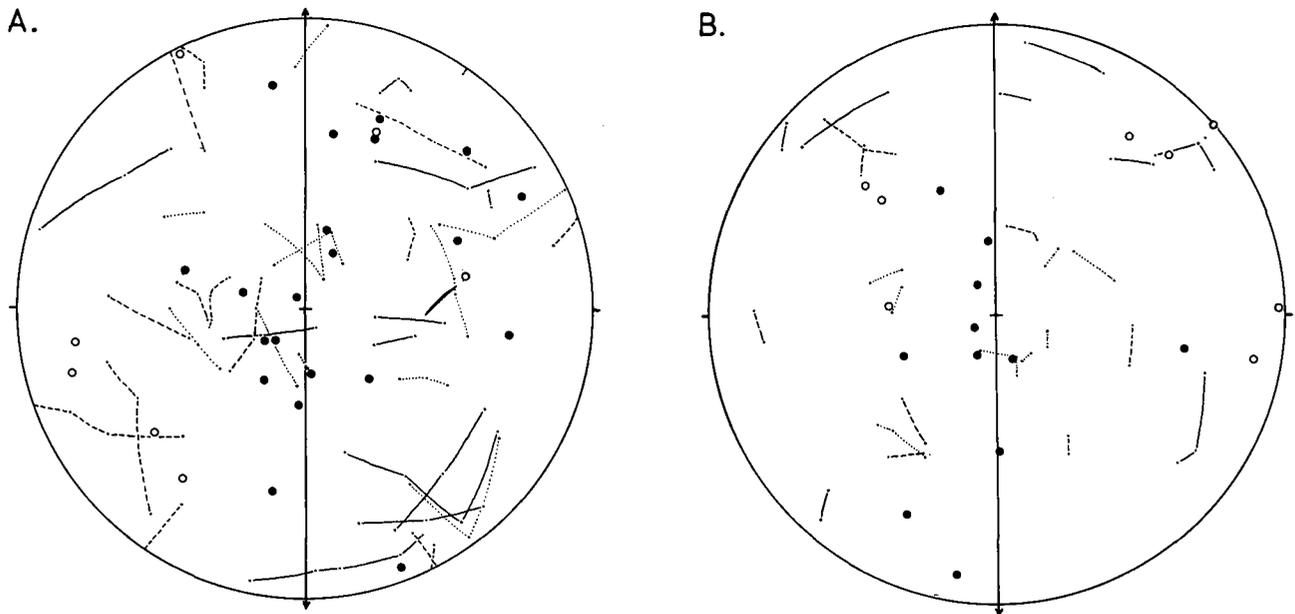


Abb. 6: Orientierungen von Knickbandgrenzen, Drehachsen und kristallographischen Richtungen der verknickten Plagioklaskörner relativ zum Strain. Vertikale Linie = Plättungsebene, mit der Streckungsrichtung = N-S; offene Kreise = Pole der Knickbandgrenzen; geschlossene Kreise = Drehachsen der Verknickung; Punkte, mit durchgezogenen Linien verbunden = (010)-Pole der verknickten Bereiche; Punkte, mit gestrichelten Linien verbunden = (001)-Pole; Punkte, mit punktierten Linien verbunden = α -Richtungen. Messungen wie in Abb. 4, stereographische Projektion. A = Probe 2061; B = Probe 1146.

Wie beim Quarz können also auch beim Plagioklas die Deformationslamellen an eine Gitterverknickung gebunden sein.

Die Deformationslamellen sind zumindest teilweise vom Streßfeld abhängig. Abb. 3A zeigt, daß sich die Lamellenpole innerhalb eines 45°-Kleinkreises ungefähr um die Hauptdruckrichtung anordnen. Daß sie innerhalb dieses Kleinkreises weit streuen (und sich nicht deutlicher im 45°-Winkel zur Hauptdruckrichtung, also einer Position stärkster Scherung anordnen) mag daran liegen, daß die in der Probe lokal auftretenden Scherebenen sehr variabel orientiert sein können. Daß die Lamellen sich annähernd parallel zu diesen Scherebenen ausbilden, kann im Dünnschliff erkannt werden.

Noch deutlicher jedoch als von den Scherebenen werden die Lamellen von der Kristallographie kontrolliert. In Abb. 3B ist für die Pole von 79 Deformationslamellen eine inverse Polfigur dargestellt. Die Pole liegen bevorzugt in der Zone $[100]$ (und zwar im „positiven“ Quadranten), mit zwei Maxima nahe (001) und (021), und einem angedeuteten Maximum nahe (010). Bezeichnenderweise fallen diese Maxima nicht genau mit (001), (021) bzw. (010) zusammen sondern weichen um ca. 5–10° von ihnen ab. Ähnliches ist vom Quarz bekannt, dessen „sub-basal“-Lamellen entsprechende Abweichungen von der Basisfläche des Quarzes zeigen (AVÉ LALLEMENT & CARTER, 1971). Im Gegensatz zu diesen Orientierungen fanden BORG & HEARD (1969, 1970) in experimentell deformiertem Plagioklas (ähnlicher Zusammensetzung) Lamellenpole nahe den Zonen $[312]$ und $[110]$ bzw. im 30°-Radius um $[001]$, und schockinduzierte Lamellen aus meteoritischem Plagioklas nehmen stark variable Positionen ein (STÖFFLER, 1967; CHAO, 1968).

Die Beziehungen der Deformationslamellen zu Verknickungen und zur mechanischen Verzwilligung weisen die Lamellen als Deformationstexturen aus, die auf Gleitprozesse im Gitter zurückgehen. Zudem ist an experimentell erzeugten Lamellen elektronenmikrosko-

pisch nachgewiesen worden, daß sie z. T. Bündel von Mikrobrüchen und planare Anordnungen von Versetzungen darstellen (MARSHALL & MCLAREN, 1977b). Wir können die Deformationslamellen im Plagioklas – äquivalent zu denen im Quarz – als Ergebnis einer vor allem scherenden Verformung auffassen, unter im wesentlichen grünschieferfaziellen Bedingungen, bei denen der Plagioklas nicht mit Rekristallisation (oder auch Polygonisation) auf die Deformation reagieren kann.

Auffallend ist auch, daß nur in Plagioklasen mit einem An-Gehalt von ca. 44–56 % Deformationslamellen auftreten (Tabelle 1), obwohl in anderen Proben Na- oder Ca-reicherer Plagioklas durchaus stark genug deformiert erscheint (z. B. unter Ausbildung von Knickbändern), um die Bildung von Deformationslamellen zu erlauben. Aber auch in experimentell deformiertem Plagioklas sind Deformationslamellen bisher nur bei Kristallen mit einem An-Gehalt zwischen 37 % und 77 % gefunden worden (BORG & HEARD, 1969, 1970).

3.1.3. Knickbänder

Verknickung in Kristallen ist als ein Vorgang definiert, bei dem Gleitung bevorzugt auf nur einer kristallographischen Ebene abläuft und der Kristall in deutlich voneinander abgegrenzte Bänder mit Grenzflächen ungefähr senkrecht zur Gleitebene unterteilt wird (HOBBS et al., 1976). Verknickung ist sowohl von natürlich als auch von experimentell deformiertem Plagioklas unterschiedlicher Zusammensetzung berichtet worden. In den Proben, die im Rahmen dieser Studie untersucht worden sind und bei denen Plagioklas nicht von später Rekristallisation überprägt worden ist, treten Knickbänder häufig auf (Tab. 1). Sie besitzen folgende Eigenschaften (Abb. 8B):

- ① Sie sind häufig an Bereiche mit Zwillingslamellierung gebunden (polysynthetische Albit- aber auch Periklin-Zwillinge).

- ② Die Kristalle sind meist in zwei oder drei, selten mehr Bereiche verknickt.
- ③ Der Knickwinkel reicht bis gut 25° hinauf.
- ④ Sowohl die Pole der Knickbandgrenzen als auch die Drehachsen der Verknickung liegen überwiegend in oder nahe der (010)-Ebene (Abb. 4).
- ⑤ Die Drehachsen der Verknickung (Abb. 5A) liegen teils in den Knickbandgrenzen ($\alpha = 90^\circ$) teils aber auch deutlich außerhalb ($\alpha \ll 90^\circ$).

Die generelle Orientierung der Drehachsen in (010) und der Knickbandgrenzen senkrecht zu (010) kann als Indiz dafür gelten, daß während der Verknickung Gleitung bevorzugt auf (010) abgelaufen ist. Genauso können die zu (010) \pm parallelen Knickbandgrenzen und die zu [010] parallelen Drehachsen als Indiz für (001)/b/-Gleitung bzw. Gleitung senkrecht zu [010], möglicherweise auf (001), genommen werden. Dies stimmt mit bisher publizierten Ergebnissen überein, daß nämlich im Zusammenhang mit Verknickung sowohl bei experimentell als auch bei natürlich deformiertem Plagioklas unterschiedlicher Zusammensetzung (010) dominierende Gleitebene ist (BORG & HEARD, 1969, 1970; DEBAT et al., 1978; GOODE, 1978; MARSHALL & MCLAREN, 1977b; SEIFERT, 1965; VERNON, 1975). MARSHALL & MCLAREN geben für experimentell verformten Plagioklas der Zusammensetzung An_{50} (001)/b/-Gleitung bei Verknickung an. Zusätzlich fanden BORG & HEARD für experimentell erzeugte Knickbänder die irrationale N_1 -Schubrichtung der Albit-Verzwilligung als Gleitrichtung.

Die in Abb. 4A und B dargestellten Parameter der Verknickung geben kein so eindeutiges Bild. Unter der Voraussetzung, daß die Gleitrichtung senkrecht auf der Drehachse der Verknickung steht, lassen sich aus Abb. 4A und B die verschiedensten Gleitrichtungen in (010) ableiten, nur selten jedoch N_1 , das ja für An_{44-48} ungefähr parallel zur Normalen auf (001) und für An_{10} nahe [001] liegt. Ein ähnliches Bild ergibt sich, wenn man annimmt, daß die Knickbandgrenzen ungefähr senkrecht zur Gleitrichtung liegen: In einigen Fällen zwar liegt die Drehachse parallel zur Schnittlinie zwischen der angenommenen Gleitebene (010) und der Knickbandgrenze, aber auch dann nehmen die (senkrecht zur Gleitebene vermuteten) Gleitrichtungen auf (010) beliebige Positionen ein. In Abb. 6A und B ist die Kristallographie der verknickten Plagioklase in Bezug auf das Strainsystem der beiden Proben dargestellt. Trotz des vorhandenen Schnitteffektes (die Messungen wurden an zwei Schliffen bzw. einem Schliff vorgenommen) wird deutlich, daß sich die Drehachsen der Verknickung an der mittleren Strainachse Y orientieren. Auch an einzelnen Kristallen läßt sich zeigen, daß die Orientierung der Verknickung von der Deformation mit beeinflußt wird.

Insgesamt scheint ein unterschiedlicher An-Gehalt keinen gravierenden Einfluß auf die Beziehung zwischen Verknickung und Kristallographie zu haben, auch wenn im Dünnschliff bei An-Gehalten ab Andesin aufwärts sich die Grenzen zwischen Knickbändern und Subkörnern verwischen. In jedem Fall halten sich die Knickbandgrenzen enger an die Zone [010] als die Drehachsen. (010) und untergeordnet (001) sind Gleitebenen der Verknickung. Im Gegensatz zu experimentell verformtem Plagioklas nehmen die Gleitrichtungen jedoch sehr variable Orientierungen in diesen Ebenen ein.

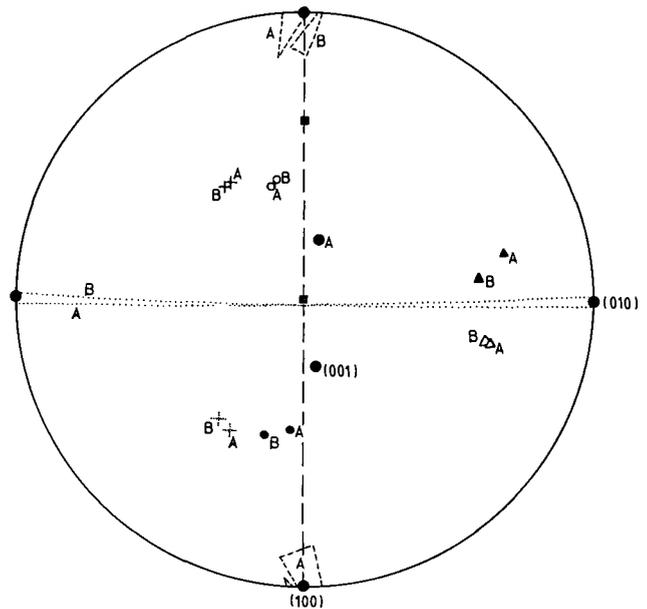


Abb. 7: Kristallographische Orientierung von zwei Albit-Karlsbad-Zwillingen aus der Probe 801. Dabei befindet sich der unverzwilligte Kristallbereich in „normierter“ Position entsprechend Abb. 2B. Punktierte Kreuze, offene Dreiecke und Kreise = β , γ und α der beiden unverzwilligten Kristallbereiche A und B; Kreuze, geschlossene Dreiecke und geschlossene Kreise = β , γ und α der entsprechenden Zwillinge A und B; gestrichelte Linie = Verwachsungsebene (010); punktierte Linien = Zwillings Ebenen (100); gestrichelte Dreiecke = Fehlerdreiecke für die Zwillingsachsen (\perp [001] in (010)).

3.1.4. Deformationszwillinge

Deformationszwillinge kommen in metamorphem Plagioklas häufig vor und sind auch experimentell erzeugt worden (z. B. MÜGGE & HEIDE, 1931; BORG & HANDIN, 1966; BORG & HEARD, 1969, 1970; STARKEY & BROWN, 1964). Es wird angenommen, daß die „Leichtigkeit“, mit der ein Deformationszwilling erzeugt werden kann, vor allem mit dem Abstand zwischen dem ursprünglichen Platz eines Atoms und seinem späteren Platz im Zwilling („Schiefe“) zusammenhängt (siehe hierzu BORG & HANDIN, 1966; GAY, 1956; SMITH, 1958). Man geht deshalb davon aus, daß i. w. nur Zwillinge nach dem Albit- und Periklingesetz auf mechanische Weise entstehen können (siehe TRÖGER, 1969, 722–724). Kriterien zur Unterscheidung der Deformations- von Wachstumszwillingen sind beschrieben worden (VANCE, 1961; VERNON, 1965; VOGEL & SEIFERT, 1965; BORG & HEARD, 1969; BORG, pers. Mitt. in: SMITH, 1974b, S. 348):

- 1) Vor allem Linsenformen, bzw. im Querschnitt Spindelformen, sind charakteristisch für Deformationszwillinge, sowohl beim Plagioklas als auch bei anderen Mineralen, z.B. beim Calcit (SCHMID, 1982).
- 2) Die Lamellen sind dünn, enggeschart und bedecken unregelmäßig begrenzte Kristallbereiche.
- 3) Die Lamellen sind oft an Zonen erhöhten Strains gebunden. Sie beginnen an Korngrenzen, Einschlüssen, Subkorngrenzen, Knickbandgrenzen oder Brüchen.
- 4) Albit- und Periklin-Deformationszwillinge sollten statistisch in gleicher Anzahl auftreten, da in jeweils einem Korn der Aktivierungsstreß für beide Zwillingsarten annähernd gleich groß ist.
- 5) In einem Gestein sollten Plagioklas-Körner mit mechanischer Verzwilligung eine Vorzugsregelung aufweisen.

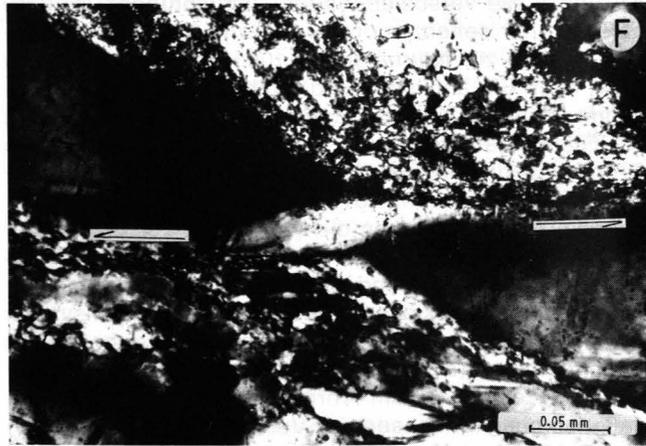
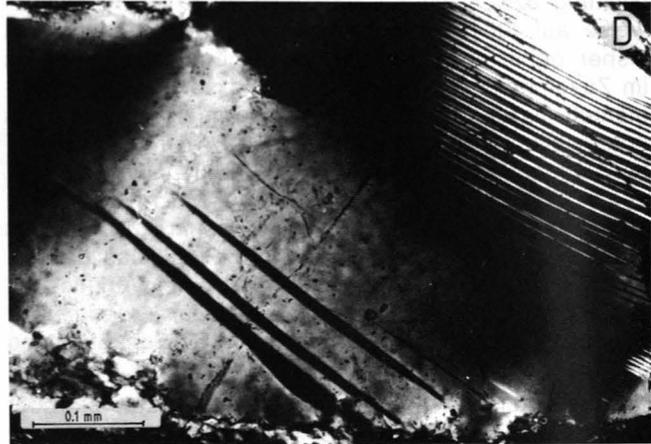
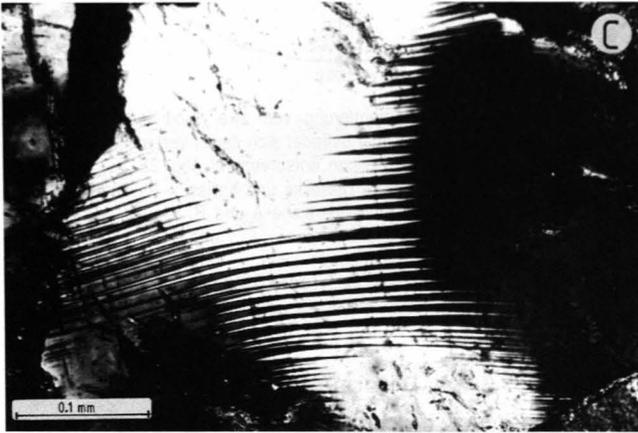
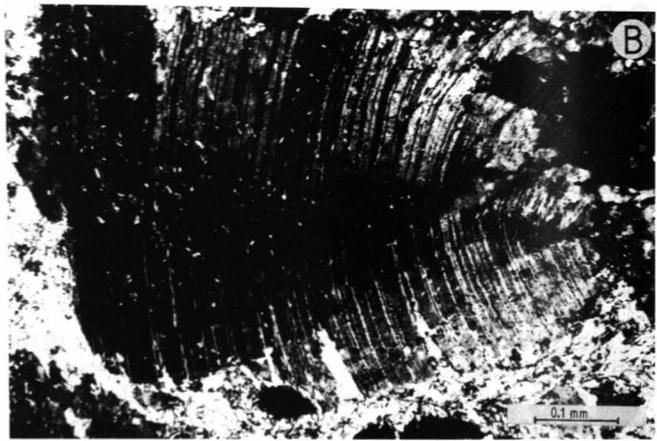
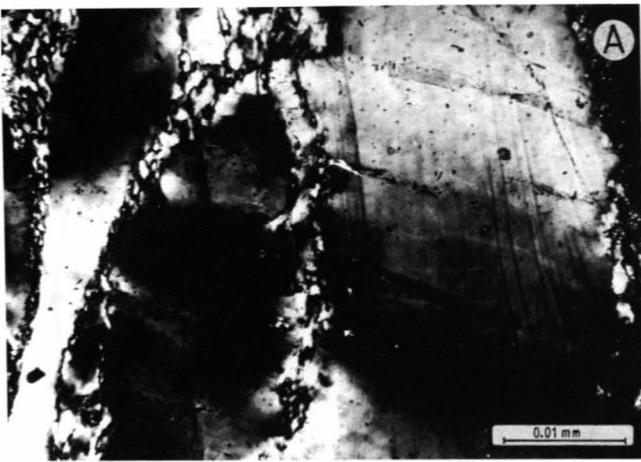


Abb. 8: Deformationstexturen im Plagioklas.

- A) In schmale Deformationsbänder zerlegter Andesine/Labradorit. Die Grenzen zwischen den Bändern sind von feiner Suturierung und Rekristallisation überprägt. Die schmalen dunklen Streifen im rechten Teil des Kristalls stellen straff parallel verlaufende Deformationslamellen dar. Probe 801, \times Nicols.
- B) Verknickter Albit mit (010) als Gleitebene und ca. (001) als Knickbandgrenze. Probe 2061, \times Nicols.
- C) Enge Verzahnung zwischen einem nach dem Albit-Gesetz verzwillingten Bereich (weiß, Bildmitte) und dem „Wirtskristall“. Typische Form mechanischer Zwillinge: im Kornzentrum verdickt, zum Rand hin auskeilend. Andesine/Labradorit-Korn der Probe 801, \times Nicols.
- D) Albit-Karlsbad-Zwillingslamellen (dunkle Lamellen; typische Form mechanischer Zwillinge) in einem Andesine/Labradorit-Korn. Im rechten oberen Bildbereich: Albit-Deformationszwillinge, mit der gleichen Verwachsungsebene wie die Albit-Karlsbad-Lamellen, aber mit anderer kristallographischer und optischer Orientierung. Probe 801, \times Nicols.
- E) Durch lokalen Streß an der Kante eines Granatkristalls verzerrtes Plagioklasgitter. Bereiche gleicher Gitterverdrehung ordnen sich konzentrisch um die Spitze des Granats an. Im rechten oberen Teil des Plagioklasgitter sind mechanische Zwillinglamellen entwickelt, die aufgrund des schrägen Anschnitts unscharfe Ränder zeigen. Labradoritkristall der Probe 1093, \times Nicols.
- F) An der E-W verlaufenden Scherbahn versetzter Andesine/Labradorit-Kristall. Eng an der Scherbahn ist das Plagioklas-Gitter stark verdreht. Die Pfeile geben den sinistralen Schersinn an. Probe 801, \times Nicols.

SMITH (1974b, S. 346) glaubt, daß Gestalt und Textur mechanischer Zwillinge vom Ordnungsgrad, von der Temperatur, Anwesenheit von OH-Gruppen und von der lokalen Streßverteilung abhängen.

In den untersuchten Proben treten i.w. sowohl Albit- als auch Periklin-Deformationszwillinge häufig auf, und zwar relativ unabhängig von der Plagioklas-Zusammensetzung. Das ist auch von experimentell deformiertem Plagioklas bekannt (BORG & HEARD, 1970). Diese Autoren schließen daraus, daß der für Verzwillingung erforderliche minimale Scherstreß ("critical resolved shear stress") sowohl für das Albit- als auch für das Periklin-gesetz relativ unabhängig von der chemischen Zusammensetzung des Plagioklases ist. Eine Ausnahme bildet der Albit. Die in den albithaltigen Proben auftretenden Zwillinge sind zwar auch dünn und enggeschart, aber alle anderen Druckzwilling-Charakteristika fehlen. Sie werden deshalb als Wachstumszwillinge gedeutet. Es wird angenommen, daß der Albit zur Zeit der Deformation unter Bedingungen der mittleren bis höheren Grünschieferfazies weitgehend geordnet war. Und in geordnetem Albit ist mechanische Verzwillingung nicht möglich, da hierbei eine völlig andere Kristallstruktur erzeugt werden müßte (LAVES, 1952a,b; STARKEY, 1963, 1967).

Vielfältige Zwillingstexturen kommen vor allem in den Meta-Gabbro-Proben mit intermediärem Plagioklas vor, die unter Bedingungen der unteren Amphibolit- bis mittleren Grünschieferfazies sehr kräftig deformiert worden sind. Neben den oben genannten typischen Erscheinungsformen von Deformationszwillingen treten zusätzlich noch folgende Texturen auf:

- 1) Es gibt Übergänge von Albit- und Periklinlamellen zu schmalen Knickbändern, d.h. ein Knickband geht an einem Ende in eine Zwilling-„Verzahnung“ über.
- 2) Zahlreiche Zwillinglamellen können sich entlang einer Zone vereinen und einen großen Zwillingbereich bilden. Oft sind Körner entlang einer verzahnten Naht in zwei gleich große Zwillingshälften unterteilt (Abb. 8C).
- 3) In einem grob verzwillingten Bereich können wiederum feine Druckzwillinge auftreten. Sie stellen eine zweite Zwillingsgeneration dar, besitzen die gleiche Orientierung wie der unverzwillingte Bereich („Rückverzwillingung“).
- 4) Die „Verzahnungsnah“ zwischen zwei großen Zwillingbereichen kann kontinuierlich in eine Knickbandgrenze übergehen.
- 5) Schmale, auskeilende Deformationszwillinge können auch in Deformationslamellen übergehen (siehe Kapitel 3.1.2.).
- 6) Neben Zwillingen nach dem Albit- und Periklingesetz kommen Zwillinge nach dem Albit-Karlsbad-Gesetz vor, die ebenfalls als Deformationszwillinge gedeutet werden können.

Die Optik und Kristallographie dieser zusammen mit Albit- und Periklinzwillingen auftretenden Lamellen ist in zwei Beispielen in Abb. 7 dargestellt. Auch wenn die relativ schmalen Zwillinge nicht ganz exakt vermessen werden können, ist doch die Richtung $\perp[001]$ in (010) als Zwillingachse deutlich. Zusammen mit (010) als Verwachsungsebene ergibt sich als Verzwillingung das Albit-Karlsbad-Gesetz (= Roc Tourné-Gesetz nach BURRI et al.; eine kritische Diskussion dieses Namens gibt SMITH, 1974b, S. 327ff.). Dieses Komplexgesetz soll in Metamorphiten nicht auftreten (siehe TRÖGER,

1969), kommt aber in Vulkaniten und Plutoniten häufig vor (GORAI, 1951). Von Eukrit-Fragmenten aus Meteoriten beschreiben SUWA & YAGI (1979) Albit-Karlsbad-Zwillinge mit bis zu 60 % Häufigkeit (gegenüber anderen Gesetzen).

Die in den Proben 1146, 801, 2843A, 2842B, 2842C und 2748 auftretenden Albit-Karlsbad-Zwillinge lassen sich wie folgt charakterisieren:

- 1) Sie treten als spindelförmige, bis zu 30 μm breite Lamellen (häufig drei oder vier parallel zueinander) auf. Das Längen-Breiten-Verhältnis ist ca. 10 : 1. Die Spindeln liegen im Korninneren und keilen zum Rand hin aus (Abb. 8D).
Das Auskeilen von Zwillinglamellen an Kornrändern deutet darauf hin, daß der Kristall in seinem Kern besser mit Verzwillingung auf den Streß reagieren kann als am Rande. Dort überwiegen Gleitmechanismen, die bei niedrigen Temperaturen relativ schwerer aktiviert werden können (SCHMID, 1982; TURNER et al., 1954). Nach ihrer Orientierung im Kristall und ihrer Gestalt müssen die Albit-Karlsbad-Zwillinge als Druckzwillinge interpretiert werden. Das Gleitsystem, das sich aus der Zwillingssymmetrie [Verwachsungsebene = (010); Zwillingsebene = (100); Zwillingachse = $\perp[001]/(010)$] ableiten läßt, besteht aus der Gleitebene (010) und der Gleitrichtung [001]. Es ist jedoch fraglich, ob eine solche Zwillingsgleitung wirklich stattfinden kann, bei der zwar die Zwillingachse rotational ist (wie beim Albit-Zwilling), aber bei der sich der Zwilling gegenüber dem Wirtskristall um eine Achse nicht parallel (wie beim Albit- und Periklingesetz) sondern senkrecht zur Verwachsungsebene verdreht. Hinzu kommt, daß die „Schiefe“ der Verzwillingung (siehe hierzu BORG & HANDIN, 1966) mit 26° relativ hoch liegt. Im Vergleich dazu zeigen sowohl Albit- als auch Periklinzwillinge eine „Schiefe“ von ca. 4°, die sich auch mit der chemischen Zusammensetzung und dem Ordnungsgrad nicht merklich ändert (DONNAY, 1943; GAY, 1956; SMITH, 1958). BORG & HANDIN (1966) und SMITH (1974b, S. 345) nehmen an, daß deshalb lediglich Albit- und Periklinzwillinge durch Deformation gebildet werden können. Offen bleibt, ob ein Albit-Karlsbad-Zwilling sich auf mechanische Weise vielleicht bei erhöhten Temperaturen bilden kann. Immerhin dürften alle Proben mit dieser Verzwillingung eine frühe Deformation unter Bedingungen der oberen Amphibolitfazies erlitten haben. In jedem Fall ist jedoch auf Grund der Zwillingausbildung klar, daß es sich bei den Zwillingen nicht um das Ergebnis von zwei einzelnen, miteinander kombinierten Albit-Karlsbad-Verzwillingungen handelt, wie es z. B. SMITH (1974b, S. 326) aus den von GORAI (1951) beschriebenen gleichen Häufigkeiten von Albit-Karlsbad- als auch Albit- und Karlsbad-Zwillingen in plutonischen Gesteinen folgert.
- 2) In 11 von ca. 200 Kristallen mit einer zur Erkennung von Albit-Karlsbad-Zwillingen geeigneten Orientierung in Probe 801 konnte diese Verzwillingung identifiziert werden. Stets waren die unter 1) beschriebenen Charakteristika vorhanden.
- 3) Die Albit-Karlsbad-Zwillinge sind älter als die Albit- (und vermutlich auch als die Periklin-) Zwillinge, denn:
 - a) Dort, wo die Grenze eines linsigen Albit-Karlsbad-Zwilling leicht schräg zu (010) orientiert ist

und an Albit-Lamellen grenzt, gehen diese Lamellen zwar nicht durch den Albit-Karlsbad-Zwilling hindurch, laufen aber noch ein wenig in ihn hinein.

- b) Die Zwillinge treten nur in „Altkörnern“ auf, nie in Rekristallisaten, die wiederum Albit- und Periklin-Deformationszwillinge aufweisen. Sie durchsetzen grobe Altkörner meist in ganzer Länge und keilen an beiden Korngrenzen aus.
- c) Die Albit-Karlsbad-Zwillinge werden von Scherflächen versetzt, an denen wiederum Albitlamellen ansetzen. Da in Probe 801 die Albitlamellen häufig mit solcher Zerschering oder Verknickung entstanden sind, die wiederum – wenn überhaupt – nur feinste Rekristallisation zeigen, d. h. da also die Albitlamellen sich zumindest in ihrer überwiegenden Zahl bei Temperaturen von höchstens ca. 500°C gebildet haben, und da die Deformation bei sinkenden Temperaturen abließ, kann gefolgert werden, daß die Albit-Karlsbad-Zwillinge sich – zumindest in ihrer überwiegenden Zahl – bei Temperaturen über 500° gebildet haben.
- 4) Die Albit-Karlsbad-Zwillinge treten nur in den Meta-Gabbro-Proben der Ivrea-Zone auf, und auch dort nur in Plagioklasen der Zusammensetzung An_{44-60} .

Vor allem in den Proben, die im Bereich der oberen Grünschieferfazies intensiv deformiert worden sind, wird der enge Zusammenhang deutlich, der zwischen Verknickung, Druckverzwillingung und der Bildung von Deformationslamellen besteht. Alle drei Phänomene können konkurrierend zueinander auftreten. Die eigentliche Ursache bleiben stets Gleitvorgänge auf verschiedenen kristallographischen Flächen, vor allem auf (001) und (010). Auch in experimentell deformiertem Plagioklas ersetzen sich – je nach Lage im Streßfeld – die mechanische Albitverzwillingung und (010)-Gleitung als Ausdruck des (010)/ N_1 -Systems (N_1 = irrationale Gleitrichtung als Schnittlinie von (010) mit der von b und b^* gebildeten Ebene [BORG & HEARD, 1970]). Dieses Gleitsystem ist ja auch in natürlich deformiertem Plagioklas als aktiv erkannt worden. Die Orientierung von Knickbändern und Deformationslamellen (Abb. 4 und 3) macht jedoch deutlich, daß auch die Periklin-Zwillinggleitung (Rhombischer Schnitt = Gleitebene, b = Gleitrichtung) in natürlich deformiertem Plagioklas als Gleitsystem für Versetzungen aktiv sein kann.

3.1.5. Polygonisation und Rekristallisation

Es ist bekannt, daß sich Plagioklas in natürlich deformierten Gesteinen im grünschieferfaziellen Bereich weitgehend starr und im amphibolitfaziellen Bereich und bei noch höheren Temperaturen plastisch verhält (VOLL, 1968, 1976, 1980; OLSEN & KOHLSTEDT, 1985; WHITE et al., 1980). Die Grenze zwischen Grünschiefer- und Amphibolitfazies markiert auch ungefähr den Beginn der Plagioklas-Rekristallisation. Nach VOLL (1976, 1980) liegt diese Grenze bei ca. 500°C. Polygonisation scheint – ähnlich wie beim Quarz (VOLL, 1976) – schon bei etwas tieferen Temperaturen als Rekristallisation einzusetzen.

Im Rahmen dieser Arbeit soll nur auf einige Orientierungsbeziehungen zwischen Altkörnern, Rekristallisaten und Subkörnern und deren Grenzflächen hingewiesen werden, deren Kenntnis zu einem besseren Verständnis des Plagioklas-Regelungsverhaltens beiträgt.

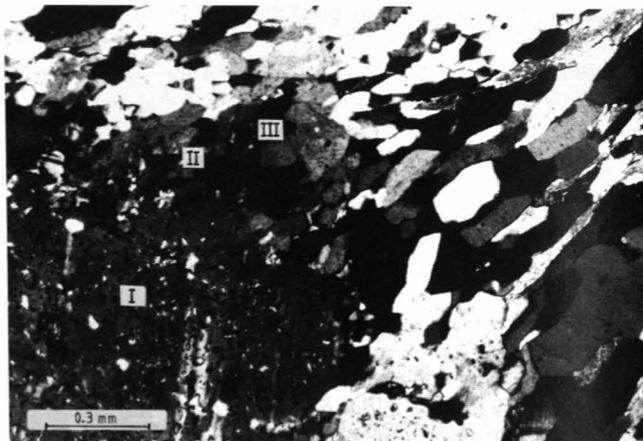


Abb. 9: Albit-„Altkorn“ (Bereich I), randlich polygonisiert (Bereich II) und rekristallisiert (Bereich III). Im nach rechts ansetzenden Streckungshof ist Albit neu gewachsen.
Probe 2767; \times Nicols.

3.1.5.1. Orientierungsbeziehung zwischen Altkörnern und Subkörnern/Rekristallisaten

Für das in Abb. 9 dargestellte Albitkorn (Bereich I) sind in Abb. 10A zusammen mit dem Strainsystem die kristallographische Orientierung und die Orientierungen der angrenzenden Subkorn- (II) und Rekristallisationsbereiche (III) dargestellt. Die Rekristallisate sind mit ihren (010)-Polen deutlich auf die Hauptdruckrichtung zu rotiert, während die a -Richtung sich auf die Plättungsebene zu bewegt hat. Da in dieser Probe die Rekristallisate durch Subkornrotation entstanden sind, sollten Gleitprozesse wirksam gewesen sein. Die Verdrehung der Rekristallisate könnte ein Indiz für a -Gleitung auf (010) sein. Die für alle Rekristallisate gemittelte Drehachse liegt in der Plättungsebene und nahe der Streckungsrichtung von Muskovit und Biotit und annähernd senkrecht zur Stengelung der Probe (= Streckungsrichtung des Quarzes). Es bleibt unklar, ob diese subvertikale Lage der Drehachse zur (späten) Stengelung (und Quarz-Streckung; siehe KRÜHL, 1986a) auf einen entsprechenden Strain-Einfluß hinweist oder aber durch die (010)/ a -Gleitung erzwungen ist. Mit anderen Worten: Hängt das Gleitsystem wesentlich von der Lage des Strains ab oder aber agiert das Gleitsystem relativ unabhängig vom Strain (und abhängig von anderen Faktoren, wie z. B. Temperatur und Plagioklaszusammensetzung)?

Die Subkörner (Bereich II) weichen insgesamt zwar nur leicht aber doch deutlich gerichtet von der Altkornorientierung ab: bezogen auf den Strain entgegengesetzt zu den Rekristallisaten des Bereichs III. Bezogen auf das Altkorn drehen sich die Subkorn-Gitter um eine Achse irrationaler Richtung im sphärischen Dreieck zwischen (001), (010) und (100) (Abb. 10A). Es ist interessant, daß diese statistische Drehachse wenig zu tun hat mit der tatsächlichen Drehung jedes einzelnen Subkorns. In Abb. 10B sind die kristallographischen Orientierungen (und zwar (001), (010) und a) von 4 der 15 vermessenen Subkörner relativ zur Orientierung des Altkorns dargestellt. Alle Subkörner weichen systematisch vom Altkorn ab. Das soll anhand dieser vier Subkörner exemplarisch gezeigt werden:

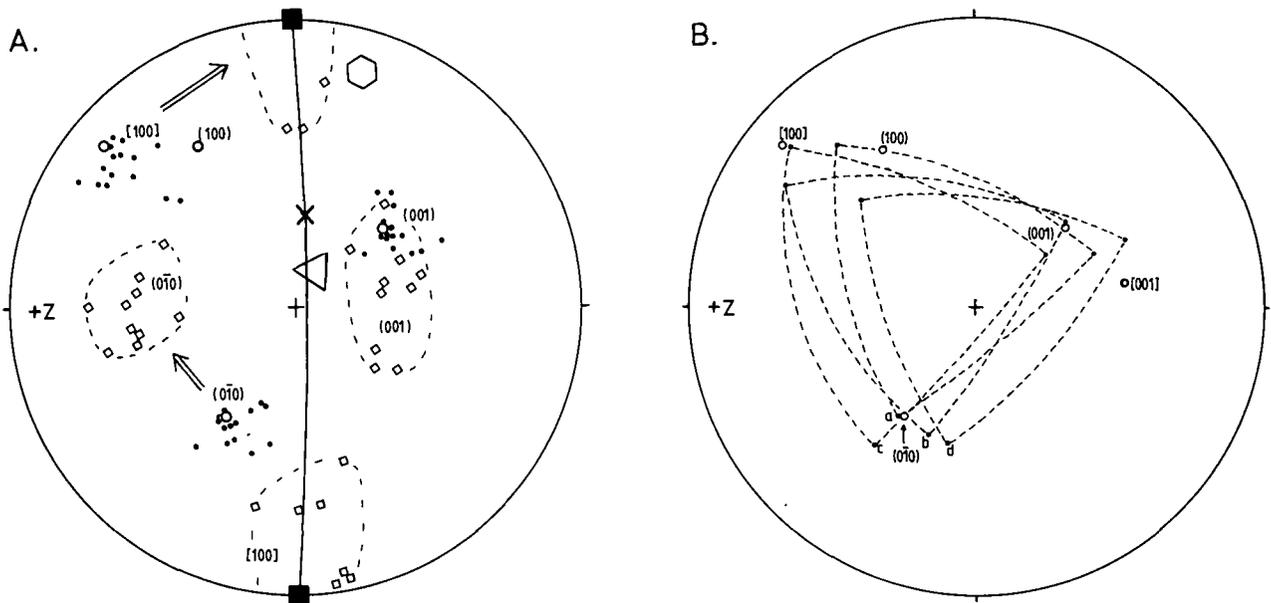


Abb. 10:

A) Beziehungen zwischen der Lage des Strainsystems und der Orientierung eines Albitblasten und der aus ihm entstandenen Subkörner und Rekristallite. Durchgezogene Linie = Plättungsebene; x = Glimmerstreckung; geschlossenes Quadrat = Stenglung der Probe; offene Kreise = kristallographische Ebenen und Richtungen des Albitblasten; Punkte = $(0\bar{1}0)$, (001) und $[100]$ der Subkörner; offene Quadrate = $(0\bar{1}0)$, (001) und $[100]$ der Rekristallite; Z = Plättungsrichtung; offenes Dreieck = mittlere Drehachse der Rekristallite vom Altkorn weg; offenes Sechseck = mittlere Drehachse der Subkörner vom Altkorn weg. Messungen aus den in Abb. 9 dargestellten Bereichen I, II und III. Probe 2767; stereographische Projektion.
 B) Orientierungen von vier Subkörnern des Bereichs II gegenüber dem Albitblasten. Messungen aus Diagramm A; gleiche Strain-Orientierung.

Korn a: $(0\bar{1}0)$ damit auch die \bar{b} -Richtung verbleiben fast parallel zu $(0\bar{1}0)$ des Altkorns. Die beiden anderen Richtungen sind um ca. 13° gedreht.
 Korn b: (001) bleibt fast parallel zu (001) des Altkorns. Die beiden anderen Richtungen $(0\bar{1}0)$ und a sind um ca. 10° gedreht.
 Korn c: a verbleibt fast parallel zum a des Altkorns. Die beiden anderen Richtungen (001) und $(0\bar{1}0)$ sind um ca. 12° verdreht.

Korn d: Alle drei kristallographischen Richtungen sind gegenüber denen des Altkorns verdreht. Diese Drehung läßt sich aber in zwei Teilbewegungen auflösen, und zwar: eine Drehung um c^* und eine um b .

In Abb. 11 sind in gleicher Weise wie in Abb. 10 die Orientierungen von Sub- und Rekristallitkörnern relativ zur Orientierung des Altkorns dargestellt. Jetzt aber handelt es sich um einen dynamisch rekristallisierten Plagioklas (der Probe 741) der Zusammensetzung An_{50} . Auch hier ist die Situation ähnlich wie beim Albit. Es treten Subkörner bzw. Rekristallite auf, die nur um eine kristallographische Richtung rotiert sind (Korn a: Rotation um b ; Korn b: Rotation um a). Und es gibt Körner, deren Drehung sich in zwei Teilbewegungen auflösen läßt (Korn c: geringe Rotation um b und deutliche Rotation um c^* ; Korn d: Rotation um b und um a). Außerdem treten noch Körner auf, deren Drehung ungefähr um eine Zonenachse erfolgt (Korn e: Zone $[3\bar{1}2]$; Korn f: Zone $[\bar{1}12]$ + leichte Rotation um b ; Korn g: Zone $[\bar{1}\bar{1}2]$).

Es wird allgemein angenommen, daß Deformationstexturen wie z. B. Subkornsgrenzen durch Gleitprozesse im Kristallgitter hervorgerufen werden, daß Gleitung auf einer bestimmten Ebene diese Ebene auf eine Position senkrecht zum Druck zu rotiert und daß Gleitung in einer bestimmten Richtung diese Richtung in die Ebene senkrecht zur Druckrichtung rotiert. Angenommen wird auch, daß verschiedene Gleitsysteme gleichzeitig aktiv sind und daß das Gitter deshalb eine komplexe Drehbewegung durchführt, aus der nicht ohne weiteres auf die aktiven Gleitsysteme geschlossen werden kann. Für den Quarz sind diese Phänomene ausführlich von LISTER (1974) und LISTER et al. (1978) diskutiert worden. Aus den Drehungen einzelner Plagioklas-Subkörner die wirksamen Gleitsysteme zu folgern, sollte deshalb schwierig sein. Allerdings drehen sich die Subkörner – wie oben beschrieben – um genau definierte kristallo-

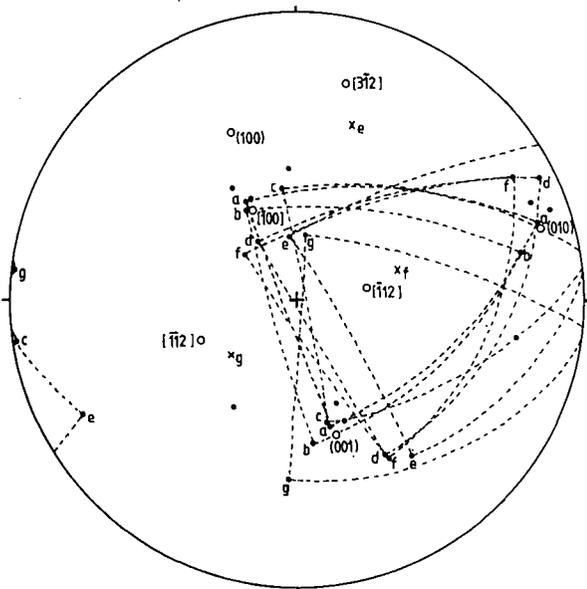


Abb. 11: Beziehung zwischen der Orientierung eines Labradoritblasten (An_{51}) und den Orientierungen der aus ihm entstandenen Subkörner und Rekristallite. Offene Kreise = kristallographische Richtungen, Flächen und Zonen des Blasten; Punkte = (001) , (010) und $[100]$ der Sub- und Rekristallitkörner; x = Drehachsen der Körner e-f vom Blasten weg. Weitere Erklärungen im Text. Probe 741; stereographische Projektion.

graphische Richtungen und nicht – wie zu erwarten wäre – um irgendwelche irrationalen Richtungen. Und außerdem sind diese Drehachsen von Subkorn zu Subkorn sehr unterschiedlich orientiert. Wir können daraus Vorstellungen über die Wirkungsweise der Deformation im Subkornbereich ableiten:

1) In jedem Kristallbereich (der dann zu einem Subkorn wird) entwickelt sich als Reaktion auf die von außen angreifende Deformation des Gitters überwiegend nur ein Gleitsystem. Bei einer Gitterdrehung um b z. B. (Korn a, Abb. 10A) bedeutet dies: Das Gitter ist durch Gleitung in der Zone $[010]$ senkrecht zu b rotiert worden, vermutlich also durch $(001)/a$ -Gleitung. Oder bei einer Gitterdrehung um a (Korn b, Abb. 11) ergäbe sich entweder Gleitung auf (010) in Richtung N_1 (bei An_{50} liegt N_1 ungefähr senkrecht zu a) oder aber eine Gleitung auf dem Rhombischen Schnitt in Richtung b , was der Translationsbewegung bei mechanischer Periklinverzwillingung entspricht. Die $(010)/N_1$ -Gleitung wiederum entspricht der Translation irrationaler Richtung bei der mechanischen Albitverzwillingung, die von BORG & HEARD (1969, 1970) auch als dominierende Gleitrichtung für experimentell verknickten Albit abgeleitet worden ist. Generell dominieren Gleitsysteme, die aufgrund der Kristallographie (geringer Burgers-Vektor, niedrig indizierte Gleitflächen) zu erwarten sind: Gleitung in Richtung a , sowohl auf (010) als auch auf (001) ; $(010)/N_1$ -Gleitung und b -Gleitung auf dem Rhombischen Schnitt.

2) Im Subkornbereich ist das Strebfeld sehr inhomogen. Dafür gibt es verschiedene Hinweise: Wie in Abb. 10 und 11 dargestellt, bezieht sich die Drehung einzelner Subkörner überwiegend nicht direkt auf das äußere Strainsystem (das als Ergebnis des äußeren Strebfeldes aufgefaßt werden kann). Es wird allgemein akzeptiert, daß im Kristallgitter dasjenige Gleitsystem mit der geringsten Aktivierungsenergie dominiert und daß diese Energie – neben anderen Faktoren wie z. B. der Temperatur – vor allem von der Orientierung des Gleitsystems zum Streß abhängt. Völlig verschiedene dominante Gleitsysteme in Subkornbereichen sehr ähnlicher Orientierung könnten deshalb auf ein im Mikrobereich sehr inhomogenes Strebfeld hinweisen. Es kommt noch hinzu, daß in manchen Körnern (z. B. Korn b, Abb. 10B) die vermutete dominante Gleitebene nicht auf eine Position senkrecht zur äußeren Druckrichtung zu rotiert wird sondern genau entgegengesetzt. In solchem Fall müßte die Druckrichtung im Mikrobereich allerdings schon um annähernd 90° gegenüber der äußeren Druckrichtung verdreht sein.

Ob diese Vorstellungen über die Inhomogenität des Strebfeldes im Mikrobereich und die Dominanz jeweils nur eines Gleitsystems richtig sind, läßt sich natürlich mit den vorliegenden Daten nicht klären. In diesem Zusammenhang ist es jedoch interessant, daß die statistischen Plagioklasregelungen, die von WENK et al. (1986) und KRUHL (1987a) präsentiert worden sind, mit ihren Vorzugsregelungen verschiedenster Flächen parallel zur Plättungsebene, sich mit dem Modell einer dominanten Gleitebene pro Kornbereich erklären ließen.

3.1.5.2. Orientierung von Subkorn Grenzen

Von anderen Mineralen, dem Quarz z. B., ist bekannt, daß die Grenzen von Subkörnern – in Abhängigkeit von der Temperatur – kristallographisch orientiert

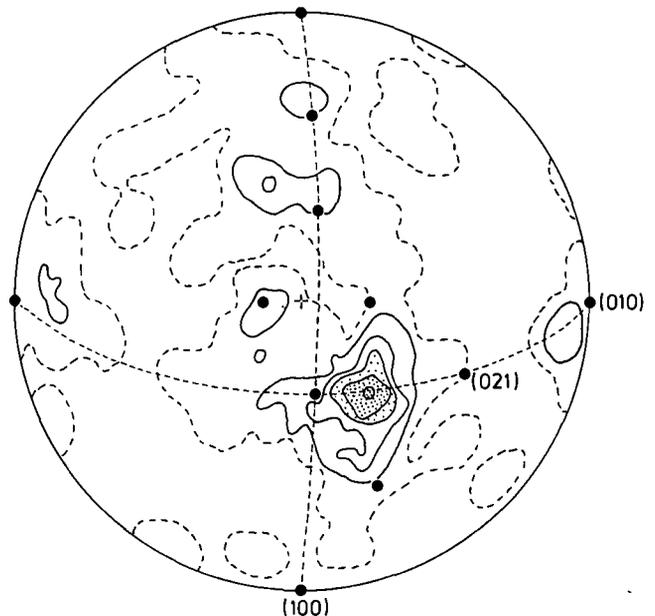


Abb. 12: Orientierung von Subkorn Grenzen relativ zum Subkorn Gitter. Inverse Polfigur, Darstellung entsprechend Abb. 18D. 121 Messungen von Andesinkörnern der Proben 741 und 1146; Konturintervall 2,5; Auszählfläche 1,0.

sind (VOLL, 1968), und es wird angenommen, daß sie sich im allgemeinen senkrecht zu aktiven Gleitrichtungen bilden.

In Abb. 12 sind die Orientierungen von Plagioklas-Subkorn Grenzen (Probe 1146, An_{44-48} und Probe 741, An_{37-52}) relativ zum Kristallgitter dargestellt. Im wesentlichen ordnen sich die Grenzen nahe den Zonen $[010]$ und $[\bar{1}00]$ an. Insbesondere liegen sie nahe (001) . Kleinere Maxima sind parallel zu a , c , $c-a$, N_1 und b ausgebildet. Alle diese Richtungen sind sowohl für intermediären Plagioklas als auch (mit Einschränkungen) für Albit als Gleitrichtungen vermutet worden (siehe dieses Kapitel und Kapitel 3.2.1.). Welche Bedeutung die systematische Abweichung der Mehrzahl der Subkorn Grenzen von (001) besitzt, ist unklar.

Die Kipp- oder Drehwinkel zwischen benachbarten Subkörnern sind gering, wie es von Subkorn Grenzen als Niedrigenergiegrenzen zu erwarten ist (siehe dazu auch GLEITER, 1977 oder SPRY, 1969). 90 % der vermessenen Subkorn-Nachbarn sind nicht mehr als 10° gegeneinander verdreht.

3.2. Gitterrotation

3.2.1. Plagioklas-Deformation an starren Klasten

Wird Plagioklas im Verlauf einer Regionalmetamorphose zwischen anderen Kristallen deformiert, die sich – bei gleicher Temperatur – relativ starrer verhalten als der Plagioklas, so läßt sich das lokale Strebfeld zur dadurch hervorgerufenen lokalen Gitterrotation des Plagioklas (Abb. 8E) in Beziehung setzen. Auf diese Art erhält man detaillierte Hinweise auf Gleitsysteme, ihren Wirkungsbereich, Drehgeschwindigkeiten des Gitters, etc., wie es z. B. für den Quarz demonstriert worden ist (KRUHL, 1986b).

Für zwei Proben mit intermediärem Plagioklas wird im folgenden gezeigt, wie sich das Gitter dreht, wenn die Plagioklas-Kristalle an oder zwischen Granat- bzw.

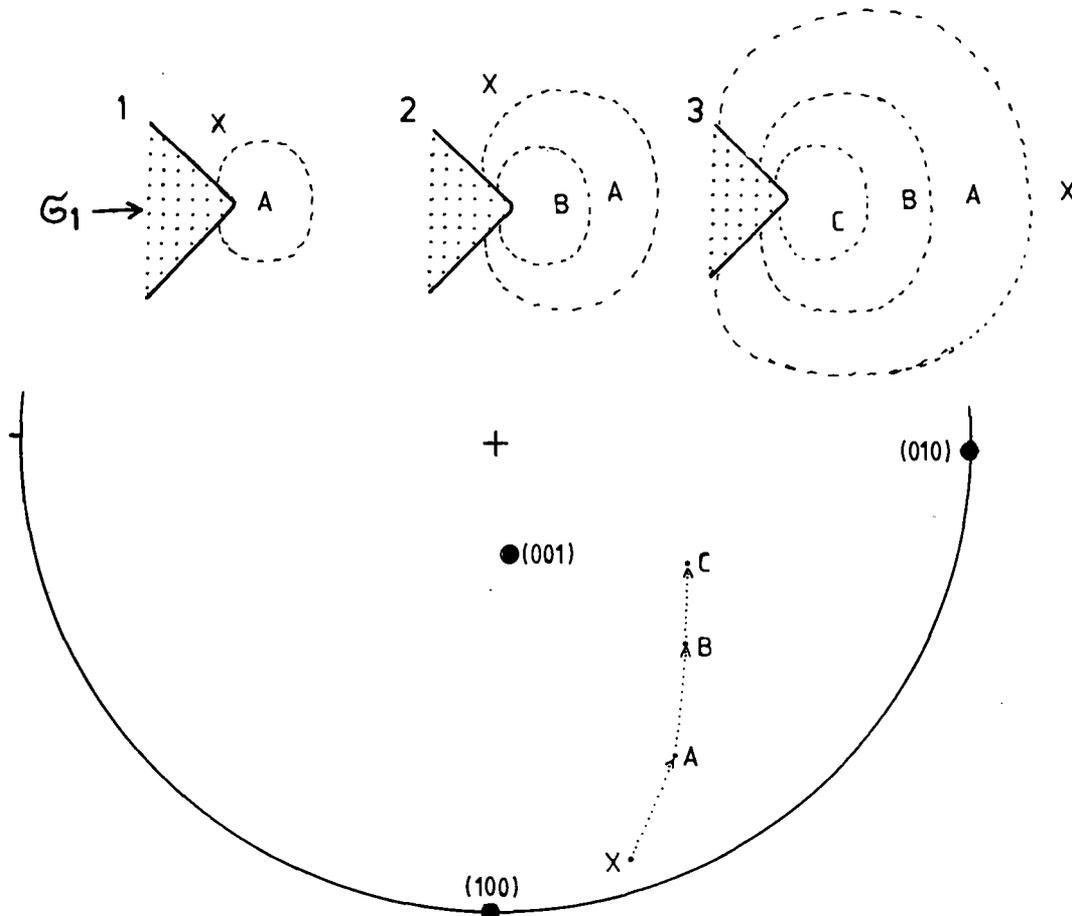


Abb.13: Plagioklas-Gitterverdröhung an einem starren Blasten. Die verdröhten Bereiche (gestrichelte Linien) ordnen sich \pm konzentrisch um den Druckpunkt an. Drei aufeinanderfolgende Stadien der Deformation sind dargestellt.

- 1) Am Druckpunkt wird das Gitter von der Ausgangsorientierung X in die Orientierung A gedreht.
- 2) Bei weiterer Deformation wird das Gitter am Druckpunkt von der Lage A in die Lage B gedreht (siehe untere Darstellung in stereographischer Projektion). Gleichzeitig wird in einem äußeren Bereich das Gitter von der Ausgangsorientierung X in die Orientierung A überführt.
- 3) Es bildet sich ein noch stärker verdröhter innerer Bereich und zwei entsprechend geringer verdröhte äußere Bereiche.
Die Drehung des Gitters von einer Ausgangslage X (undeformierter Kristallbereich) zur Orientierung A, B und schließlich C (wie sie in der inversen Polfigur dargestellt ist) stellt also nicht nur die Abfolge der Gitterverdröhung von außen nach innen (zum Druckpunkt zu) dar, sondern entspricht auch der zeitlichen Abfolge der Gitterverdröhung im inneren, am stärksten verdröhten Kristallbereich. Anders als in dieser schematischen Skizze sind die Übergänge zwischen den verschiedenen verdröhten Kristallbereichen fließend.
Die stereographische Projektion entspricht der Darstellung in Abb. 2B.

Klinopyroxen- und Amphibol-Kristallen geplättet werden.

Anhand einer inversen Polfigur (Abb. 14A) ist die relative Position der Hauptdruckrichtung σ_1 zum Plagioklasgitter dargestellt. Der Pfeilanzfang repräsentiert die Orientierung von σ_1 im undeformierten Kristallbereich, jeder weitere Punkt auf die Pfeilspitze zu die σ_1 -Lage in deformierten Kristallbereichen dichter zum Druckpunkt des starren Nachbarkristalls hin. Die Pfeilspitze gibt die σ_1 -Lage unmittelbar am Druckpunkt an. Der Pfeil vom Anfang bis zur Spitze stellt also die Drehung des Kristallgitters mit zunehmender Annäherung an den Druckpunkt dar. Gleichzeitig ist dies aber auch die zeitliche Entwicklung der Gitterrotation: In dem Bereich unmittelbar am Druckpunkt dreht sich das Gitter mit zunehmender Zeit relativ zu σ_1 , so wie es der Pfeil vom Anfang bis zu seiner Spitze anzeigt (Abb. 13). Vorausgesetzt ist dabei, daß σ_1 in der Zeit nicht seine Lage ändert. Unsicher bleibt jedoch, wie genau σ_1 in jedem einzelnen Fall im Dünnschliff bestimmt worden ist. Denn es läßt sich zwar die Spur von σ_1 im Dünnschliff einigermaßen genau festlegen, die Inklination von σ_1 gegen den Dünnschliff muß jedoch in den meisten Fällen aus

der generellen Neigung der Plättungsebene der Probe gegenüber dem Schliff abgeleitet werden. In der inversen Polfigur sind die vermessenen Positionen von σ_1 jeweils durch Großkreissegmente miteinander verbunden, ungeachtet der Tatsache, daß die Gesamtbewegung, wie sie durch den Pfeil dargestellt wird, in Wahrheit wohl eher einen gleichmäßig gekrümmten Verlauf zeigt.

In Abb. 14B sind zusätzlich noch die Gitterbewegungen in schematisierter Form dargestellt. Als Grundlage dazu dient nur die Anfangsrichtung der Gitterrotation relativ zu σ_1 . Es sind Bereiche dargestellt, in denen diese Anfangsrichtungen annähernd gleich orientiert sind. Aus beiden Abbildungen lassen sich folgende Charakteristika für die Gitterrotationen ableiten:

- 1) Die Rotationsrichtung hängt wesentlich von der Ausgangsorientierung des Gitters relativ zur Druckrichtung ab. Bestimmte Flächenpole werden auf σ_1 zu und bestimmte kristallographische Richtungen von σ_1 weg rotiert.
- 2) Generell wird der (010)-Pol und selten auch der (001)-Pol auf σ_1 zu bewegt.

- 3) Generell werden die Richtungen a (da sich bei σ_1 kein „positives“ von einem „negativen“ Ende unterscheiden läßt, ist es auch sinnlos, zwischen a und \bar{a} zu unterscheiden), $c+a$, N_1 und (selten) c von σ_1 weg bewegt. Für genauere Aussagen ist die Anzahl der Messungen zu gering.
- 4) Die Gitterrotation ist \pm geradlinig, nur in seltenen Fällen kurvend. Von seiner Ausgangsorientierung kann das Gitter bis 40° und mehr in \pm die gleiche Richtung rotiert werden. Diese Rotation wird auch in Bereichen (des Wulffschen Netzes) fortgesetzt, in denen Gitter mit entsprechender Anfangsorientierung anders rotiert werden.

Die lokale Plattung von Plagioklas an starren Klusten ruft Undulation und z. T. Polygonisation hervor. Nehmen wir an, daß diese lokale Verdrehung des Plagioklasgitters durch Gleitungen in verschiedenen kristallographischen Ebenen in verschiedenen Richtungen hervorgerufen worden ist, so können wir aus Abb. 14 A und B Informationen über diese Gleitsysteme erhalten.

- 1) Unter den vorherrschenden Bedingungen (Deformation unter Bedingungen der oberen Grünschiefer- bis beginnenden Amphibolitfazies, bei An-Gehalten von 44–58 %) scheint (010) die dominierende Gleitebene zu sein. Die Richtungen a , $c+a$, $c-a$ und N_1 sind \pm gleich deutlich Gleitrichtungen. a könnte eventuell auch auf (021) aktiv sein. (001) tritt als Gleitebene kaum in Erscheinung.
- (010)/ N_1 -Gleitung ist von Knickbändern bekannt (BORG & HEARD, 1969, 1970) und stellt das Bewegungssystem für mechanische Albitzwillinge dar. Bei den hier untersuchten Gesteinen ist allerdings N_1 nur eine von mehreren möglichen Gleitrichtungen auf (010). Verwunderlich ist, daß die Richtung $c-a$ die deutlichste Gleitrichtung zu sein scheint, obwohl ihr Burgers-Vektor (ca. 13 Å) doch deutlich über

dem von c , a oder $c+a$ liegt ($c = 7,16 \text{ \AA}$; $a = 8,14 \text{ \AA}$, $c+a = 8,10 \text{ \AA}$; für Tief-Albit, nach FERGUSON et al., 1958).

- 2) Je nachdem wie das Gitter zu σ_1 orientiert ist, entwickeln sich bestimmte Gleitsysteme. Kristalle, bei denen σ_1 ungefähr senkrecht zu a liegt, werden von (010)/ N_1 -Gleitung erfaßt, während z. B. Kristalle mit σ_1 in (001) von (010)/ a -Gleitung betroffen sind.

Hierbei sind mehrere Punkte interessant:

Es hat den Anschein, daß in je einem „Orientierungsbereich“ (der Abb. 14 A, B) das Gitter in einer und nur einer bestimmten Richtung (bezogen auf σ_1) rotiert wird. Das heißt, bei einer gegebenen Gitterlage zu σ_1 ist nur ein bestimmtes Gleitsystem (bzw. ein Satz von Gleitsystemen) wirksam. Es darf vermutet werden, daß genau die Gleitsysteme mit einem für eine bestimmte Gitterorientierung niedrigen Aktivierungsstreß aktiviert werden.

Wenn ein bestimmtes Gleitsystem aktiviert worden ist, so bleibt es auch dann noch wirksam, wenn der Kristall schon längst in eine Position gedreht worden ist, die für ein anderes Gleitsystem günstiger wäre. In Abb. 14 A überschneiden sich im Bereich zwischen (021) und (010) die „Bewegungskurven“ verschiedener Kristalle, bei denen entweder a - bzw. $c-a$ -Gleitung oder aber (010)/ N_1 -Gleitung aktiv sind. Zwar gibt es Ausnahmen, bei denen die Rotationskurve eines Kristalls abrupt ihre Richtung ändert (die Gründe sind unbekannt), aber generell gilt anscheinend: Wenn Gleitsysteme einmal aktiviert sind, behalten sie sich träge und rotieren den Kristall kontinuierlich in ein und die gleiche Richtung. Mehr oder weniger konzentrische Bewegungen um die Hauptdruckrichtung, wie sie bei Simulationen von Quarz- c -Achsen-Regelungen postuliert worden sind (LISTER et al., 1978), lassen sich zumindest für Plagioklas aus den in Abb. 14 dargestellten Messungen

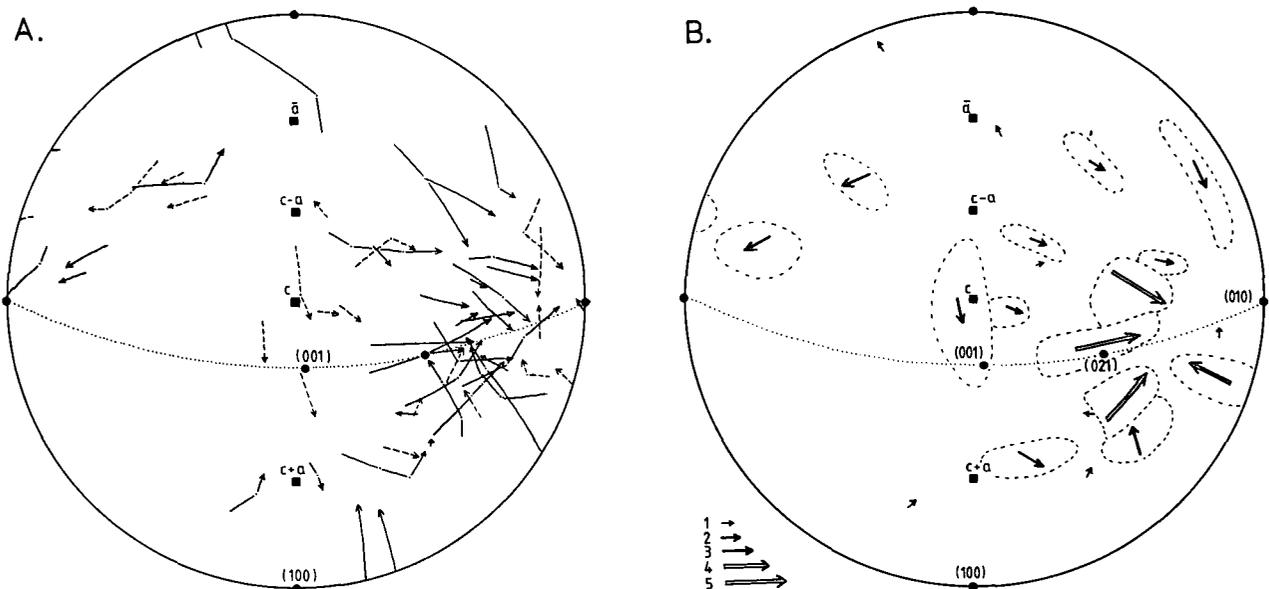


Abb. 14.

- A) Drehbewegung des Plagioklasgitters bei lokaler Einengung an starren Blasten. Dargestellt ist die Orientierung der lokalen Druckrichtung relativ zur kristallographischen Orientierung der verdrehten Kristallbereiche (inverse Polfigur). Pfeilanzfang = Orientierung der lokalen Druckrichtung relativ zum undeformierten Gitter; Pfeilspitze = Orientierung der Druckrichtung relativ zum am stärksten verdrehten Gitterbereich unmittelbar am Druckpunkt (siehe Abb. 13); dazwischen liegende Punkte = Zwischenstadien; gestrichelte Pfeile = Messungen der Probe 1093; durchgezogene Pfeile = Messungen der Probe 801; stereographische Projektion entsprechend Abb. 2B.
- B) Messungen wie in Diagramm A, zu Bereichen (gestrichelte Felder) gleicher oder sehr ähnlicher Orientierung (durch die Pfeile dargestellt) zusammengefaßt. Die Längen der Pfeile bzw. ihre Nummern 1–5 zeigen eine entsprechende Anzahl von Messungen an. Insgesamt 54 Messungen; stereographische Projektion entsprechend Abb. 2B.

nicht ableiten. Die Aktivierung – und Beibehaltung – eines einzelnen Gleitsystems sollte die statistische Plagioklas-Gitterregelung beeinflussen: Bei einer Vielzahl von Kristallen mit unterschiedlichster Orientierung zum Strainsystem, wobei jeder Kristall im wesentlichen nur von einem Gleitsystem betroffen und rotiert wird, sollten sich diverse Flächen ungefähr senkrecht zur Hauptdruckrichtung einregeln (ungeachtet der Platzprobleme, die sich aus der unterschiedlichen Plättung und Rotation der einzelnen Körner ergeben). Genau darauf deuten in jüngster Zeit publizierte Plagioklas-Gitterregelungen hin (WENK et al., 1986; KRUHL, 1987a).

Bei entsprechend mehr (und weiter gestreuten) Messungen sollte es möglich sein, für verschiedene Gleitsysteme die Aktivierungsbereiche genauer gegeneinander abzugrenzen und eventuell auch relative Aktivierungsenergien zu bestimmen.

3.2.2. Plagioklas-Deformation an Scherbahnen

In mehreren der untersuchten Proben wird Plagioklas an Mikro-Scherbahnen plastisch deformiert. Der Schersinn läßt sich aus der Verzerrung der Korngestalt und dem Versatz von benachbarten Klinopyroxen- oder Amphibolkristallen ableiten (Abb. 8F). Die lokale Scherrichtung läßt sich nur relativ ungenau als (in der Scherebene liegende) Senkrechte zur Schnittlinie zwischen den in den Proben vorhandenen konjugierten Scherebenen bestimmen. In Abb. 15 sind die relativen Rotationen der (010)- und (001)-Pole in Bezug auf Scherebene und Scherrichtung und zusätzlich noch die Drehachsen der jeweiligen Kristalle eingetragen. Für jeden vermessenen Kristall sind die Orientierungen mehrerer

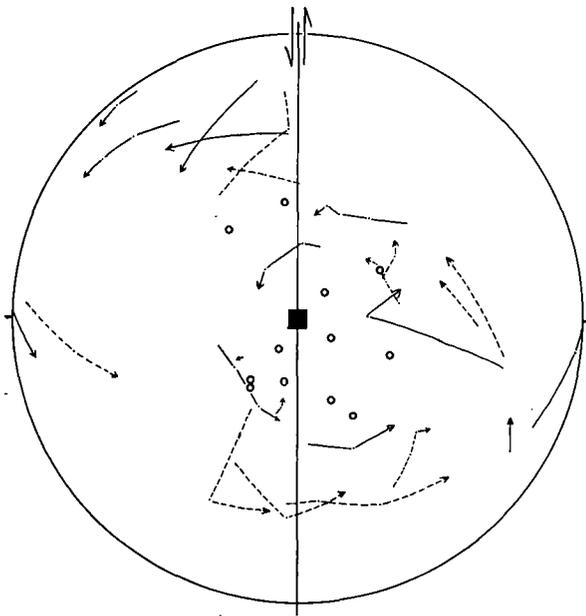


Abb. 15: Drehbewegung der Plagioklasgitter an Scherbahnen. Dargestellt ist die relative Orientierung von (001) und (010) zur Scherebene und Scherrichtung. Durchgezogene Linie = Scherebene mit N-S-orientierter Scherrichtung. Die Pfeile geben den Schersinn an. Schwarzes Quadrat = Drehachse der Scherung; offene Kreise = Drehachsen der einzelnen Gitterbereiche von der Ausgangsorientierung weg; durchgezogene Pfeile = Bewegungsbahnen der (010)-Pole; gestrichelte Pfeile = Bewegungsbahnen der (001)-Pole; Pfeilanzfang = Orientierung des ungescherten Gitters; Pfeilspitze = Orientierung des am dichtesten an der Scherbahn liegenden Gitterbereichs. 12 Messungen an Andesin/Labradorit-Kristallen (ähnlich dem in Abb. 8F dargestellten Kristall) der Probe 801; stereographische Projektion.

verdrehter Bereiche eingetragen, wobei der Pfeilanzfang die Orientierung des ungescherten Kristallbereiches markiert und die Pfeilspitze die Orientierung des am dichtesten an der Scherebene liegenden und damit am stärksten verdrehten Bereiches. Dabei ergibt sich:

- 1) Die Drehachsen der einzelnen Kristalle liegen generell dicht an der Drehachse der Scherbewegung.
- 2) Die Gitter werden um bis zu 50° um diese Achsen verdreht. Sie behalten dabei generell ihre Drehrichtung bei.
- 3) Alle Gitter werden im Sinne der Scherbewegung verdreht.
- 4) Der Drehwinkel und der Sinn der Drehbewegung scheinen unabhängig von der Ausgangsorientierung der Kristalle zu sein.
- 5) Die Kristalle werden auch dann noch weitergedreht, wenn eine Ebene, die bei Plagioklas Hauptgleitebene sein kann [z. B. (010)], Parallelstellung zur Scherfläche erreicht hat.

Insgesamt wird die rollende Bewegung deutlich, die den Kristallen durch die angreifende Scherung aufgezungen wird. Im Gegensatz zu Bereichen mit lokaler Plättung der gleichen Probe bewegen sich z. B. die (010)-Pole nicht mehr oder weniger geradlinig auf die Druckrichtung zu. Unter der Annahme, daß Versetzungsgleiten diese Rollbewegungen ermöglicht, ergibt sich, daß zum einen in verschiedenen Kristallen Gleitung auf verschiedenen Ebenen abgelaufen sein muß, und zum anderen in einem Korn nacheinander verschiedene Gleitrichtungen in unterschiedlichen Ebenen dominierend gewesen sein müssen, und zwar dergestalt, daß die Drehbewegung des Gitters beibehalten werden konnte.

3.2.3. Drehgeschwindigkeit des Plagioklasgitters

Versetzungsgleitung bewirkt eine Rotation des Kristallgitters. Bei nur einer Gleitebene wird die Normale dieser Ebene auf die Druckrichtung zu und die Gleitrichtung von der Druckrichtung weg (und, sofern vorhanden, auf die Streckungsrichtung zu) rotiert. Dabei hängt der Drehwinkel von der Ausgangslage der Gleitebene relativ zur Druckrichtung und von der Stärke des Strains ab. Die Drehgeschwindigkeit des Gitters, ausgedrückt als Drehwinkel pro 1 % Strain, läßt sich bei nur einer Gleitebene durch eine simple Formel berechnen (siehe KRUHL, 1986b). Bei mehreren gleichzeitig aktiven Gleitebenen erniedrigt sich die Drehgeschwindigkeit des Gitters.

Für etliche Plagioklas-Kristalle der Probe 801, die an Klinopyroxen- oder Amphibolkristallen lokal geplättet

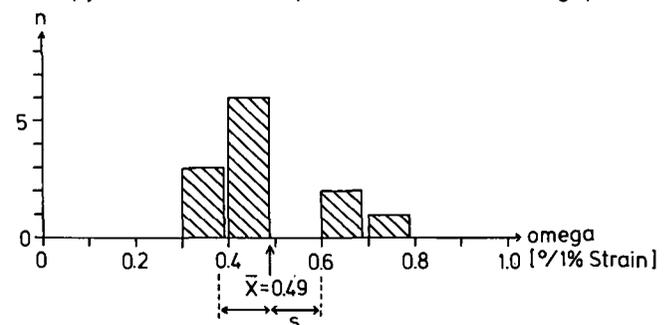


Abb. 16: Drehgeschwindigkeit omega (Winkel pro 1 % Plättung) des Plagioklasgitters bei lokaler Plättung an starren Blasten. \bar{X} = arithmetisches Mittel; s = Standardabweichung. 12 Messungen an Andesin/Labradorit-Kristallen der Probe 801.

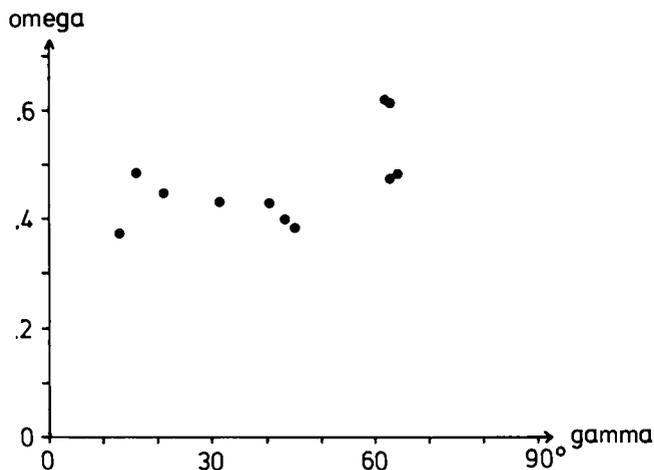


Abb. 17: Drehgeschwindigkeiten omega aus Abb. 16, in Beziehung gesetzt zum Winkel gamma.

Gamma ist der Winkel zwischen der Ausgangsorientierung des Gitters (undeformierter Gitterbereich, entsprechend dem Pfeilanfang in Abb. 14A) und einer möglichen Endorientierung, die entweder als (010)-Pol oder aber als Zone {100} angenommen ist.

worden sind, ist der Betrag der Einengung zusammen mit der Gitterrotation bestimmt worden. Diese Rotation ist nicht wie beim Quarz (vgl. KRÜHL, 1986b) auf eine bestimmte kristallographische Richtung sondern auf das gesamte Gitter bezogen und ist anhand einer inversen Polfigur (Abb. 14A) bestimmt worden. Die sich ergebende Drehgeschwindigkeit Omega ist als Häufigkeitsverteilung in Abb. 16 dargestellt. Der Mittelwert beträgt 0,49°/1 % Strain. Auch wenn bei nur 12 Messungen die Standardabweichung für diesen Wert relativ groß ist, kann zumindest gesagt werden, daß dieser Wert ungefähr mit der mittleren Drehgeschwindigkeit übereinstimmt, die für Quarz aufgrund von Simulationen (LISTER, 1981) und für natürlich deformierte Kristalle (KRÜHL, 1986b) angegeben wird. KRÜHL (1986b) weist darauf hin, daß diese Drehgeschwindigkeit unabhängig von der Ausgangsorientierung des Gitters gegenüber der Druckrichtung ist und damit nicht zu den Drehgeschwindigkeiten paßt, die sich aus dem Modell einer oder mehrerer aktiver Gleitebenen ergibt. Auch für die 12 Plagioklasmessungen gilt: Die Ausgangsorientierung des Gitters gegenüber der Druckrichtung hat keinen erkennbaren Einfluß auf die Drehgeschwindigkeit des Gitters (Abb. 17).

3.3. Diskussion

Es ist oft darauf hingewiesen worden, daß sich der Plagioklas im Vergleich zum Quarz bei gleicher Temperatur gegenüber einer Deformation spröder verhält und auch nicht solch variable Deformationstexturen zeigt. Das gilt aber nicht mehr, wenn wir das Verhalten beider Minerale unter gleichartigen Bedingungen betrachten. Werden zum Beispiel Quarz und Plagioklas bei Temperaturen deformiert, die im gleichen Verhältnis zur Rekristallisationstemperatur des Quarzes bzw. Plagioklases stehen, bei gleichen Mengenteilen der Minerale am jeweiligen Gestein und bei gleichem Plastizitätsunterschied zu Nachbarmineralen, das heißt also, wenn auch der Plagioklas – wie der Quarz so oft – das „weiche“ Mineral in einem Gestein darstellt, so zeigt er erstaunlich ähnliche Deformationstexturen wie der Quarz: Schwache bis extreme Undulation, Deformationsbän-

der, Knickbänder, Deformationslamellen, Subkörner und Rekristallite, feine und grobe Korngrenzsuturen und zusätzlich noch mechanische Zwillinge. Auch die Deformationsmechanismen sind die gleichen wie beim Quarz: sprödes Zerbrechen bei tiefen, Verknickung bei mittleren und Versetzungsgleitung und Diffusion bei höheren Temperaturen. Hinzu kommt noch die Deformationsverzwilligung. Diese Mechanismen werden auch bei Experimenten beobachtet (MARSHALL & MCLAREN, 1977b). Welche Deformationstexturen bei einer bestimmten Metamorphosetemperatur und einem bestimmten Strain entstehen, hängt zusätzlich noch von der chemischen Zusammensetzung und vom Ordnungsgrad des Plagioklases ab: Beim weitgehend geordneten Albit ersetzen in der Grünschieferfazies Brüche und Knickbänder die (nicht mögliche) mechanische Verzwilligung. Deformationslamellen wiederum treten zwar ebenfalls bei grünschieferfazialer Deformation auf, aber nicht in sauren Plagioklasen – in Übereinstimmung mit den Ergebnissen experimenteller Deformation (BORG & HEARD, 1969, 1970). Die strenge kristallographische Kontrolle (neben einer Streßkontrolle) der Deformationslamellen in Probe 801 (Abb. 2B) ist erstaunlich. MARSHALL & MCLAREN (1977b) identifizierten optische Deformationslamellen mit dem Elektronenmikroskop als Bündel von Mikrobrüchen und als in planaren Bereichen verschlungene Versetzungen und schlossen aus, daß die Lamellen aktive Gleitebenen darstellen. Die Orientierung der Lamellen in Probe 801 (wie auch in anderen untersuchten Proben) deutet aber darauf hin, daß die Lamellen zumindest in sehr enger Beziehung zu Gleitprozessen stehen (was auch MARSHALL & MCLAREN bekräftigen). Bei solchen Prozessen sollten *a*-Gleitungen in der Zone [100] oder (010)/N₁-Gleitung und *b*-Gleitung auf dem Rhombischen Schnitt im Vordergrund stehen. Ein „Ersatz“ der mechanischen Albit- und Periklin-Verzwilligung durch Deformationslamellen bei experimenteller Deformation ist vermutet worden (BORG & HEARD, 1970). Knickbänder sind vor allem im sauren Plagioklas deutlich entwickelt. Bei höherem An-Gehalt verwischen sich die Grenzen im Erscheinungsbild zwischen Knickbändern und Subkörnern. Das kann bedeuten: Gleitung läuft nicht nur auf einer einzigen kristallographischen Ebene ab und Versetzungsklettern wird dominant. Deformationszwillinge treten bei allen grünschieferfazial deformierten Proben (außer den Albit-haltigen) auf. Stets gibt es Übergänge zwischen Gitterverknickung und mechanischer Verzwilligung. Welcher Mechanismus aktiviert wird, hängt vor allem von der Orientierung des Gitters zum Streß ab (siehe BORG & HEARD, 1970). Ob die Temperatur die Mechanismen unterschiedlich beeinflusst oder nicht, ist offen.

Die Rotationen von Subkörnern und Rekristalliten gegenüber dem Altkorn, wie sie in Kap. 3.1.5. dargestellt sind, ließen sich dadurch erklären, daß unter Umständen in jedem individuellen Korn oder Kornbereich häufig nur ein Gleitsystem bevorzugt aktiviert wird, in verschiedenen Bereichen aber unterschiedliche Gleitsysteme. Denkbar wäre auch, daß schon beim Kristallwachstum lokal unterschiedliche Arten von Gitterbaufehlern produziert werden oder daß das äußere Streßfeld im Kristall aufgrund von Baufehlern, Einschlüssen, Mikrobrüchen, etc. lokal stark verzerrt ist; oder aber daß lokal „durch Zufall“ eine bestimmte Gleitung in Gang gesetzt wird und daß diese Gleitung wiederum Versetzungsgleitung auf anderen Ebenen behindert. In

statistischen Plagioklasregelungen deuten sich die Effekte einer solchen Selektion von Gleitsystemen an (WENK et al., 1986; KRUHL, 1987a): Die Pole verschiedener Gitterebenen bilden Maxima ungefähr parallel zur Druckrichtung.

Eine Verzerrung des Streifeldes im Kornbereich und die Aktivierung einzelner Gleitsysteme in individuellen Körnern muß zu einem inhomogenen Strain im Kornbereich führen. Es kann nicht von vornherein angenommen werden, daß eine im Mikrobereich inhomogene Deformation in einem größeren Bereich „statistisch“ eine homogene Deformation ergibt und damit z. B. auf statistische Gitterregelungen keinen Einfluß hat. Wir müssen mit der Möglichkeit rechnen, daß Inhomogenität im Kornbereich ein spürbarer Faktor während der Gesteinsdeformation ist. Zu einem ähnlichen Schluß kommen SCHMID & CASEY (1986) aufgrund von Regelungsuntersuchungen beim Quarz.

Auch bei Plagioklasen, die lokal an starren Blasten deformiert und deren Gitter entsprechend rotiert werden, gibt es Anzeichen für eine Selektion von Gleitsystemen. Die Gitter werden meist konstant um ein und dieselbe Achse rotiert. Der Wechsel von einem zu einem anderen Gleitsystem im Verlauf der Deformation (und Gitterrotation) findet nur selten statt. Warum sich die Kristalle (bzw. die Gleitsysteme) im Verlauf der Deformation so träge verhalten, ist unklar. Es kommt hinzu, daß die Drehgeschwindigkeit des Gitters (bezogen auf den Strain) unabhängig von der Ausgangsorientierung des Gitters ist. Eine ähnlich unabhängige Drehgeschwindigkeit des Gitters wurde auch beim Quarz gefunden (KRUHL, 1986b). Die Ausgangsorientierung des Gitters relativ zur Druckrichtung müßte jedoch seine Drehgeschwindigkeit während der Deformation beeinflussen, wenn man die Vorstellung zugrunde legt, daß bestimmte Gitterebenen durch Gleitung in eine Position senkrecht zur Druckrichtung gedreht werden. Interessant ist, daß die Drehgeschwindigkeit von ca. 0,5°/1 % Strain, die sowohl für Plagioklas als auch für Quarz gefunden wurde, ungefähr die Geschwindigkeit ist, mit der theoretisch ein Kristall gedreht werden müßte, dessen aktive Gleitebene im ca. 45°-Winkel – also in einer Position maximaler Scherung – zur Druckrichtung liegt. Die Vermutung liegt nahe, daß nicht eine einzige Gleitebene aktiviert wird, sondern daß nacheinander Gleitung auf diversen Ebenen abläuft, die gerade mit ca.

45° zur Druckrichtung liegen. Bei gleichbleibender Gitterrotation bedeutet das: Die Lage der Gleitrichtung relativ zum angreifenden Streß bleibt konstant. Das könnte dadurch erreicht werden, daß die Versetzungen von der alten (zur Scherung ungünstig liegenden) in die neue (zur Scherung günstiger liegende) Gleitebene überwechseln (Quergleitung). Wenn also z. B. ein Plagioklaskorn mit (001) nahezu senkrecht zum Druck orientiert ist und durch Gleitung in Richtung *b* der (010)-Pol auf die Druckrichtung zu rotiert wird, so bedeutet das: Es findet nacheinander Gleitung auf verschiedenen Flächen der Zone [100] statt (z. B. auf 021, 031), aber auf diesen Flächen immer senkrecht zur Zoneachse. KOVACS & GANDAIS (1980) fanden bei experimentell verformtem K-Feldspat Anzeichen für einen kontinuierlichen Wechsel der Gleitebene von (12 $\bar{1}$) zu (010). Auch die Beobachtung, daß das Gitter eines Plagioklases, der an einer Scherzone verbogen wird, sich kontinuierlich um eine Achse ungefähr senkrecht zur Scherrichtung und stets im Sinne der Scherung dreht, und daß diese Rotation auch dann noch fortgeführt wird, wenn eine dominante kristallographische Ebene [z. B. (010)] Parallelität zur Scherebene erreicht hat, paßt zur oben genannten Vorstellung.

Unter der Annahme, daß Knickbänder, Deformationslamellen, Gitterrotation an starren Blasten, Subkörner und Rekristallite zumindest im wesentlichen durch Versetzungs-Gleiten bzw. -Klettern hervorgerufen werden, gewinnen wir aus der Orientierung der Texturen und der Gitterrotation Informationen über mögliche Gleitsysteme. In Tabelle 2 sind diese Systeme aufgelistet: Sie beziehen sich fast alle auf grünschieferfazielle Deformationsbedingungen. Verknickungen werden im wesentlichen durch Gleitvorgänge auf (010) aber auch (001) hervorgerufen. Deformationslamellen deuten Gleitung in der Zone [100] an, was nicht zwangsläufig Gleitung in Richtung *a* bedeuten muß. Deformation an starren Blasten mit undulösem Auslöschern und beginnender Polygonisation aktiviert (010)-Gleitung in den Richtungen *a*, *c*, *c+a*, *c-a*, N_1 , eventuell auch (021)/*a*-Gleitung und selten (001)-Gleitung. Subkornbildung ist verbunden mit (001)/*a*-, (001)/*b*-, (010)/*a*- und (010)/ N_1 -Gleitung. Zusätzlich können noch Gleitungen in den Zonen [3 $\bar{1}$ 2], [$\bar{1}$ 12], [$\bar{1}$ 1 $\bar{2}$] und eventuell auch (021)/[112]-Gleitung auftreten. Unter grünschieferfaziellen Bedingungen scheint generell (010)-Gleitung zu dominieren.

Tabelle 2

Gleitsysteme im Plagioklas, für deren Existenz die Einzelkristalluntersuchungen (Kap. 3) Hinweise geliefert haben. Diese möglichen Gleitsysteme sind in Beziehung gesetzt zu Deformationstemperaturen, zum An-Gehalt und zu den Deformationstexturen, aus denen sie abgeleitet worden sind.

Probe	Deformationstemperatur	An-Gehalt	Deformationstextur	Gleitsysteme
2061	Grünschiefer-Fazies	0–10	Knickbänder	(010) dominant (001)/ <i>a</i>
2767	Grünschiefer- bis untere Amphibolit-Fazies	0–10	Subkörner	(010)/ <i>a</i> , (001)/ <i>a</i> dominant (001)/ <i>b</i> , (010)/ N_1 /untergeordnet (021)[112](?)
741	Amphibolit- bis Grünschiefer-Fazies	37–52	Subkörner	(010)/ N_1 , (010)/ <i>a</i> , (001)/ <i>a</i> , (001)/ <i>b</i> eventuell Gleitung in [3 $\bar{1}$ 2], [$\bar{1}$ 12], [$\bar{1}$ 1 $\bar{2}$]
1146	Grünschiefer-Fazies	44–48	Subkorn Grenzen: Knickbänder:	(010)/ <i>a</i> , <i>c</i> , <i>c+a</i> , N_1 /, (001)/ <i>a</i> (?), (110)/ <i>c</i> (?) (010) dominant, (001)/ <i>a</i> , (001)/ <i>b</i>
801	Grünschiefer-Fazies	44–54	Undulation + Subkörner Deformationslamellen	(010)/ <i>a</i> , <i>c</i> , <i>c+a</i> , \bar{a} , N_1 / dominant (001) selten, (021)/ <i>a</i> (?) [100]/ <i>a</i> (?)/ dominant, (010)/ N_1 oder <i>c</i>
1093	Amphibolit-Fazies	48–62	Undulation + Subkörner	(010)/ <i>a</i> , <i>c</i> , <i>c+a</i> , N_1 / dominant (001) selten, (021)/ <i>a</i> (?)

Mit beginnender Polygonisation könnte (001)-Gleitung an Bedeutung gewinnen. Dabei ist kein gravierender Unterschied zwischen den im Albit und den im Plagioklas mit An_{37-58} wirksamen Gleitsystemen erkennbar. Hierbei sollten aber mehr Daten ein genaueres Bild ergeben. Die Gleitsysteme (010)/ c und (010)/ $a+c$ werden von anderen Autoren für natürlich deformierten Plagioklas angegeben, und (010)/ $a+c$ -, (130)/ c -, (20 $\bar{1}$) $1/2[112]$ - und (11 $\bar{1}$)[101]-Gleitung für experimentell deformierten Plagioklas. Außerdem sollen auch (001)/ $1/2[110]$ -, (110)/ $1/2[1\bar{1}2]$ - und (12 $\bar{1}$)/ $a+c$ -Gleitung bei natürlich deformiertem Plagioklas auftreten (siehe hierzu GANDAIS & WILLAIME, 1984).

In der vorliegenden Studie ist der Ordnungsgrad des Plagioklases nicht berücksichtigt worden. Messungen, die Hinweise auf den aktuellen Ordnungsgrad erbringen, sind nur bedingt sinnvoll, da sich daraus nicht unbedingt der Ordnungsgrad während der Deformation rückschließen läßt. VOLL (1968) hat gezeigt, daß Feldspäte den Zeitraum einer Gebirgsbildung brauchen, um von einem ungeordneten in einen geordneten Zustand zu gelangen. Die Einzelkristallstudien in der vorliegenden Arbeit sind fast ausschließlich an Proben vorgenommen worden, die retrograd im Bereich der beginnenden Amphibolit- und der Grünschieferfazies deformiert worden sind und Abkühlungszeiten von ca. 300 m.y. (für einen Temperaturabfall von ca. 800°–300°C; HUNZIKER & ZINGG, 1980) erlebt haben. Für diese Proben wird eine zumindest teilweise Al/Si-Ordnung angenommen.

Es existiert das Konzept, daß das plastische Deformationsverhalten von Plagioklas unabhängig von seiner chemischen Zusammensetzung und seinem Ordnungsgrad ist (SMITH, 1974a; GANDAIS & WILLAIME, 1984). Dieses Konzept geht auf die Ergebnisse experimenteller Deformationsstudien am Plagioklas zurück (z. B. BORG & HEARD, 1970). WHITE (1975) jedoch fand noch beim amphibolitfazial deformierten Olioklas Sprödverhalten und erklärt dies mit dem weitgehenden Ordnungszustand des Felspats. Die Ergebnisse der vorliegenden Arbeit geben zusätzlich Hinweise darauf, daß auch die Zusammensetzung des Plagioklases nicht ohne Einfluß auf sein Deformationsverhalten ist. Das müßte allerdings durch weiterführende Detailuntersuchungen noch genauer geprüft werden.

4. Statistische Plagioklas-Regelung

4.1. Darstellung der Regelungen

Die Regelungen von Mineralen, d. h. also die Regelungen einzelner ihrer kristallographischen oder optischen Richtungen, lassen sich auf verschiedene Arten darstellen. Immer geht es jedoch darum, die Kristallographie bzw. Optik in Bezug zu einem Strain- oder einem kinematischen System zu setzen. Die übliche Darstellung mit Hilfe von Polfiguren berücksichtigt zwar z. B. alle drei Hauptachsen des Strains aber nur jeweils eine bestimmte kristallographische oder optische Richtung des Kristalls. Umgekehrt läßt sich mit inversen Polfiguren zwar die Kristallographie vollständig berücksichtigen, aber nur jeweils eine Strainachse kann dargestellt werden. Die gesamte Orientierungsverteilung von einer Kristallmenge gegenüber einem bestimmten Koordinatensystem (z. B. den drei Strainachsen) läßt sich mit Hilfe der Transformation er-

fassen, die das kristallographische Koordinatensystem in ein äußeres Koordinatensystem überführt („orientation distribution function“, siehe hierzu BUNGE, 1985).

Im folgenden werden Plagioklasregelungen sowohl durch „normale“ als auch durch inverse Polfiguren dargestellt. Es wird versucht, dadurch in relativ einfacher Weise einen Eindruck von den jeweiligen Plagioklasregelungen zu liefern. Bei den Proben mit achsialer Plättung reicht im Prinzip eine inverse Polfigur der Hauptdruckrichtung zur Darstellung der Regelung aus. Bei dreiaxialen Strain kommt eine inverse Polfigur der Hauptdehnungsrichtung hinzu.

4.2. Beispiele

Im folgenden soll die statistische Gitterregelung des Plagioklases anhand einiger Beispiele und mit Hilfe der bisher präsentierten Daten diskutiert und interpretiert werden. Aktive Gleitsysteme von Regelungsmustern abzuleiten ist problematisch, genauso wie es problematisch ist anzunehmen, daß mit dem Elektronenmikroskop beobachtete Gleitsysteme eine vorhandene Regelung produziert haben müssen (siehe Diskussion bei SHELLEY [1986] und OHLSEN & KOHLSTEDT [1986]). Wenn im folgenden aus Gitterregelungen Rückschlüsse auf Gleitsysteme gezogen werden, so geschieht das insbesondere unter dem Aspekt, daß die vorliegende Untersuchung Hinweise erbracht hat, daß in einzelnen Plagioklaskörnern ein einzelnes Gleitsystem bevorzugt aktiviert werden kann und daß dadurch einzelne Maxima einer Regelung hervorgerufen werden können.

4.2.1. Albitregelung im „K1-Gneis“ (Felbertal, Hohe Tauern)

Diese Regelungen für (001), (010) und a und die tektonische Situation des K1-Gneises sind bereits anderswo beschrieben worden (KRUHL, 1986a):

Deformation lief unter Bedingungen der gesamten Grünschiefer- bis unteren Amphibolitfazies ab. Plagioklas-„Altkörner“ wurden gittergeregt und rekristallisierten teilweise. Im Gestein ist bereits makroskopisch eine Muskovit-Biotit-Streckung auf der zweiten Schieferung erkennbar, zusätzlich ist noch eine Stengellung aus dem Verschnitt von zweiter und dritter Schieferung vorhanden. Die c -Achsen-Regelung des Quarzes (Abb. 18H) richtet sich deutlich nach dieser Stengellung (Kreuzgürtel senkrecht zur Stengellung), während sich der Plagioklas (Abb. 18E–G) überwiegend nach der (frühen) Streckung ausrichtet. In Abb. 18A–C sind die inversen Polfiguren für die Senkrechte zur Schieferung (Z), die Stengellung (β) und die Muskovit-Biotit-Streckung (X) dargestellt. Trotz der geringen Anzahl an Meßwerten wird deutlich: Z ordnet sich bevorzugt subvertikal zu (010) und zu (001) an; die β -Regelung enthält zwar ein Maximum parallel a , ist aber ansonsten nur schwach entwickelt; X zeigt die deutlichste Regelung: in (010) und dabei wieder bevorzugt nahe a und $a+c$; c und $c-a$ werden vermieden. Wenn wir annehmen, daß bei der Einregelung der „Altkörner“ plastische Deformation mit Gleitprozessen dominiert hat, wie es die vorhandenen Subkörner anzeigen, so können wir aus den Regelungen eine dominierende (010)-Gleitung in Richtung a und $a+c$ ableiten. Hinweise auf diese Gleitsysteme hatten sich unter anderem ja auch aus den Subkornuntersuchungen ergeben (Kapitel 3.1.5.). Zusätz-

lich könnten die Maxima ungefähr parallel zu $[\bar{1}\bar{1}0]$ und $[\bar{1}12]$ auf entsprechende Gleitrichtungen auf (001) bzw. (021) hindeuten. Das System (001)/ $1/2[110]$ ist von OLSEN & KOHLSTEDT (1984) für natürlich deformierten Plagioklas (An_{25-48}) aus elektronenmikroskopischen Untersuchungen abgeleitet worden.

Am interessantesten ist aber, daß der Plagioklas mit seiner Regelung ein altes Deformationsereignis wider-

spiegelt, während der Quarz sich schon nach der jüngeren Deformation ausgerichtet hat. Wir haben hier ein Beispiel dafür, daß der Plagioklas ein besseres Gedächtnis für frühere Ereignisse besitzt als der Quarz und damit zu einem wichtigen Zeugen der Deformationsgeschichte wird, insbesondere dann, wenn alte Makrogefüge nicht mehr vorhanden sind (siehe weiter unten).

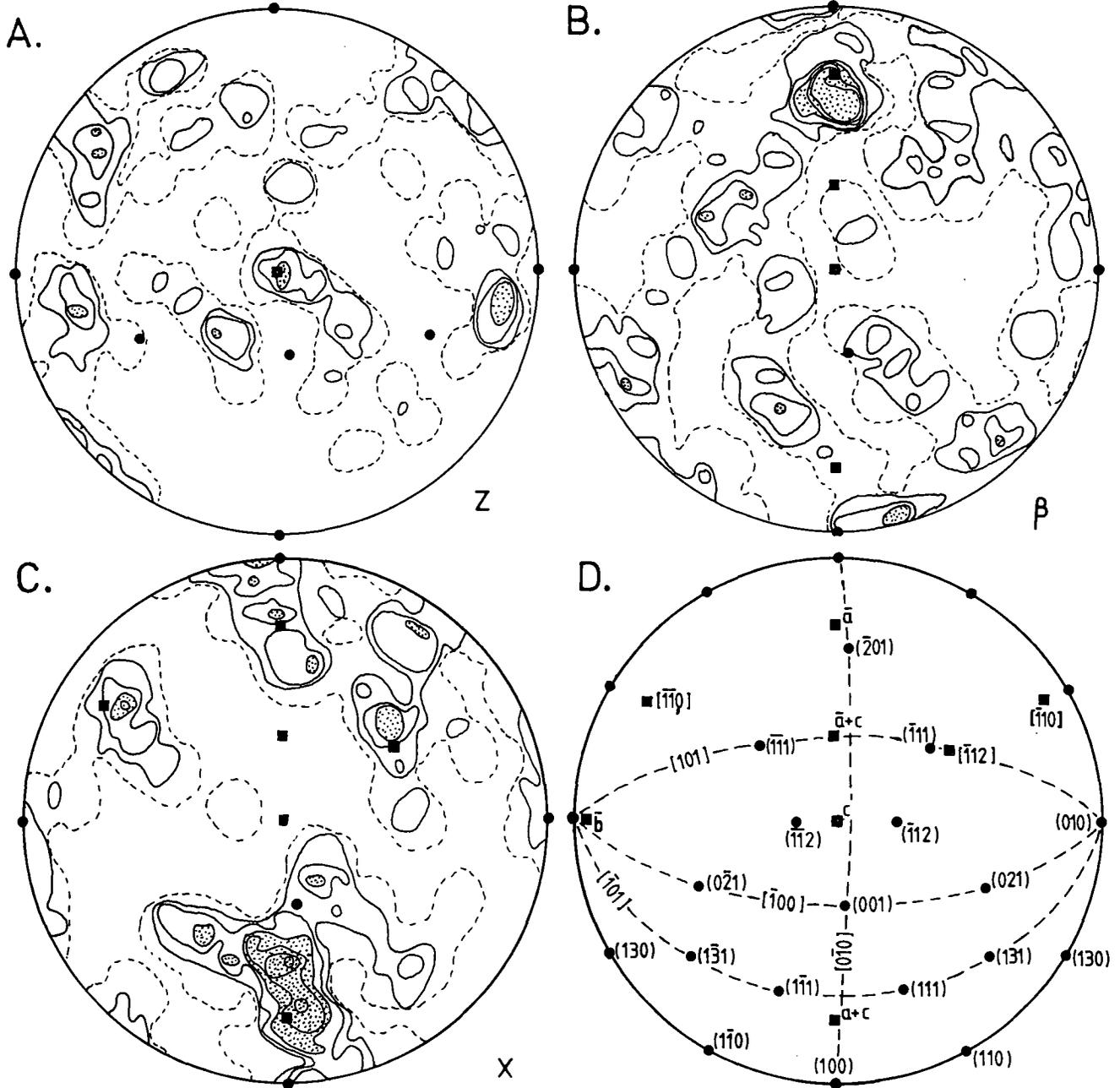


Abb. 18: Inverse Polfiguren (Diagramm A-C, jeweils 71 Meßwerte) und Polfiguren (Diagramm E-H) der Probe 2767.

Albit-„Altkörner“ und Quarz; flächentreue Projektion (obere Halbkugel, Diagramm A-C bzw. untere Halbkugel, Diagramm E-H).

A) Diagramm für die Plättungsrichtung Z.

B) Diagramm für die Stengelung Beta.

C) Diagramm für die Muskovit-Biotit-Streckungsrichtung. Tektonische Beschreibung bei KRUHL (1968a).

D) Flächentreue Projektion (Schmidt'sches Netz, obere Halbkugel) mit wichtigen kristallographischen Flächen, Richtungen und Zonen des Albits (nach BURRI et al., 1967).

E-H: a-, (001)- und (010)-Regelung von Albit und Quarz-c-Regelung. Die Plättungsebene liegt in der Projektionsebene, die Glimmerstreckung (str_2 ist durch geschlossene und die Stengelung (str_3) durch offene Kreise dargestellt.

In Diagramm F ist anhand eines Blockbildes das Gefügeinventar der Probe 2767 skizziert. Für den Albit sind Meßwerte aus den Schnitten 1, 2 und 3 kumuliert worden, für den Quarz Meßwerte aus den Schnitten 2 und 3.

Diagramm E-G: Auszählfläche 3,0; Konturintervalle 1,0 - 1,5 - 2,0 etc.

Diagramm H: Auszählfläche 1,0; Konturintervalle 1,2 - 1,8 - 2,4 - 3,0 - 3,6.

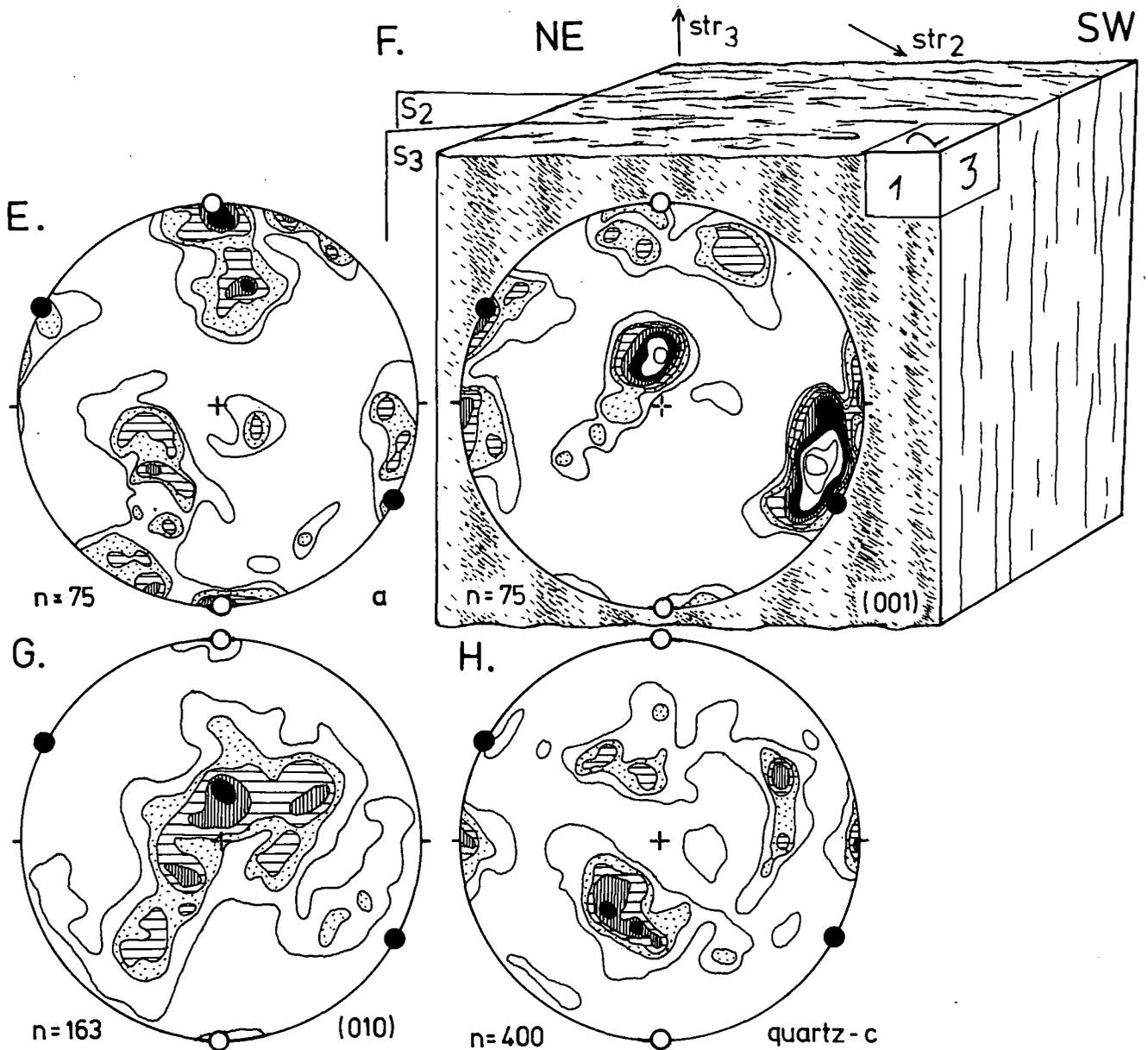


Abb. 18 (Fortsetzung).

E-H: a-, (001)- und (010)-Regelung von Albit und Quarz-c-Regelung. Die Plättungsebene liegt in der Projektionsebene, die Glimmerstreckung (str_2 ist durch geschlossene und die Stengelung (str_3) durch offene Kreise dargestellt.

In Diagramm F ist anhand eines Blockbildes das Gefügeinventar der Probe 2767 skizziert. Für den Albit sind Meßwerte aus den Schnitten 1, 2 und 3 kumuliert worden, für den Quarz Meßwerte aus den Schnitten 2 und 3.

Diagramm E-G: Auszählfläche 3,0; Konturintervalle 1,0 - 1,5 - 2,0 etc.

Diagramm H: Auszählfläche 1,0; Konturintervalle 1,2 - 1,8 - 2,4 - 3,0 - 3,6.

4.2.2. Albitregelung in einem Meta-Pegmatit der Ivrea-Zone

Die (001)-, (010)- und a-Regelungen dieser Probe sind bereits anderswo dargestellt worden (KRUHL, 1987a). Der Meta-Pegmatit wurde von ca. 500° abwärts bis unter 300°C deformiert. Dabei wurden die Albitblästen verknickt und überwiegend parallel zu (001) und (010) zerschert. Undulation und eine geringe Polygonisation und beginnende Rekristallisation sind entwickelt. Der Plagioklas-Strain entspricht fast achsialer Plättung, eine Streckung ist nur undeutlich entwickelt. Die in Abb. 19 dargestellten inversen Polfiguren für die Senk-

rechte zur Schieferung (Z) und die Dehnungsrichtung (X) zeigen nur eine schwache Regelung. Die Z-Richtungen versammeln sich generell in der Nähe von (010) und bilden einen deutlichen Kleinkreis um (001). Einerseits drückt sich darin die bei der Verknickung der Albite dominierende (010)-Gleitung aus, andererseits die fast achsiale Plättung. Auch die schwache Regelung des X-Diagramms deutet das an. Die Maxima nahe $c+a$ und $c-a$ könnten durch die (010)-Gleitung hervorgerufen sein, während andererseits die beiden Maxima in [100], zusammen mit den Z-Maxima in [100], ein Produkt der starken Zerschierung parallel zu (010) und (001) sein dürften.

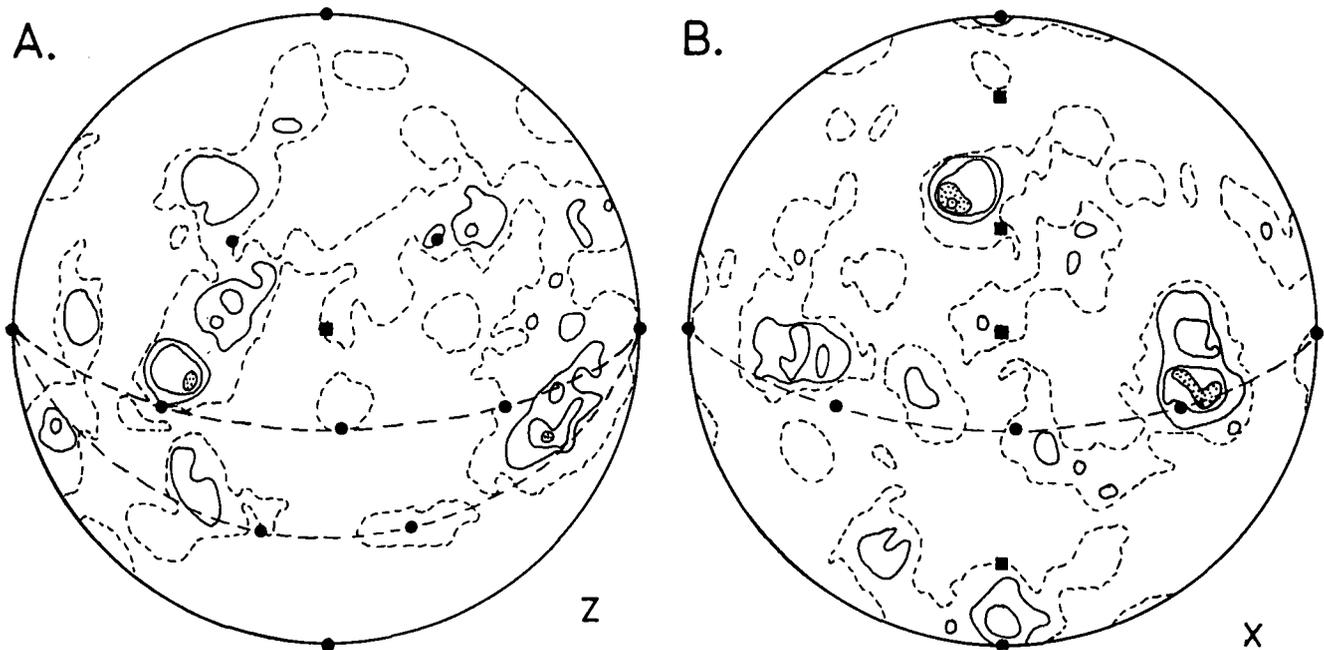


Abb. 19: Inverse Polfiguren der Probe 2061. Albit-„Altkörner“; flächentreue Projektion entsprechend Abb. 18D. Jeweils 143 Meßwerte.

- A) Diagramm für die Plättungsrichtung Z.
 B) Diagramm für die Streckungsrichtung X.

4.2.3. Oligoklasregelung in einem Meta-Gabbro der Ivrea-Zone

Für diese Probe sind in Abb. 20 die (001)-, (010)- und a -Regelungen dargestellt. Der Oligoklas wurde unter Amphibolit- bis Grünschieferfaziesbedingungen stark zerschert. Rekristallite, Subkörner, Undulation, Knickbänder und intrakristalline Brüche weisen darauf hin, daß die Deformation mit sinkenden Temperaturen \pm kontinuierlich andauerte. Die Regelungen sind scharf. Die a -Richtung ist deutlich parallel zur Schieferungsfläche und auch zur Streckungsrichtung (abgebildet durch Amphibol-c) orientiert. Sowohl (010) als auch (001) ordnen sich bevorzugt parallel bzw. subparallel zur Schieferung an. Da bei diesem An-Gehalt sich nicht aus jeder mit dem U-Tisch vermessenen (010)-Fläche (001) und a berechnen lassen (umgekehrt aber schon; siehe dazu KRUHL, 1987b), sind deutlich mehr Werte von (010) vorhanden als von (001) oder a . (010) ist zur Charakterisierung und Interpretation der Regelung deshalb am geeignetsten. Der (010)-Gürtel senkrecht zur Streckung läßt sich – zusammen mit dem a -Maximum parallel zur Streckung – als Ergebnis einer dominierenden a -Gleitung auffassen. Dabei hat anscheinend nicht nur (010) der Gleitung gedient, sondern auch andere Flächen der Zone [100] sind Gleitflächen gewesen. Dann wäre ein großer Teil des (010)-Gürtels durch passive Rotation von (010) entstanden.

Die Probe 1163 ist von feinen Scherzonen durchzogen. Aus Mikrot Texturen läßt sich der eingezeichnete Schersinn ableiten. In Kapitel 4.2.2. ist gezeigt worden, daß das Plagioklasgitter an Scherbahnen eine rollende Bewegung um die Drehachse der Scherung ausführen kann. Es wäre möglich, daß eine solche Bewegung sowohl den (010)-Gürtel als auch den unvollständigen (001)-Gürtel um die Senkrechte zur Scherrichtung hervorgerufen hat. Aber nur ein Teil der vermessenen Körner könnte auf diese Weise rotiert sein. Ihre a -Achsen

müßten sich in der Nähe der Rotationsachse der Scherung anordnen. Nur eine detaillierte Zuordnung der verschiedenen (001)-, (010)- und a -Regelungsbereiche zueinander könnte eine Klärung bringen.

Die Regelungen zeigen keine bedeutsamen Asymmetrien, die sich der Scherbewegung zuordnen ließen.

4.2.4. Andesinregelung in einem Metagabbro der Ivrea-Zone

Die Regelungen für verschiedene Flächen und Richtungen dieser Probe sind bereits ausführlich bei KRUHL (1987a) diskutiert worden. Hier sollen nur ergänzend die inversen Polfiguren für die Senkrechte zur Schieferung (Z) und die Streckungsrichtung (X) vorgestellt werden (Abb. 21). Deutlich wird:

- 1) Z liegt überwiegend im „positiven“ Quadranten [mit den Eckpunkten c , (100) und (010)] der inversen Polfigur.
- 2) Z ordnet sich bevorzugt nahe der Zone [100] an, und zusätzlich nahe bestimmten Flächen, vor allem (111), aber (010), (021), (110) und (130).
- 3) X steht nur in leichter Beziehung zur (010)-Fläche, bildet ansonsten diverse Maxima irrationaler Richtung.

Die einzelnen Gleitsysteme, die aus den Subkornrotationen abgeleitet worden waren, (Kapitel 3.1.5.) lassen sich in der Regelung der Probe kaum wiedererkennen. Das kann bedeuten: Entweder war die zufällige Auswahl der Subkörner nicht repräsentativ, oder Straininhomogenitäten im Mikrobereich verwischen die Regelung, die ja insgesamt nur auf ein Strainsystem bezogen ist, oder aber die Regelung ist nicht von der Polygonisation geprägt worden sondern von der früheren (?) fast vollständigen Rekristallisation der Probe. Die inverse Polfigur für Z zeigt weniger deutlich, was aber bei den Regelungen der einzelnen Flächen (siehe KRUHL, 1987a) klar hervortritt, daß nämlich verschiede-

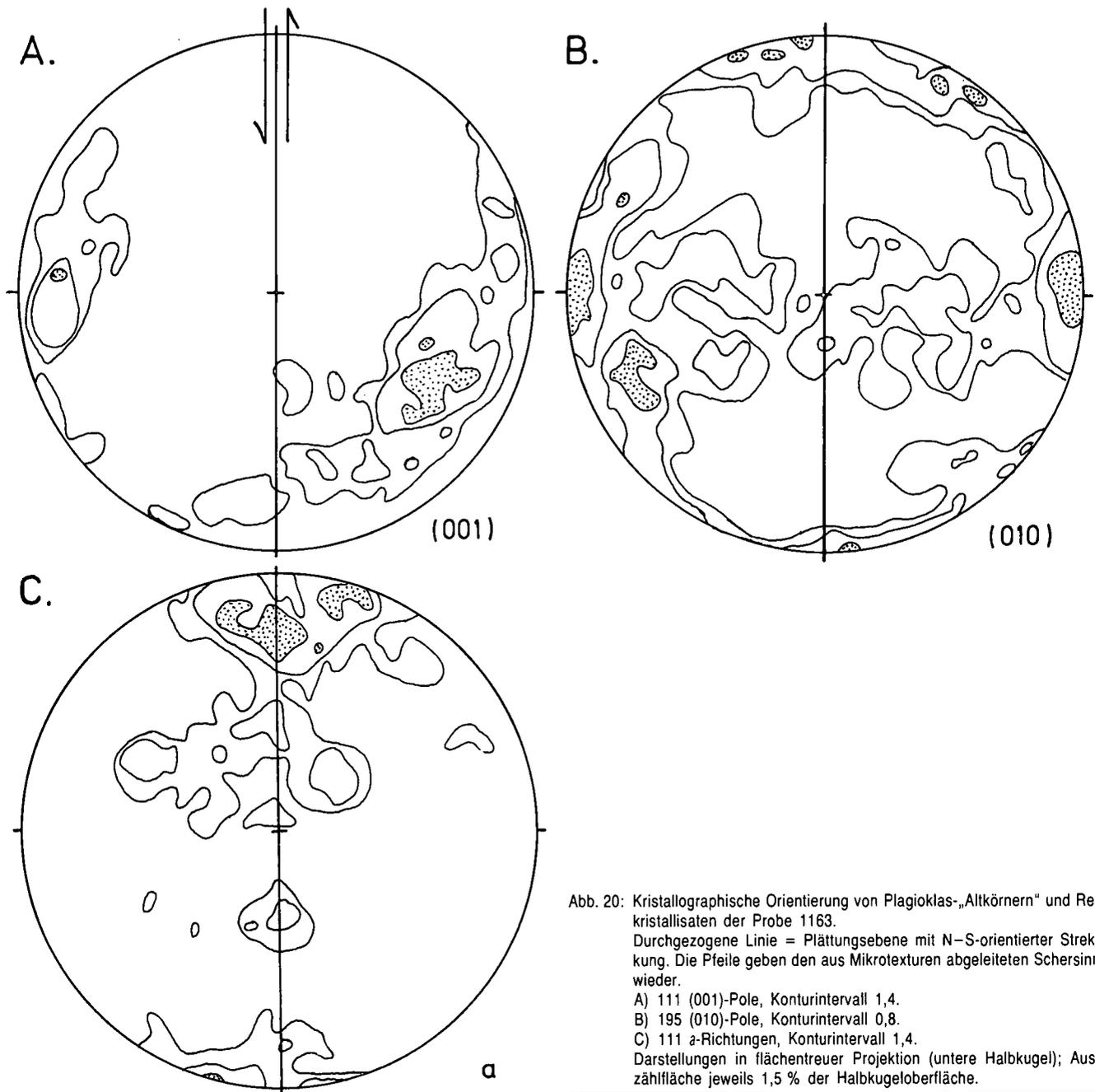


Abb. 20: Kristallographische Orientierung von Plagioklas-„Altkörnern“ und Rekrystallisaten der Probe 1163.
 Durchgezogene Linie = Plättungsebene mit N-S-orientierter Streckung. Die Pfeile geben den aus Mikrotusername abgeleiteten Schersinn wieder.
 A) 111 (001)-Pole, Konturintervall 1,4.
 B) 195 (010)-Pole, Konturintervall 0,8.
 C) 111 a -Richtungen, Konturintervall 1,4.
 Darstellungen in flächentreuer Projektion (untere Halbkugel); Auszählfläche jeweils 1,5 % der Halbkugeloberfläche.

ne Flächen sich bevorzugt parallel zur Schieferung anordnen, ohne daß sich dies auf die relative Lagebeziehung der Flächen zueinander zurückführen läßt. Dieses Phänomen läßt sich durch die Dominanz von je einem Gleitsystem in einem individuellen Plagioklaskorn erklären (siehe Kapitel 3.1.5. und 3.2.1.).

4.2.5. Andesin/Labradorit-Regelung in einem Meta-Gabbro der Ivrea-Zone

Eine ältere, vermutlich hoch-amphibolitfazielle Deformation hat das Gestein stark geplättet und Klinopyroxen, Amphibol und Plagioklas wahrscheinlich auch gittergeregelt. Eine jüngere grünschieferfazielle Deformation führte zu einem System konjugierter Scherzonen, die leicht asymmetrisch zur Plättungsebene liegen (Abb. 22D). Der eine Scherzonensatz ist stärker entwickelt als der zweite. Der Gesamtstrain ist dreiachsig, die Streckungsrichtung wird durch Amphibol- c abgebildet

(Abb. 22O). Die beiden inversen Polfiguren für die Plättungsrichtung Z und die Dehnungsrichtung X zeigen, daß sich sowohl (010) als auch (021), (130) und (131) subvertikal zu Z anordnen. Die Regelungsmuster dieser vier Flächen enthüllen zusätzliche Details: Das (010)-Maximum ist in der X - Z -Ebene des Strains gegenüber Z verdreht. (021) und (130) (Abb. 22E, F) bilden Kleinkreise um das (010)-Maximum, ungefähr entsprechend ihrem Abstand zu dieser Fläche. Zusätzlich bilden $a+c$ (Abb. 22N) einen deutlichen und a und c (Abb. 22L, M) jeweils einen diffusen Gürtel um das (010)-Maximum.

Wir können – zumindest grob – diese Regelungen als Ergebnis einer Überprägung von junger tieftemperierter über eine ältere höher temperierte Deformation erklären. In Kap. 3.2.1. war gezeigt worden, daß in dieser Probe bei grünschieferfazieller Deformation des Plagioklases an starren Blasten die Druckrichtung generell auf die Ebene senkrecht zu a und auf den (010)-Pol zu rotiert wird. Die Endpositionen der in Abb. 14A

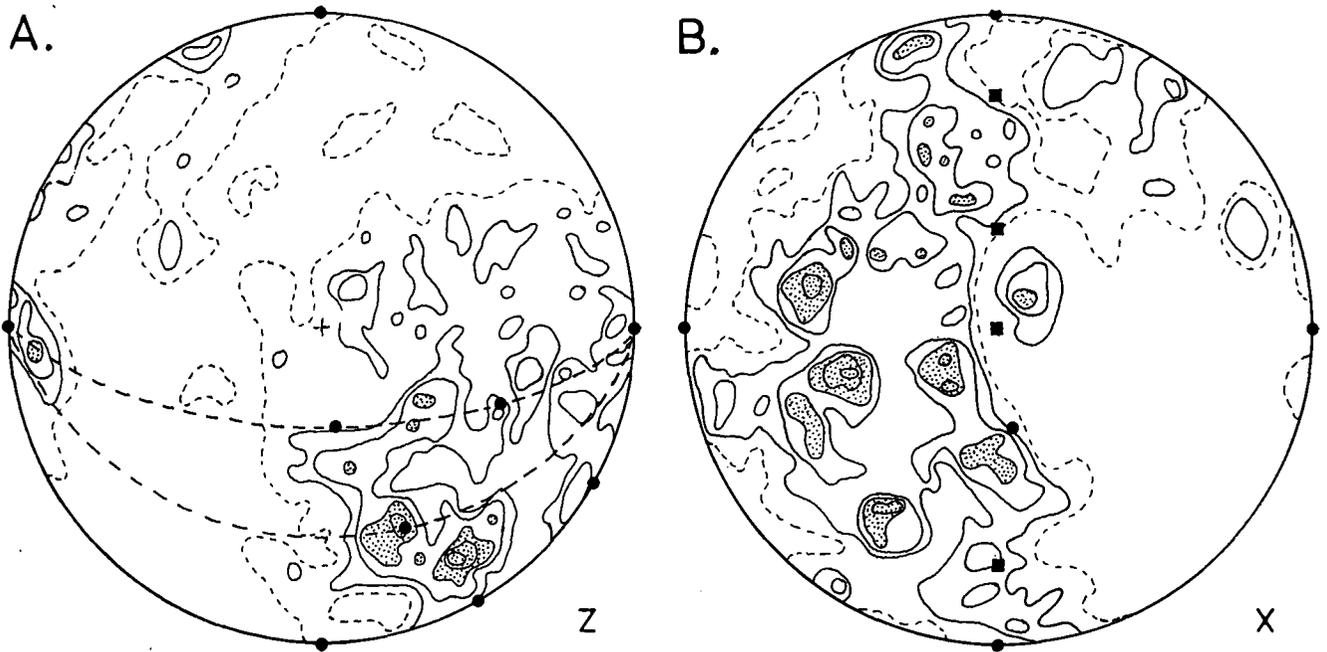


Abb. 21: Inverse Polfiguren für die Regelung von Andesin-Rekristalliten der Probe 741. Flächentreue Projektion (obere Halbkugel) entsprechend Abb. 18D. Jeweils 344 Meßwerte.

- A) Diagramm für die Plattungsrichtung Z.
B) Diagramm für die Streckungsrichtung X.

dargestellten Bewegungen der Druckrichtung liegen überwiegend dort, wo sich im Diagramm 22A die Z-Richtungen häufen. Da während der letzten Deformation (010)-Gleitung dominant war, muß Z aus Positionen näher an der (010)-Ebene auf den (010)-Pol zu rotiert worden sein, und X entsprechend in Richtung auf den [100]-Gürtel. Die „Schiefe“ des (010)-Maximums gegenüber der Plattungsrichtung können wir erklären,

wenn wir annehmen, daß sich (010) tatsächlich senkrecht zur Hauptdruckrichtung eingeregelt hat und daß diese Druckrichtung leicht schräg zur Plattungsebene liegt (wie in Abb. 22D eingezeichnet). Zum einen liegen die beiden Winkelhalbierenden der konjugierten Scherflächenscharen im gleichen Sinn schräg zum Strainsystem wie das (010)-Maximum, zum anderen sind beide ungleichmäßig stark entwickelt, in der Weise, daß eben-

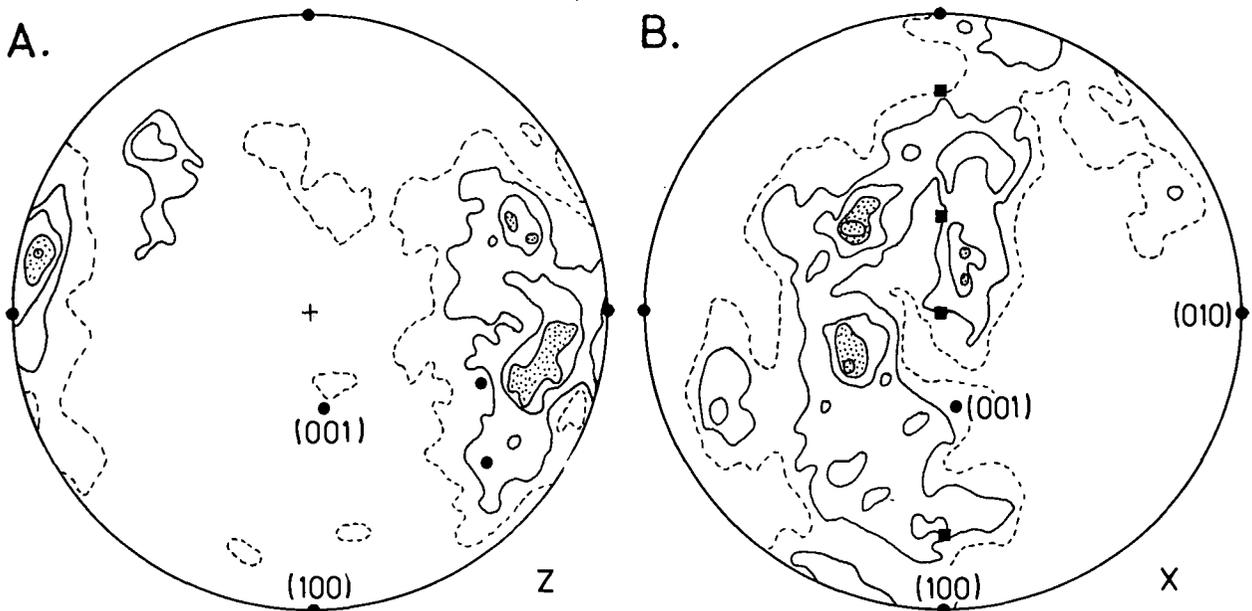


Abb. 22: Gitterregelung von Andesin/Labradorit-Kristallen der Probe 801.

Flächentreue Projektion (untere Halbkugel); durchgezogene Linie = Plattungsebene mit N-S-orientierter Streckungsrichtung. In Diagramm D sind die beiden während der grünschieferfaziellen Deformation entstandenen Scherflächen (kurz gestrichelt = schwächer, lang gestrichelt = stärker entwickelt) eingezeichnet, dazu die Winkelhalbierende (durchgezogener Pfeil) und die von ihr leicht abweichende vermutete Druckrichtung (punktierter Pfeil). Diagramm A und B: Inverse Polfiguren für die Plattungsrichtung Z und die Streckungsrichtung X entsprechend Abb. 18D. Auszählfläche jeweils 1,0; Konturintervalle 1,1 bzw. 0,8; 303 bzw. 274 Meßwerte.

Diagramme C bis O: Die Auszählfläche beträgt jeweils 1,5 mit Ausnahme von Diagramm O (= 1,0). Meßwerte/Konturintervalle für die einzelnen Diagramme: C: 303/0,6; D: 324/1,0; E: 324/0,8; F: 301/0,8; G: 301/0,8; H: 301/0,6; J: 301/0,8; K: 301/0,6; L: 301/0,7; M: 301/0,7; N: 301/0,8; O: 75/1,9.

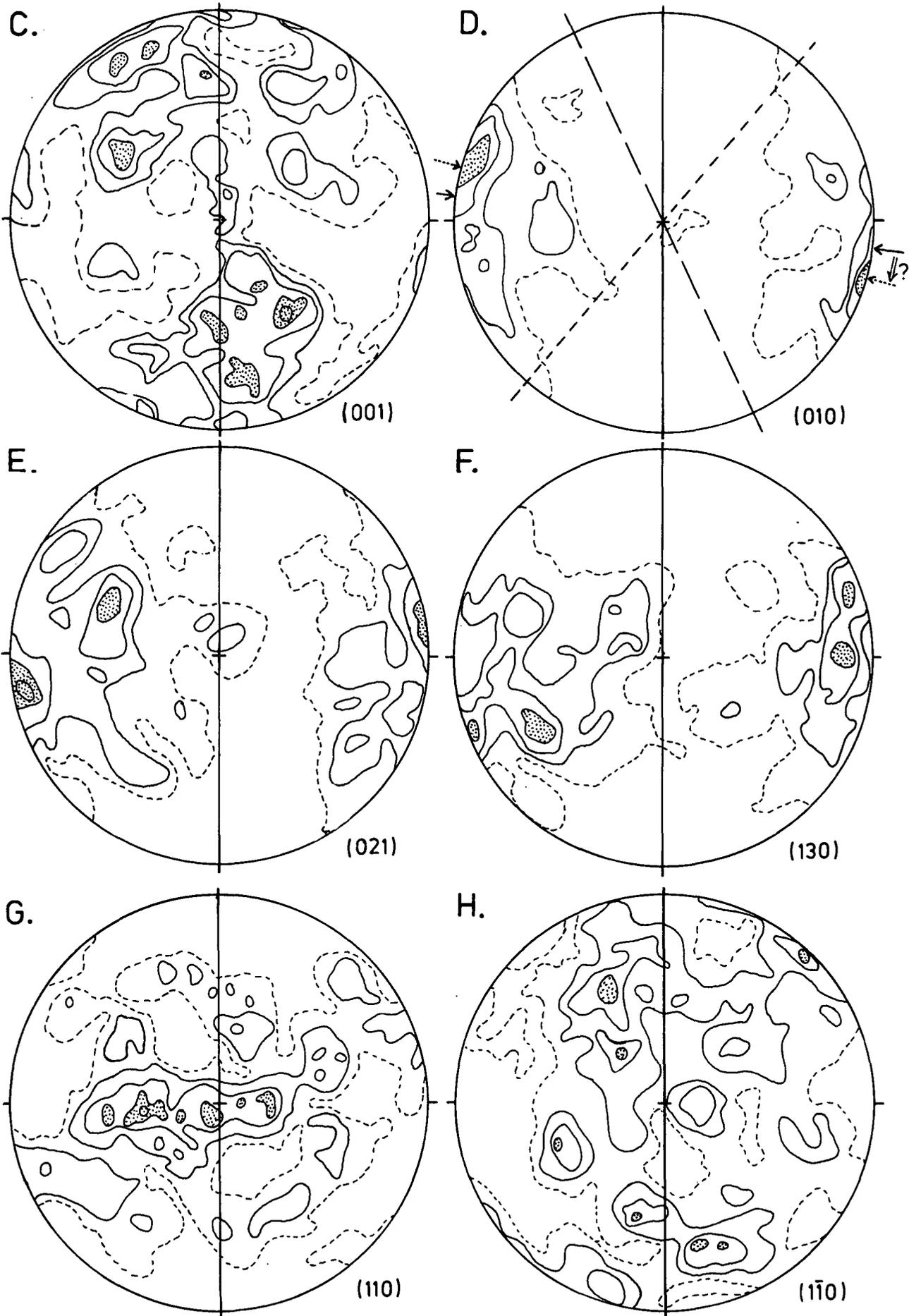


Abb. 22 (Fortsetzung).

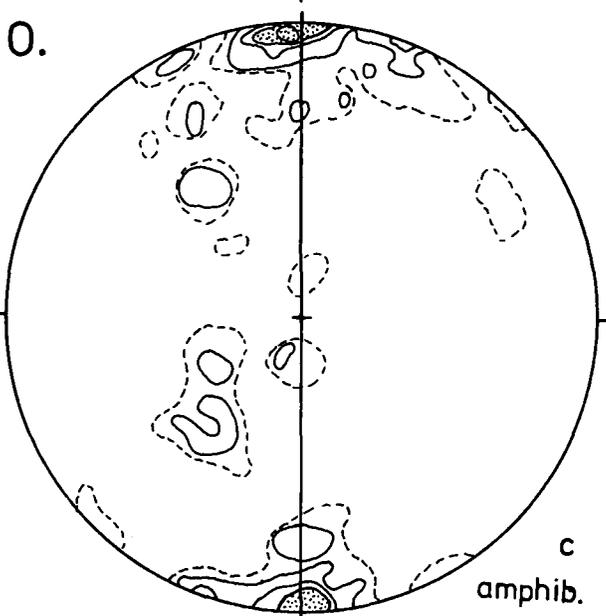
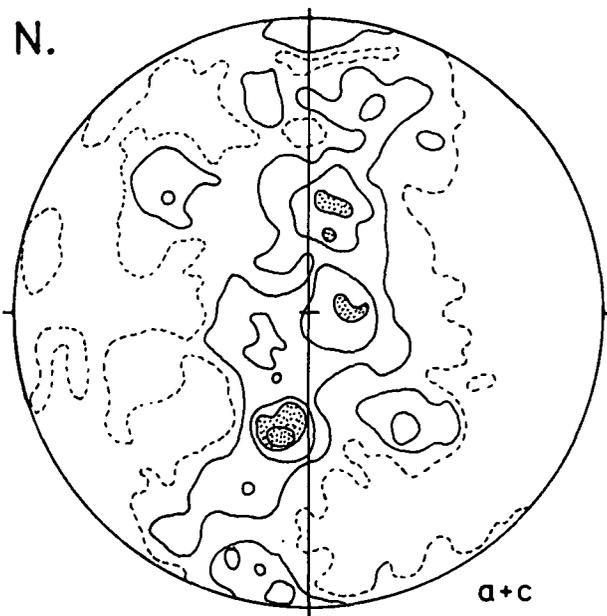
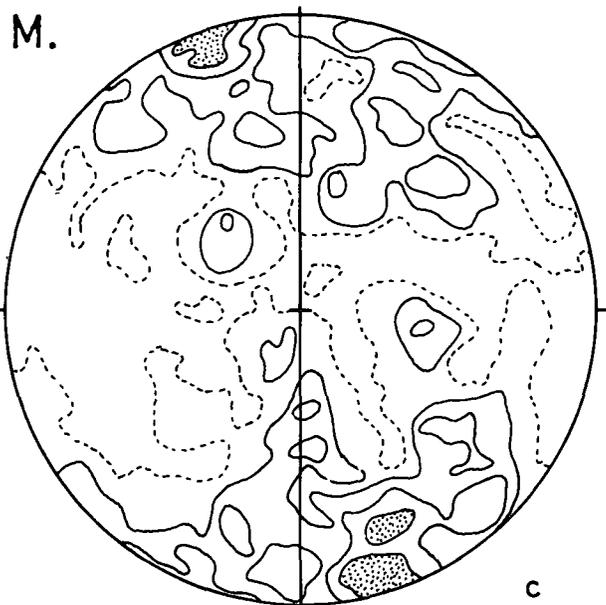
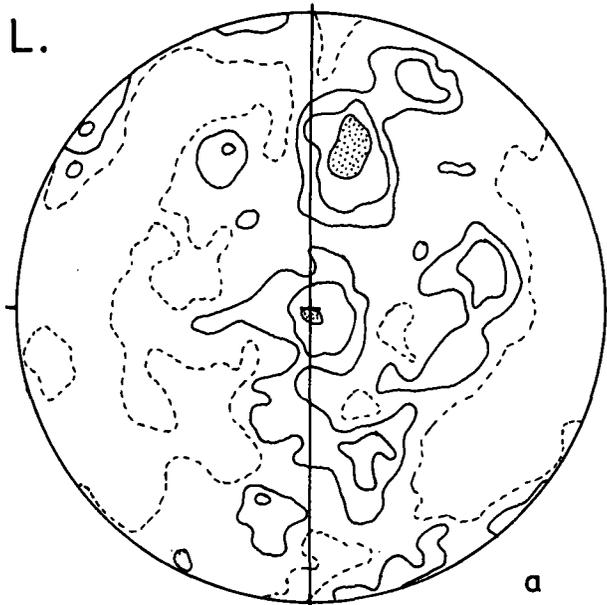
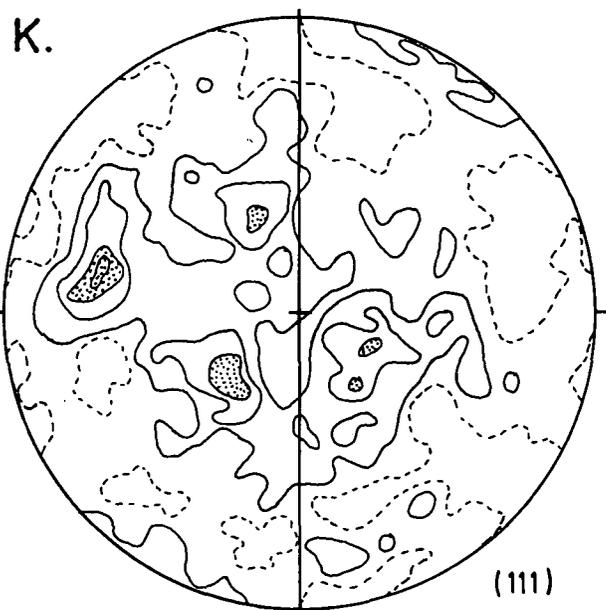
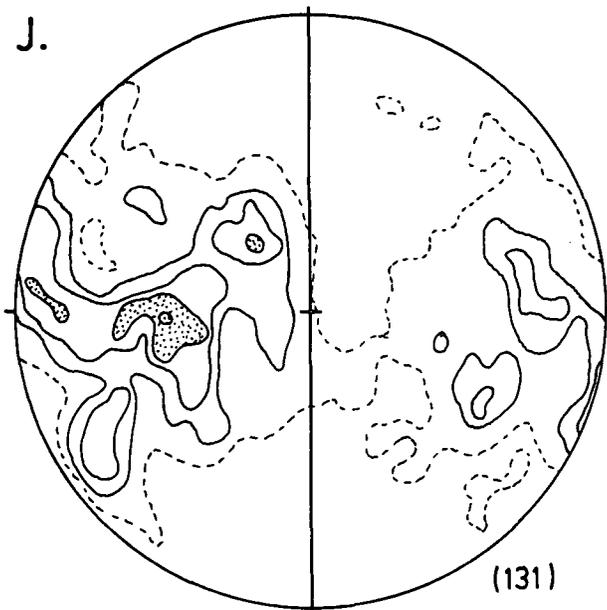


Abb. 22 (Fortsetzung).

falls eine Abweichung der Druckrichtung im Sinne des (010)-Maximums vom Strainsystem angezeigt wird.

Auf die vor der grünschieferfaziellen Überprägung vorhandene Plagioklasregelung läßt sich kaum rück-schließen. Denkbar wäre jedoch, daß eine Regelung ähnlich derjenigen der Probe 741 (Abb. 21) vorgelegen hat, bei der die verschiedensten Flächen parallel zur Plättungsebene eingeregelt waren. Dominierende (010)-Gleitung könnte eine solche Regelung dann auf

das in Abb. 22A dargestellte Regelungsmuster redu-ziert haben.

4.2.6. Oligoklas/Andesin-Regelungen aus der Alpenen „Wurzelzone“ und der Monte Rosa-Decke (Westalpen)

Die in Abb. 23 dargestellten Regelungen stammen aus Gneis- und Augengneisproben aus dem nördlichen

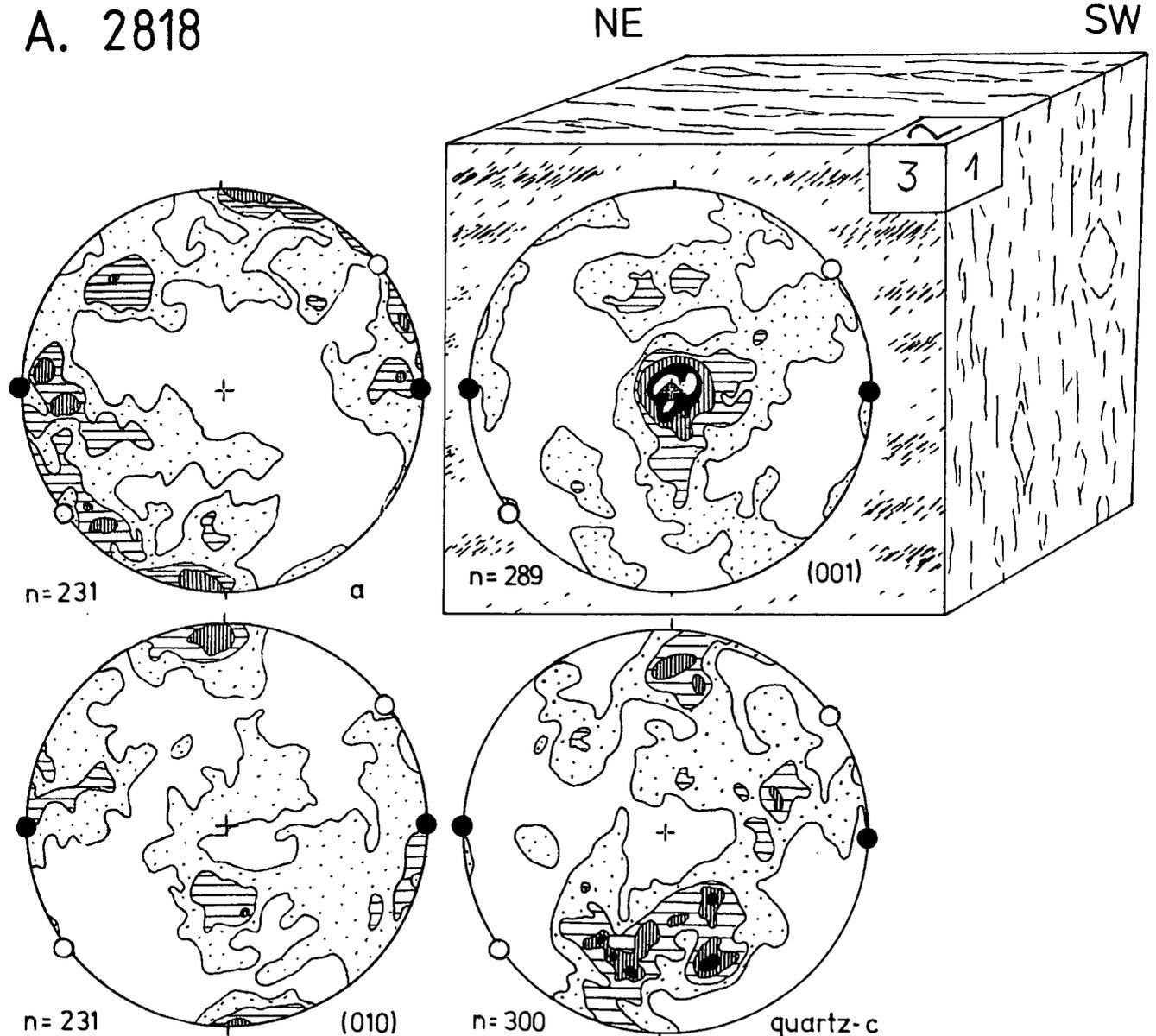


Abb. 23: Plagioklas- und Quarzregelungen aus Gneisproben der alpinen „Wurzelzone“ und der Monte Rosa-Decke. Dargestellt sind Quarz-c-Achsen-Regelungen und die Indikatix- und Gitterregelungen von Plagioklas-Rekristallisaten der Zusammensetzung Oligoklas/Andesin. Bei diesem Chemismus liegen die drei Indikatixachsen α , β und γ annähernd parallel zu den drei kristallographischen Richtungen a , $\perp(001)$ und $\perp(010)$. Anhand der Blockbilder ist das gefügekundliche Inventar der Proben schematisch dargestellt. Neben einer oder zwei Schieferungsscharen sind eine Glimmerstreckung und eine Stengelung unterschiedlicher Orientierung entwickelt. Die Stengelung entsteht dadurch, daß zwei Schieferungsscharen einander im spitzen Winkel schneiden. Bei den Proben 706, 1369 und 1556 liegt sie parallel zur Glimmerstreckung, bei den Proben 2818 und 2682 weicht sie von ihr ab. Die Kreuzgürtelmuster der Quarz-c-Achsen-Regelungen liegen stets symmetrisch zur Stengelung, die Plagioklas-Regelungsmuster hingegen orientieren sich nach der Glimmerstreckung (wenn diese von der Stengelung abweicht). Schwarze Kreisfläche = Stengelungsrichtung bzw. Glimmerstreckung, falls beide parallel verlaufen; weiße Kreisfläche = Glimmerstreckung, die von der Stengelung abweicht; flächentreue Projektion (untere Halbkugel); Projektionsebene = Plättungsebene. Für die Plagioklasregelungen gilt: Auszählfläche stets 3,0, Konturintervalle stets 0,5 (beginnend mit 1,0). Vermessen worden sind bei Probe 2818 a , (001) und (010), bei allen anderen Proben die drei Indikatix-Achsen. Die Messungen stammen von allen am jeweiligen Blockbild eingezeichneten Schnitten (Probe 706: nur von den Schnitten 4 und 5). Die Anzahl n der Messungen ist jeweils bei den Diagrammen angegeben. Für die Quarzregelungen gilt: Stets 300 Messungen; immer von dem Schnitt senkrecht zur Stengelung (bis auf Probe 2818: aus den Schnitten 1 und 2). Auszählfläche: 2,0 (Probe 2818; 1,5 (706); 1,0 (1369, 1556, 2682); Konturintervalle: 0,5 (beginnend mit 1,0, Probe 2818); 0,8 (1556); 0,9 (2682); 1,0 (1369) und 1,3 (706).

B. 706

NE

SW

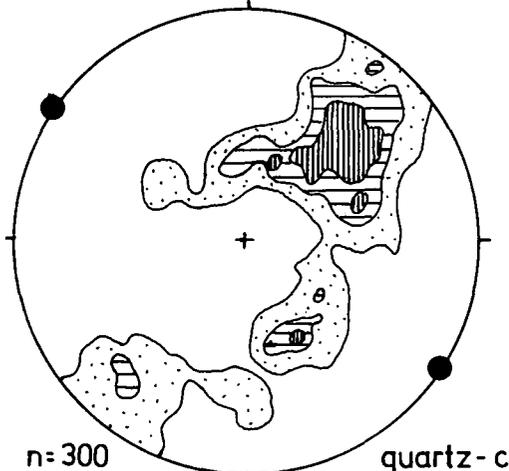
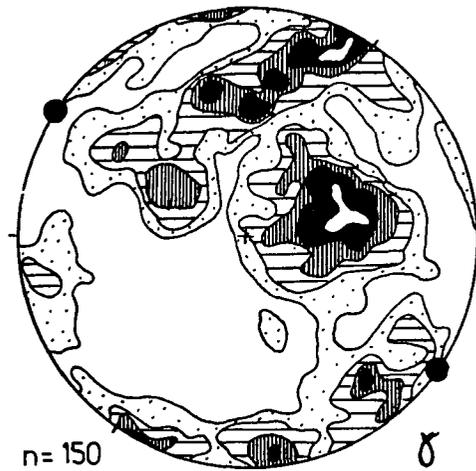
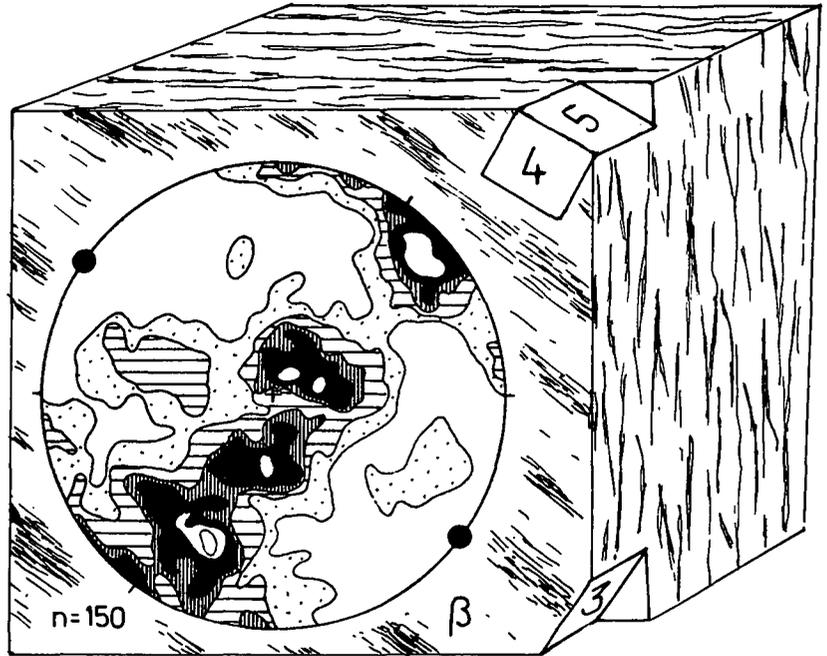
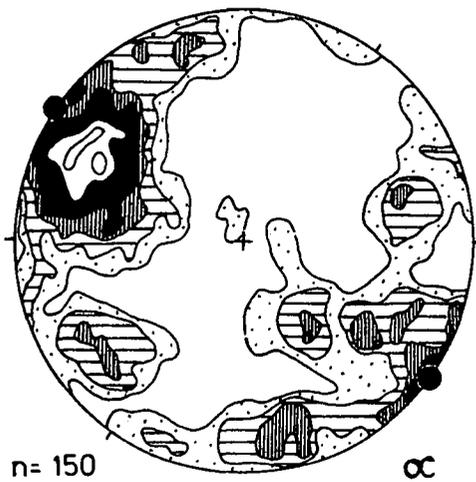


Abb. 23 (Fortsetzung).

Teil der „Wurzelzone“ und dem südlichen Teil der Monte-Rosa-Wurzel, in dem die Deformation bei aufsteigenden Temperaturen bis zu 520–560°C ablief. Die Plagioklas-Regelungen sind jeweils zusammen mit Quarzregelungen der gleichen Probe und einem schematischen Blockbild dargestellt. Es sind – bis auf Probe 2818 – anstelle von kristallographischen Richtungen die drei Indikatrixachsen dargestellt. Da bei einem An-Gehalt von 21–34 % die Indikatrixachsen nahe dem (010)- und (001)-Pol bzw. nahe der *a*-Richtung liegen und nur grobe Strukturen der Regelungsmuster interpretiert werden, wird ein solcher Tausch als statthaft angesehen.

1) Probe 2818 (Abb. 23A): In dieser Probe ist eine nach NE tauchende Streckung (Muskovit- und Biotit-Gestalt- und Gitterregelung) entwickelt. Zwei sich spitzwinklig durchschneidende Schieferungen bilden eine horizontale Stengelung aus. Die Quarz-*a*-Achsen regeln sich auf Kreuzgürteln \pm senkrecht zur Stengelung. Die beiden weit auseinander liegenden Maxima deuten – zusammen mit der geringen Bele-

gungsdichte konzentrisch nahe der Plättungsrichtung – auf einen dreiachsialen Strain mit einer späten Überprägung durch koaxiale Plättung hin. Die längste Strain-Achse liegt parallel zur Stengelung. Die Regelung der Plagioklase bezieht sich nur un- deutlich auf die Stengelung, dafür aber deutlich auf die Muskovit-Biotit-Streckung. Während (001) bevorzugt parallel zur Plättungsebene orientiert ist, bilden die *a*-Richtungen ein diffuses Maximum und (010) einen breiten Gürtel um die Streckung. Kleinere Maxima liegen parallel bzw. senkrecht zur Stengelung.

2) Probe 706 (Abb. 23B): In dieser Probe sind sehr deutlich zwei Schieferungen entwickelt (eine ältere und eine jüngere), die eine mit 30–40° nach SW tauchende Stengelung hervorrufen. Die Glimmerstreckung liegt parallel zu dieser Stengelung. Die Quarz-*c*-Achsen regeln sich auf unvollständigen Kreuzgürteln senkrecht zur Stengelung und spiegeln damit einen dreiachsialen Strain wider. Auch die Plagioklasregelungen sind der Stengelung (und Streckung) zugeordnet. Alpha bildet ein kräftiges

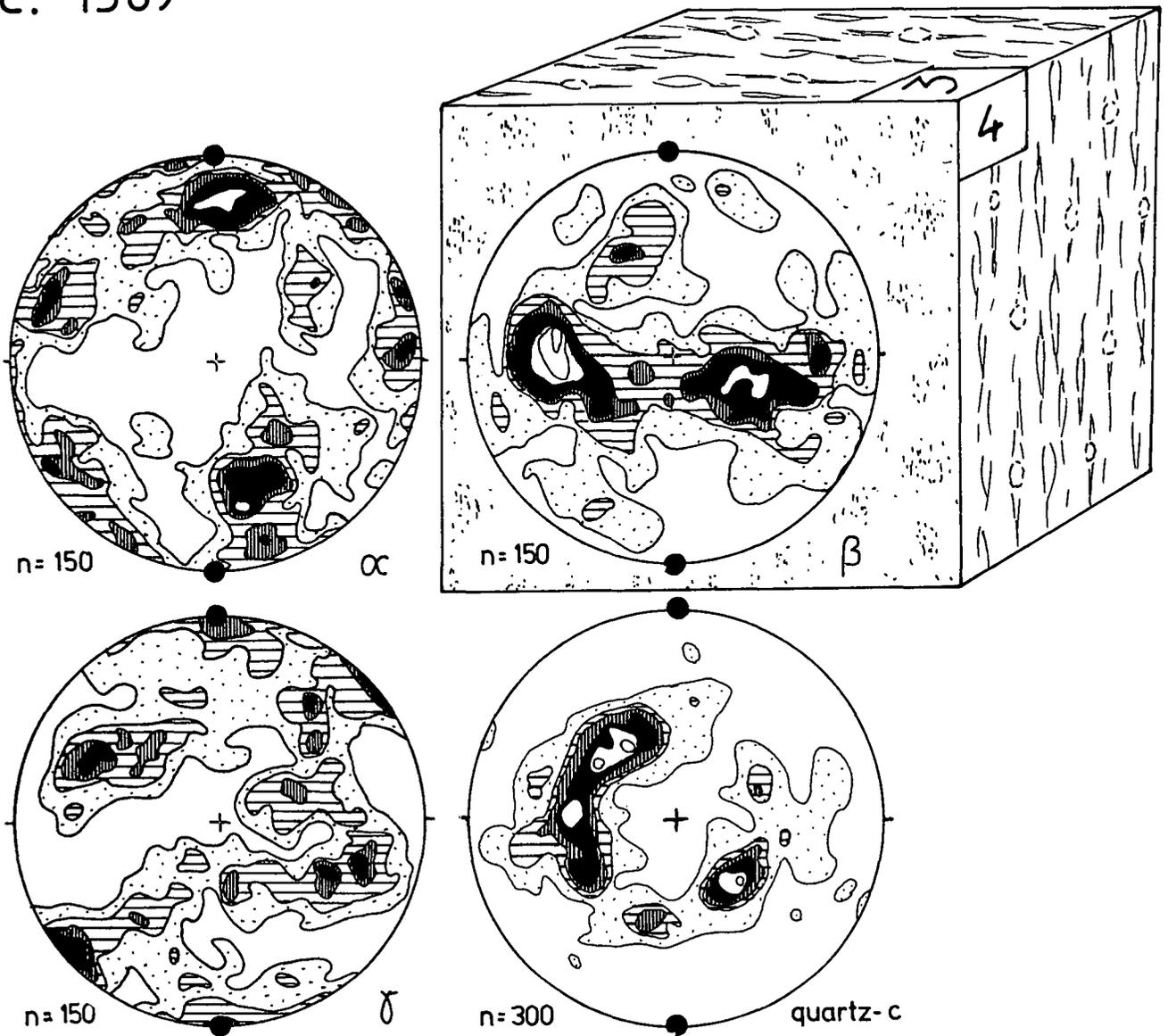


Abb. 23 (Fortsetzung).

Maximum ungefähr parallel zur Stenglung und einen diffusen Gürtel um die Plättungsrichtung. Die Beta-Richtungen liegen auf einem deutlich ausgeprägten Gürtel um die Stenglung. Gamma bildet ein unklares Gürtel- bzw. Kleinkreismuster, das schwach auf die Stenglung bezogen ist.

- 3) Probe 1369 (Abb. 23C): An dieser Probe sind nur undeutlich zwei Schieferungen zu erkennen, die fast parallel zueinander verlaufen. Eine undeutliche Glimmerstreckung taucht steil auf diesen Schieferungsflächen. Die Quarz-c-Achsen regeln sich auf einem Kleinkreis um die Plättungsrichtung. Ein Gürtel senkrecht zur Streckung ist im Ansatz vorhanden. Alpha belegt einen breiten Gürtel um die Plättungsrichtung und zwei Maxima nahe der Glimmerstreckung. Beta bildet einen Gürtel um die Streckung mit zwei Maxima nahe der Plättungsrichtung und Gamma ein schwaches Maximum und zwei diffuse Kleinkreise um die Streckung.
- 4) Probe 1556 (Abb. 23D): Hier sind ebenfalls nur undeutlich zwei Schieferungen zu erkennen, die fast parallel zueinander verlaufen und eine steil nach

SW tauchende Stenglung hervorrufen. Eine Glimmerstreckung ist – wenn überhaupt – parallel zur Stenglung ausgebildet. Die Quarz-c-Achsen sind deutlich auf unvollständigen Kreuzgürteln um die Stenglung geregelt. Sie zeigen einen dreiaxialen Strain an. Die Plagioklasregelungen stehen nur in schwacher Beziehung zur Stenglung. Alpha bildet ein Maximum parallel zur geographisch Vertikalen in der Plättungsebene und einen breiten Gürtel senkrecht zu dieser Richtung, den man jedoch auch als unvollständigen Kleinkreis um die Stenglungsrichtung auffassen kann. Beta bildet einen Kleinkreis ungefähr um die Stenglung und einen rudimentären Gürtel um die Plättungsrichtung. Gamma hingegen bildet ein breites Maximum um die Horizontale.

- 5) Probe 2682 (Abb. 23E): In dieser Probe sind die Plagioklasregelungen ebenfalls der steilen Glimmerstreckung und nicht der horizontalen Stenglung – als Produkt zweier Schieferungen – zugeordnet. Alpha bildet ein Maximum parallel zur Streckung und Beta einen diffusen Gürtel senkrecht dazu, mit mehreren Maxima nahe der Plättungsrichtung. Die Rege-

D. 1556

NE

SW

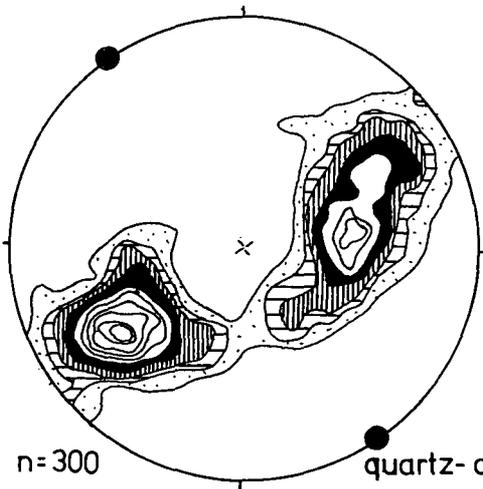
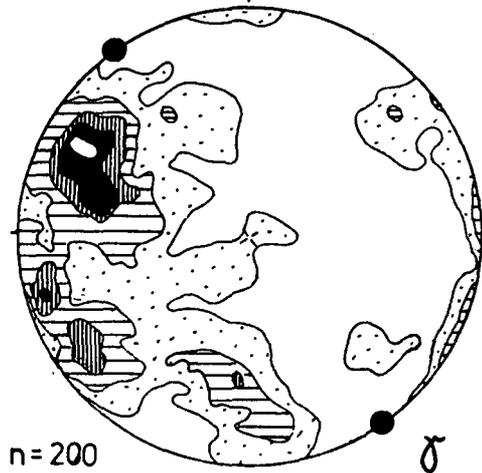
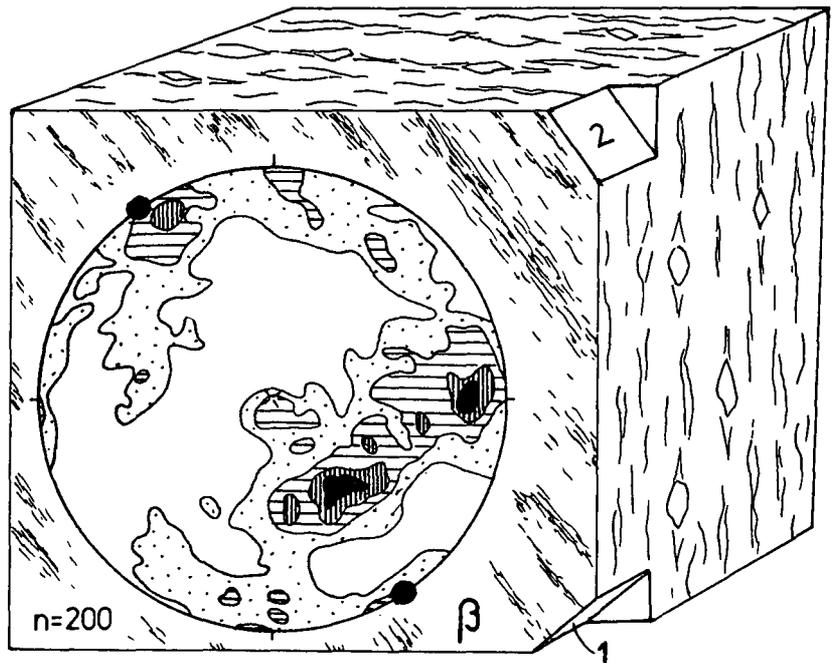
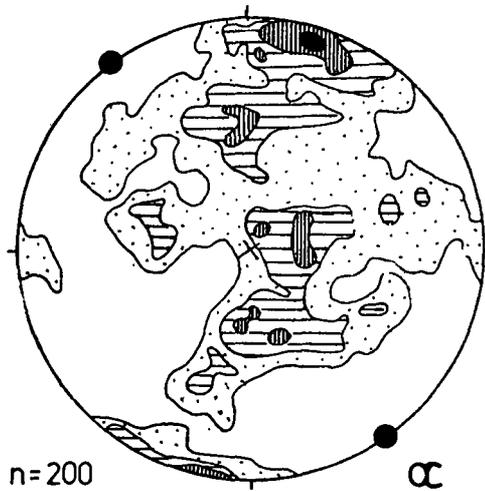


Abb. 23 (Fortsetzung).

lung von Gamma steht in keiner klaren Beziehung zur Streckung oder zur Stengellung. Die Quarz-c-Achsen bilden wiederum einen unvollständigen Kreuzgürtel senkrecht zur Stengellung.

Unter der Annahme, daß die Glimmer-Einregelungen, und nicht die Stengellung, die für den Plagioklas „gültige“ Streckung repräsentieren, daß sich in diesen Proben generell a parallel zur Streckung und (001) parallel zur Plättungsebene orientiert haben und daß die Plagioklasregelungen bei der Bildung einer zweiten Schieferung möglicherweise überprägt oder passiv verdreht worden sind, können wir zu einer für alle Regelungen gültigen Interpretation gelangen:

Das a - und das (001)-Maximum der Probe 2818 spiegeln einen dreiachsialen Strain wider, der gleichzeitig mit der ersten Schieferung entstanden ist. Durch spätere leichte Drehungen um die Stengellung sind zwei diffuse (001)- und (010)-Gürtel senkrecht zur Stengellung angelegt worden. Da in der Probe 706 Stengellung und Streckung parallel zueinander liegen, bleibt ein kräftiges Alpha ($\approx a$)-Maximum parallel zur Stengellung erhalten, während Beta ($\approx \perp(001)$) aufgrund der späte-

ren Drehbewegung um die Stengellung einen deutlichen Gürtel um diese Linie ausbildet. Auch in der Probe 1369 war bei einem ursprünglich leicht dreiachsialen Strain Beta senkrecht zur Plättungsebene und Alpha parallel zur Glimmer-Streckung orientiert. Eine spätere Überprägung durch achsiale Plättung bzw. eine leichte Rotation um die Streckung haben einen Beta-Gürtel und einen Gamma-Kleinkreis hervorgerufen. In der Probe 1556 hat ein früher dreiachsialer Strain, dessen Plättungsebene und Streckungsrichtung vermutlich leicht von der jetzigen Plättungsebene und Streckungsrichtung abweichen, ein Alpha-Maximum (nahe der geographisch Vertikalen) hervorgerufen. Spätere Drehungen um die Stengellung haben zwei entsprechende Alpha- und Beta-Kleinkreise hervorgerufen. Auch in Probe 2682 sind ein ursprünglich kräftiges Alpha-Maximum parallel zur Streckung und eine Beta-Regelung senkrecht zur ersten Schieferung vermutlich durch Drehungen um die Stengellung zu rudimentären Kleinkreisen um die Stengellung auseinandergezogen worden.

In allen fünf Proben ist der Plagioklas schwächer geregelt als der Quarz, obwohl der Strain beider Minerale

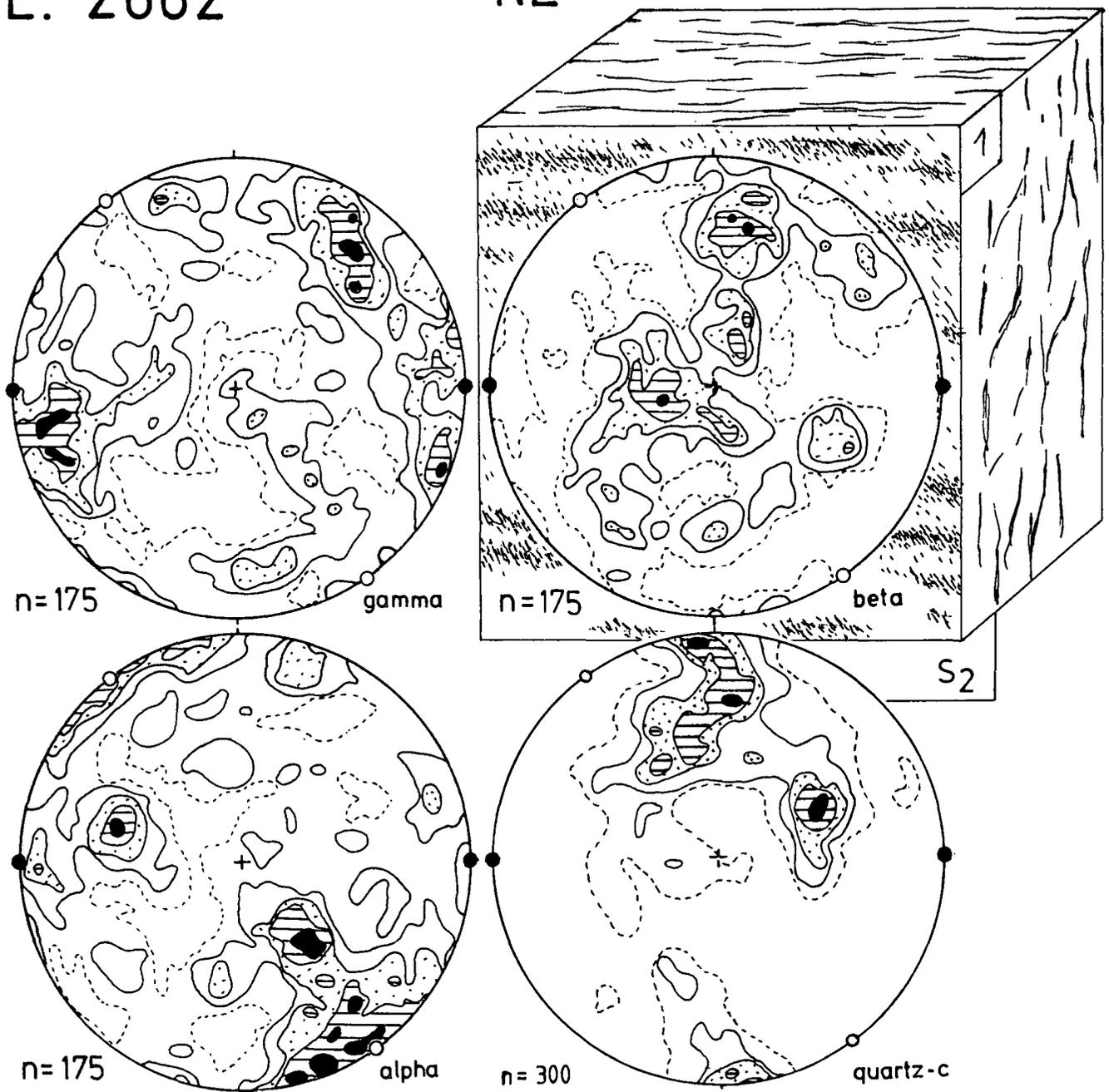


Abb. 23 (Fortsetzung).

anscheinend ähnlich ist. Neben der regelungsmindernden späten Rotation um die Stengung können weitere Ursachen zur Zeit nur vermutet werden: Abhängigkeiten zwischen Alt- und Rekristallisationskörnern können dabei ebenso eine Rolle spielen wie Effekte des Rekristallisationswachstums oder die bereits weiter oben diskutierte Selektion von Gleitsystemen und Streßvariationen im Kornbereich. Um diese möglichen Ursachen zu prüfen, sind aber weniger Untersuchungen von Vorzugsregelungen erforderlich als vielmehr ausführliche Studien im Kornbereich an deformierten Altkörnern und an Rekristallisaten.

4.3. Diskussion

Die Interpretation der vorliegenden Plagioklasregelungen hat einige Gesichtspunkte erbracht, die für eine weiterführende Untersuchung solcher Regelungen und ihre praktische Verwendung bei tektonischen Studien von Interesse sein könnten.

- 1) Die Plagioklasregelungen sind komplex; durchaus in ähnlichem Maß, wie es z. B. die Quarzregelungen sind.
- 2) In Proben, die überwiegend unter Grünschieferfaziesbedingungen deformiert worden sind, prägt

(010)-Gleitung das Regelungsmuster. Dabei können die Gleitrichtungen unterschiedlich sein, und der An-Gehalt scheint keine wesentliche Rolle zu spielen. Unter amphibolitfaziellen Bedingungen scheint (001)-Gleitung, bevorzugt in Richtung von a , zu dominieren. Daß a dominierende Gleitrichtung sein kann, ist schon von anderen Autoren vermutet worden (OLSEN & KOHLSTEDT, 1984; JENSEN & STARKEY, 1985). Auch LAWRENCE (1970), KAY (1962) und ROUSELL (1981) geben a -Maxima parallel zu einer Streckungsrichtung an. Bei der bisher vorliegenden geringen Datenmenge bleibt unklar, ob es einen scharfen Wechsel zwischen (010)- und (001)-Gleitung gibt bzw. unter genau welchen Bedingungen a -Gleitung dominieren kann. Da alle Proben mit vermutlich dominierender a -Gleitung Plagioklas der Zusammensetzung Oligoklas-Andesin enthalten, ist ein Zusammenhang mit dem An-Gehalt nicht auszuschließen. Auch der Einfluß der Rekristallisation ist unbekannt. Immerhin sind alle Proben, bei denen (001) bevorzugt parallel zur Plättungsebene orientiert ist, fast vollständig rekristallisiert und haben eine anhaltende Temperung mitgemacht. Es wird zwar in der Literatur auf mögliche Orientierungsbeziehungen zwischen Alt- und Rekristallisationskörnern hingewiesen (siehe z. B. VERNON, 1975; ROUSELL, 1981), aber genauere Untersuchungen fehlen, ganz abgesehen vom möglichen Einfluß der Korngrenzwanderung und Kornvergrößerung auf die Ausbildung von Regelungen.

- 3) Auch in den kräftig gescherten Proben zeigen die Plagioklasregelungen keine eindeutigen Hinweise (Asymmetrien z. B.) auf diese Scherung. Wie insbesondere die Gneisproben der „Wurzelzone“ und der Monte-Rosa-Decke zeigen, müssen wir aber damit rechnen, daß Plagioklasregelungen passiv verdreht werden, vor allem während einer späten tieftemperierten Deformationsphase, bei der Quarz-Glimmerhaltige Gesteine insgesamt noch plastisch sind, der Plagioklas aber schon starr ist und der Deformation widersteht.
- 4) Auch in den Gneisproben der „Wurzelzone“ und der Monte-Rosa-Decke wird ein Prinzip deutlich, das wir schon im K1-Gneis der Tauern angetroffen haben (KRUHL, 1986a): Wir müssen unterscheiden zwischen einer (älteren) Gestaltregelung von Mineralen und (jüngeren) Stengelungen, die von zwei sich schneidenden Schieferungsscharen hervorgerufen werden. Die Stengelungen beherrschen das makroskopische Gefügebild, während die Gestaltregelungen der Minerale (meist Glimmer oder Feldspäte) ein Randgruppen-Dasein fristen. In allen Fällen sind die Plagioklasregelungen nach der (frühen) Streckung ausgerichtet, die Quarzregelungen jedoch nach der (späten) Stengelung, die ihrerseits für den Quarz eine Streckungsrichtung darstellt. Dies ist ein Beispiel für das „bessere Gedächtnis“ des Plagioklases. Seine früh und hochtemperiert gebildeten Regelungen überleben – im Gegensatz zu denen des Quarzes – spätere, kräftige, tieftemperierte Deformationen, die das makroskopische Erscheinungsbild der Gesteine prägen. Wir können also mit Hilfe von Plagioklasregelungen ältere Deformationen und ihre Strainsysteme aufspüren, und das sogar dann noch (wie sich z. B. bei Probe 1556 andeutet), wenn weder im Makrogefüge noch im Mikrogefüge Anzei-

chen für solch ältere Deformationen und Strainsysteme vorhanden sind.

5. Anhang

5.1. Petrographie der untersuchten Proben

In der Tabelle 1 sind die petrographischen Daten der 21 untersuchten Proben dargestellt. Sie sind nach steigendem An-Gehalt angeordnet. Die Zusammensetzung ist ausschließlich mit dem U-Tisch bestimmt worden. Sie variiert von Albit bis Labradorit. Beim Mineralbestand sind nur Hauptgemengteile (mit ihren am Dünnschliff geschätzten Volumenanteilen) angegeben. Die Temperatur, die während der Deformation geherrscht hat, ist aus den Paragenesen und ihrer Beziehung zur Deformation abgeleitet worden. Insbesondere wurde das Rekristallisationsverhalten von Quarz, Plagioklas, K-Feldspat, Orthopyroxen, Klinopyroxen und Amphibol herangezogen. Im allgemeinen dienten dabei die Untersuchungen von VOLL (1968, 1976, 1980) und entsprechende regionale petrologisch-gefügekundliche Arbeiten als Grundlage (ALTENBERGER et al. [1987], KRUHL [1979], KRUHL & VOLL [1976] für die alpine „Wurzelzone“; KRUHL [1979, 1984b], KRUHL & VOLL [1976, 1979a, b] für die Ivrea-Zone; HÖCK & HOSCHEK [1980], HÖRNES & FRIEDRICHSEN [1974], KRUHL [1986a] für den „K1-Gneis“ im zentralen Tauernfenster). Die Angaben über intrakristalline Brüche, Knickbänder, Deformationslamellen, mechanische Zwillinge, Subkörner und über Undulation sind vage gehalten, da diese Deformationstexturen z. T. untereinander fließende Übergänge zeigen oder sich im lichtmikroskopischen Bereich nicht immer eindeutig erfassen lassen (z. B. Deformationslamellen).

Bei den Proben der alpinen „Wurzelzone“ sind mögliche präalpine Deformationsereignisse außer acht gelassen worden. Insbesondere die Angaben zu den Rekristallisaten beziehen sich nur auf das (einzige) alpine Ereignis.

Ebenso beziehen sich die Angaben über die Rekristallisate der Ivrea-Zone-Proben nur auf das letzte Deformationsereignis. So sind z. B. die 10 % Plagioklas-Rekristallisate der Probe 801 durch ein letztes Deformationsereignis um 500°C entstanden, die „Altkörner“ jedoch könnten selbst noch Rekristallisate einer früheren höher temperierten Deformation sein.

Die Angaben über die Häufigkeit der mechanischen Zwillinge (A = Albit, P = Periklin, A-K = Albit-Karlsbad) leiden unter der Schwierigkeit, mechanische gegen Wachstumswillinge abzugrenzen. Das betrifft vor allem die vollständig rekristallisierten Gneise der „Wurzelzone“ und Monte-Rosa-Decke (Proben 706, 1556, 1369, 2682, 2818). Die Angaben über Albit-Karlsbad-Zwillinge sind eingeklammert, um anzudeuten, daß ihre Zuordnung als Deformationszwillinge nicht sicher ist (siehe Kapitel 3.1.4.).

5.2. Erläuterung von Symbolen und Begriffen

σ_1	Hauptdruckrichtung
X, Y, Z	Größe, mittlere und kleinste Hauptachse des Strain-Ellipsoids
(010) etc.	Miller-Indizes kristallographischer Flächen des Plagioklases

[010] etc.	Miller-Indizes kristallographischer Richtungen und Zonen des Plagioklasses	BORG, I. Y. & HANDIN, J.: Experimental deformation of crystalline rocks. – <i>Tectonophysics</i> , 3, 249–308, Amsterdam 1966.
$a, b, c, c+a, c-a$	Kristallographische Richtungen des Plagioklasses (direktes Gitter, wie auch (010), [010] etc.; siehe Abb. 1)	BORG, I. Y. & HEARD, H. C.: Mechanical twinning and slip in experimentally deformed plagioclases. – <i>Contrib. Mineral. Petrol.</i> , 23, 128–135, Heidelberg 1969.
a^*, b^*, c^*	Hauptachsen des reziproken Gitters, mit $a^* = \perp(100)$, $b^* = \perp(010)$ und $c^* = \perp(001)$ (siehe KLEBER, 1967, S. 345ff.).	BORG, I. Y. & HEARD, H. C.: Experimental deformation of plagioclase. – In: P. PAULITSCH (Ed.): <i>Experimental and Natural Rock Deformation</i> , 375–403, Berlin – Heidelberg – New York (Springer) 1970.
N_1	Schnittpunktlinie von (010) mit der von b und b^* gebildeten Ebene; irrationale Richtung, bei An_0 nahe c , bei An_{50} nahe c^* [= $\perp(001)$].	BORGES, F. S. & WHITE, S. H.: Microstructural and chemical studies of sheared anorthosites, Roneval, South Harris. – <i>J. Struct. Geol.</i> , 2, 273–280, Oxford 1980.
Gleitsystem	besteht aus einer Gleitebene [z. B. (010)] und einer Gleitrichtung (z. B. a); geschrieben (010)/ a	BOUCHEZ, J. L., DERVIN, P., MARDON, J. P. & ENGLANDER, M.: La diffusion neutronique appliquée à l'étude de l'orientation préférentielle de réséan dans les quartzites. – <i>Bull. Mineral.</i> , 102, 225–231, Paris 1979.
Burgers-Vektor	Geringste Distanz, um die das Kristallgitter gleiten muß, damit die beiden Gitterhälften unter und über der Gleitebene wieder miteinander übereinstimmen (Details z. B. bei HOBBS et al. [1976]).	BRADSHAW, R. & PHILLIPS, F. C.: The use of X-ray in petrofabric studies. – In: P. PAULITSCH (ed.): <i>Experimental and Natural Rock Deformation</i> , 75–97; Berlin – Heidelberg – New York (Springer-Verlag) 1970.
Inverse Polfigur	Darstellung von Bezugsrichtungen (z. B. Hauptdruckrichtung, Scherrichtung) in stereographischer (oder flächentreuer) Projektion, bezogen auf die kristallographischen Hauptrichtungen eines Minerals.	BRAUN, G.: Probleme bei der Auswertung von Universaldrehungsmessungen, dargestellt am Beispiel eines Marmors. – <i>Clausth. Tekt. H.</i> 10, 299–313, Clausthal-Zellerfeld 1970.
Auszählfläche	zur Erstellung von Häufigkeitsverteilungen in stereographischer oder flächentreuer Projektion: Die bei den Abbildungen angegebenen Werte sind Prozentanteile der Halbkugeloberfläche	BROWN, W. L. & MACAUDIERE, J.: Microfracturing in relation to atomic structure of plagioclase for a deformed meta-anorthosite. – <i>J. Struct. Geol.</i> , 6, 579–586, Oxford 1984.
Konturintervall	Abstufung der Häufigkeitsverteilung. Die bei den Abbildungen angegebenen Werte sind der Quotient aus Prozentanteil an der gesamten Anzahl der Messungen pro 1 % der Halbkugeloberfläche.	BROWN, W. L., MACAUDIERE, J., OHNSTETTER, D. & OHNSTETTER, M.: Ductile shear zones in a meta-anorthosite from Harris, Scotland: textural and compositional changes in plagioclase. – <i>J. Struct. Geol.</i> , 2, 281–287, Oxford 1980.

Dank

Ich bedanke mich bei W. FRANK (Wien) und V. HÖCK (Salzburg) für eine kritische Durchsicht des Manuskripts und bei der Alexander von Humboldt-Stiftung, die diese Arbeit durch ein Feodor-Lynen-Stipendium unterstützt hat. Die Arbeiten zur Auswertung und Darstellung der U-Tisch-Messungen wurden im wesentlichen am Rechenzentrum der Universität Salzburg durchgeführt.

Literatur

- ALTENBERGER, U., HAMM, N. & KRÜHL, J. H.: Movements and metamorphism north of the Insubric Line between Val Loana and Val d'Ossola, N. Italy. – *Jb. Geol. B.-A.*, 130/4, Wien 1987 (im Druck).
- AUFFRAY, F., HUANG, Z. H. & WILLAIME, C.: Chemical modifications associated with plastic deformation in natural plagioclase feldspars. – 3rd. NATO Advanced Study Institute on „Feldspars, feldspathoids and their paragenesis“, Rennes, France (1983).
- AVÉ LALLEMENT, H. G. & CARTER, N. L.: Pressure dependence of quartz deformation lamellae orientations. – *Am. J. Sci.* 270, 218–235, New Haven 1971.
- BAKER, D. W., WENK, H.-R. & CHRISTIE, J. M.: X-ray analysis of preferred orientation in fine-grained quartz aggregates. – *J. Geol.*, 77, 144–172, Chicago 1969.
- BORG, I. Y. & HANDIN, J.: Experimental deformation of crystalline rocks. – *Tectonophysics*, 3, 249–308, Amsterdam 1966.
- BORG, I. Y. & HEARD, H. C.: Mechanical twinning and slip in experimentally deformed plagioclases. – *Contrib. Mineral. Petrol.*, 23, 128–135, Heidelberg 1969.
- BORG, I. Y. & HEARD, H. C.: Experimental deformation of plagioclase. – In: P. PAULITSCH (Ed.): *Experimental and Natural Rock Deformation*, 375–403, Berlin – Heidelberg – New York (Springer) 1970.
- BORGES, F. S. & WHITE, S. H.: Microstructural and chemical studies of sheared anorthosites, Roneval, South Harris. – *J. Struct. Geol.*, 2, 273–280, Oxford 1980.
- BOUCHEZ, J. L., DERVIN, P., MARDON, J. P. & ENGLANDER, M.: La diffusion neutronique appliquée à l'étude de l'orientation préférentielle de réséan dans les quartzites. – *Bull. Mineral.*, 102, 225–231, Paris 1979.
- BRADSHAW, R. & PHILLIPS, F. C.: The use of X-ray in petrofabric studies. – In: P. PAULITSCH (ed.): *Experimental and Natural Rock Deformation*, 75–97; Berlin – Heidelberg – New York (Springer-Verlag) 1970.
- BRAUN, G.: Probleme bei der Auswertung von Universaldrehungsmessungen, dargestellt am Beispiel eines Marmors. – *Clausth. Tekt. H.* 10, 299–313, Clausthal-Zellerfeld 1970.
- BROWN, W. L. & MACAUDIERE, J.: Microfracturing in relation to atomic structure of plagioclase for a deformed meta-anorthosite. – *J. Struct. Geol.*, 6, 579–586, Oxford 1984.
- BROWN, W. L., MACAUDIERE, J., OHNSTETTER, D. & OHNSTETTER, M.: Ductile shear zones in a meta-anorthosite from Harris, Scotland: textural and compositional changes in plagioclase. – *J. Struct. Geol.*, 2, 281–287, Oxford 1980.
- BUNGE, H. J.: Mathematische Methoden der Texturanalyse. – Berlin (Akademie-Verlag) 1969.
- BUNGE, H. J.: Representation of Preferred Orientations. – In: H.-R. WENK (Ed.): *Preferred Orientation in deformed Metals and Rocks*, 73–108, London (Academic Press) 1985.
- BUNGE, H. J. & WENK, H.-R.: Three-dimensional texture analysis of three quartzites (trigonal crystal and triclinic specimen symmetry). – *Tectonophysics*, 40, 257–285, Amsterdam 1977.
- BUNGE, H. J., WENK, H. R. & PANNETIER, J.: Neutron diffraction texture analysis using a 2 θ position sensitive detector. – *Textures Microstruct.*, 5, 153–170, 1982.
- BURRI, C., PARKER, R. L. & WENK, E.: Die optische Orientierung der Plagioklase. – Basel (Birkhäuser) 1967.
- CARTER, N. L.: Static deformation of silica and silicates. – *J. Geophys. Res.*, 76, 5514–5540, Washington D.C. 1971.
- CARTER, N. L.: Steady state flow of rocks. – *Rev. Geoph. Space Phys.*, 14, 301–360, 1976.
- CASEY, M.: Numerical analysis of X-ray texture data: an implementation in Fortran allowing triclinic or axial specimen symmetry and most crystal symmetries. – *Tectonophysics*, 78, 51–64, Amsterdam 1981.
- CHAO, E. C. T.: Pressure and temperature histories of impact metamorphosed rocks based on petrographic observations. – *N. Jb. Miner. Abh.*, 108, 209–246, Stuttgart 1968.
- CRAMPTON, C. B.: Regional study of epidote, mica and albite fabrics of the Moines. – *Geol. Mag.*, 94, 89–103, Cambridge 1957.
- DEBAT, P., SOULA, J. C., KUBIN, L. & VIDAL, J. L.: Optical studies of natural deformation microstructures in feldspars (gneiss and pegmatites from Occitania, southern France). – *Lithos*, 11, 133–145, Oslo 1978.
- DONNAY, J.: Plagioclase twinning. – *Geol. Soc. Am. Bull.*, 54, 1645–1651, New York 1943.
- EMMONS, R. C.: The universal stage. – *Mem. Geol. Soc. Am.*, 8, 1–205, Washington D.C. 1943.
- FERGUSON, R. B., TRAILL, R. J. & TAYLOR, W. H.: The Crystal Structures of Low-Temperature and High-Temperature Albites. – *Acta Cryst.*, 11, 331–348, Copenhagen 1958.
- FITZGERALD, J. D., ETHERIDGE, M. A. & VERNON, R. H.: Dynamic Recrystallization in a Naturally Deformed Albite. – *Textures Microstruct.*, 5, 219–237, 1983.
- GANDAIS, M. & WILLAIME, C.: Mechanical properties of feldspars. In: W. L. BROWN, (Ed.): *Feldspars and Feldspathoids*:

- Structures, Properties and Occurrences, NATO AS Series C 137, 207–246, Dordrecht (Reidel) 1984.
- GLEITER, H.: Korngrenzen in metallischen Werkstoffen. – Metallkundlich-techn. Reihe, **2** (2. Aufl.), 1–74, Berlin – Stuttgart (Borntäger) 1977.
- GOODE, A. D. T.: High temperature, high strain rate deformation in the lower Kalka Intrusion, Central Australia. – Contrib. Mineral. Petrol., **66**, 137–148, Heidelberg 1978.
- GORAI, M.: Petrological studies on plagioclase twins. – Am. Mineral., **36**, 884–901, Washington D.C. 1951.
- GORMAN, B. E.: A model of flow and fracture in plagioclase: examples from the shear zones, Fiskenaesset Complex, West Greenland. – Ph. D. Diss., Univ. of Western Ontario, London, Ont. 1980.
- HANMER, S. K.: Microstructure and geochemistry of plagioclase and microcline in naturally deformed granite. – J. Struct. Geol., **4**, 197–213, Oxford 1982.
- HOBBS, B. E., MEANS, W. D. & WILLIAMS, P. F.: An Outline of Structural Geology. – New York – London – Sydney – Toronto (John Wiley & Sons) 1976.
- HÖCK, V. & HOSCHEK, G.: Metamorphism of calcareous metasediments in the Hohe Tauern, Austria. – Mitt. Österr. Geol. Ges., **71**, 99–118, Wien 1980.
- HOERNES, S. & FRIEDRICHSEN, H.: Oxygen isotope studies on metamorphic rocks of the western Hohe Tauern area (Austria). – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt., **54**, 769–788, Zürich 1974.
- HOFMANN, J.: Zur Methodik der Feldspatvermessung bei gefügeanalytischen Untersuchungen und ein Beispiel ihrer Anwendung. – Freiburger Forsch. H. C **241**, 7–26, Freiberg i. S. 1968.
- HUNZIKER, J. C. & ZINGG, A.: Lower Palaeozoic Amphibolite to Granulite Facies Metamorphism in the Ivrea Zone (Southern Alps, Northern Italy). – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt., **60**, 181–213, Zürich 1980.
- JENSEN, L. N. & STARKEY, J.: Plagioclase microfabrics in a ductile shear zone from the Jotun Nappe, Norway. – J. Struct. Geol., **7**, 527–539, Oxford 1985.
- KAY, J. G.: Orientation and composition of plagioclase in a basic charnockite from Bunker Bay, Western Australia. – J. Royal Soc. West. Australia, **45**, 111–114, Perth 1962.
- KERRICH, R. & STARKEY, J.: Chemical removal of feldspar and layer silicates from quartz-bearing rocks for X-ray petrographic studies. – Am. Mineral., **64**, p. 452, Washington D.C. 1979.
- KLEBER, W.: Einführung in die Kristallographie. – 10. Aufl., Berlin (VEB Verlag Technik) 1967.
- KOVACS, M.-P. & GANDAIS, M.: Transmission electron microscope study of experimentally deformed K-Feldspar single crystals. – Phys. Chem. Minerals, **6**, 61–76, Heidelberg 1980.
- KRUHL, J. H.: Deformation und Metamorphose des Südwestlichen Finero-Komplexes (Ivrea-Zone, Norditalien) und der nördlich angrenzenden Gneiszone. – Unpubl. Diss., Univ. Bonn, 142 p., Bonn 1979.
- KRUHL, J. H.: Plagioclase fabrics in metamorphic rocks from the southern margin of the Alps (N. Italy). – Terra Cognita, **4/1**, Paris 1984a.
- KRUHL, J. H.: Metamorphism and deformation at the northwest margin of the Ivrea Zone, Val Loana, N. Italy. – Schweiz. Mineral. petrogr. Mitt., **64**, 151–167, Zürich 1984b.
- KRUHL, J. H.: Deformation und Mikrogefüge – eine Studie aus dem K1-Gneis (Felbertal, Hohe Tauern). – Jahrb. Geol. B.-A., Wien, **129/3**, 632–633, Wien 1986a.
- KRUHL, J. H.: Textures and c-axis orientations of deformed quartz crystals from porphyric dikes of the Alpine „Root Zone“ (Western Alps). – Geol. Rdsch., **75/3**, 601–623, Stuttgart 1986b.
- KRUHL, J. H.: Preferred lattice orientations of plagioclase from amphibolite and greenschist facies rocks near the Insubric Line (Western Alps). – Tectonophysics, **135**, 233–242, Amsterdam 1987a.
- KRUHL, J. H.: Computer-assisted determination and presentation of crystallographic orientations of plagioclase, on the basis of universal-stage measurements. – N. Jb. Mineral. Abh., Stuttgart 1987b.
- KRUHL, J. H. & VOLL, G.: Fabrics and Metamorphism from the Monte Rosa Zone into the Ivrea Zone near Finero, Southern Margin of the Alps. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt., **56**, 627–633, Zürich 1976.
- KRUHL, J. H. & VOLL, G.: Deformation and Metamorphism of the Western Finero Complex. – Memorie di Science Geologiche, Vol. **XXXIII**, 95–109, Bologna 1979a.
- KRUHL, J. H. & VOLL, G.: Excursion Guide to the Western Part of the Finero Peridotite-Metagabbro-Complex of the Ivrea Zone (N. Italy). – Memorie di Science Geologiche, Vol. **XXXIII**, 17–26, Bologna 1979b.
- LAVES, F.: Phase relations of the alkali feldspars. I. Introductory remarks. II. The stable and pseudo-stable phase relations in the alkali feldspar system. – J. Geol., **60**, 436–450, 549–574, Chicago 1952a.
- LAVES, F.: Mechanische Zwillingbildung in Feldspäten in Abhängigkeit von Ordnung-Unordnung der Si/Al-Verteilung innerhalb des $(\text{Si,Al})_4(\text{O})_8$ -Gerüsts. – Naturwiss., **39**, 546–547, Heidelberg 1952b.
- LAWRENCE, R. D.: Stress analysis based on albite twinning of plagioclase feldspars. – Geol. Soc. Am. Bull., **81**, 2057–2512, New York 1970.
- LISTER, G. S.: The Theory of Deformation Fabrics. – Unpubl. Ph. D. thesis, Austr. Nat. Univ. Canberra, 463 pp, Canberra 1974.
- LISTER, G. S.: The effect of the basal-prism mechanism switch on fabric development during plastic deformation of quartzite. – J. Struct. Geol., **3**, 67–75, Oxford 1981.
- LISTER, G. S., PATERSON, M. S. & HOBBS, B. E.: The simulation of fabric development in plastic deformation and its application to quartzite: The Model. – Tectonophysics, **45**, 107–158, Amsterdam 1978.
- LORIMER, G. W., NISSEN, H.-U. & CHAMPNESS, P. E.: High voltage electron microscopy of deformed sodic plagioclase from an alpine gneiss. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt., **54**, 707–715, Zürich 1974.
- MARSHALL, D. B. & MCLAREN, A. C.: The direct observation and analysis of dislocations in experimentally deformed plagioclase feldspars. – J. Mater. Sci., **12**, 893–903, 1977a.
- MARSHALL, D. B. & MCLAREN, A. C.: Deformation mechanisms in experimentally deformed plagioclase feldspars. – Phys. Chem. Minerals, **1**, 351–370, Heidelberg 1977b.
- MARSHALL, D. B., VERNON, R. H. & HOBBS, B. E.: Experimental deformation and recrystallization of a peristerite. – Contr. Mineral. Petrol., **57**, 49–54, Heidelberg 1976.
- MARSHALL, D. B. & WILSON, C. J. L.: Recrystallization and peristerite formation in albite. – Contr. Mineral. Petrol., **57**, 55–69, Heidelberg 1976.
- MCLAREN, A. C., TURNER, R. G., BOLAND, J. N. & HOBBS, B. E.: Dislocation structure of the deformation lamellae in synthetic quartz; a study by electron and optical microscopy. – Contrib. Mineral. Petrol., **29**, 104–115, Heidelberg 1970.
- MOORE, A. C.: Studies of Igneous and Tectonic Textures and layering in the Rocks of the Gosse Pile Intrusion, Central Australia. – J. Petrol., **14**, 49–79, Oxford 1973.
- MÜGGE, O. & HEIDE, F.: Einfache Schiebung am Anorthit. – N. Jb. Mineral. I, **64**, 163–170, Stuttgart 1931.
- NICOLAS, A. & POIRIER, J. P.: Crystalline Plasticity and Solid State Flow in Metamorphic Rocks. – New York (Wiley) 1976.
- OLSEN, T. S. & KOHLSTEDT, D. L.: Dislocations in some naturally deformed plagioclase feldspars. – EOS, Am. Geophys. Union, **62**, 395, Richmond 1981.
- OLSEN, T. S. & KOHLSTEDT, D. L.: Analysis of dislocations in some naturally deformed plagioclase feldspars. – Phys. Chem. Miner., **11**, 153–160, Heidelberg 1984.
- OLSEN, T. S. & KOHLSTEDT, D. L.: Natural deformation and recrystallization of some intermediate plagioclase feldspars. – Tectonophysics, **111**, 107–131, Amsterdam 1985.
- OLSEN, T. S. & KOHLSTEDT, D. L.: Natural deformation and recrystallization of some intermediate plagioclase feldspars – Reply. – Tectonophysics, **124**, 363–364, 1986.

- PAULITSCH, P.: X-ray universal stage studies on quartz deformation. — *Acta Crystallogr.*, **16**, A 117, Copenhagen 1963a.
- PAULITSCH, P.: Ein Röntgen-Universaldrehtisch. — *Fortschr. Miner.*, **41**, 158–159, Stuttgart 1963b.
- PRICE, G. P.: The photometric method in microstructural analysis. — *Am. J. Sci.*, **273**, 523–537, New Haven 1973.
- PRICE, G. P.: Study of heterogeneous fabric and texture within a quartz-feldspar mylonite using the photometric method. — *Bull. Geol. Soc. Am.*, **89**, 1359–1372, New York 1978.
- PRICE, G. P.: The analysis of quartz c-axis fabrics by the photometric method. — *J. Geol.*, **88**, 181–195, Chicago 1980.
- RIBBE, P. H. (Ed.): *Feldspar Mineralogy*. — *Min. Soc. Am. Short Course Notes*, Vol. 2, Washington D.C. 1975.
- REINHARD, M.: *Universaldrehtischmethoden*. — Basel 1931.
- RIEKELS, L. M. & BAKER, D. W.: The origin of the double maximum pattern of optic axes in quartzite mylonite. — *J. Geol.*, **85**, 1–14, Chicago 1977.
- ROUSELL, D. H.: Fabric and origin of gneissic layers in anorthositic rocks of the St. Charles Sill, Ontario. — *Can. J. Earth Sci.*, **18**, 1681–1693, 1981.
- SANDER, B.: *Gefügekunde der Gesteine*. — 352 S., Berlin (Springer) 1930.
- SANDER, B.: *Einführung in die Gefügekunde der Geologischen Körper*, Vol. 2. — 480 S., Wien (Springer) 1950.
- SANDER, B., KASTLER, D. & LADURNER, J.: Zur Korrektur des Schnitteffekts in Gefügediagrammen heterometrischer Körner. — *Sitzber. Österr. Akad. Wiss., math.-naturw. Kl., Abt. I*, Bd. **163**, 401–424, Wien 1954.
- SARANTSCHINA, G. M.: *Die Fedorow-Methode*. — 135 S., Berlin (VEB Deutscher Verlag der Wissenschaften) 1963.
- SCHEDL, A., KRONENBERG, A. K. & TULLIS, J.: Deformation microstructures of Barre Granite: an optical, SEM and TEM Study. — *Tectonophysics*, **122**, 149–164, Amsterdam 1986.
- SCHMID, S. M.: Laboratory experiments on rheology and deformation mechanisms in calcite rocks and their application to studies in the field. — *Mitt. Geol. Inst. ETH u. Univ. Zürich*, NF **241**, 1–106, Zürich 1982.
- SCHMID, S. M. & CASEY, M.: Complete fabric analysis of some commonly observed quartz c-axis pattern. — In: *Mineral and Rock Deformation: Laboratory Studies – The Paterson Volume*, *Geophys. Monograph*, **36**, 263–286, 1986.
- SCHMID, S. M., CASEY, M. & STARKEY, J.: The microfabric of calcite tectonites from the Helvetic nappes (Swiss Alps). — *Geol. Soc. London, Spec. Publ.*, **9**, 151–158, London 1981a.
- SCHMID, S. M., CASEY, M. & STARKEY, J.: An illustration of the advantages of a complete texture analysis described by the orientation distribution function (ODF) using quartz pole figure data. — *Tectonophysics*, **78**, 101–117, Amsterdam 1981b.
- SCHMIDT, E. R.: The structure and composition of the Merensky Reef and associated rocks on the Rustenburg Platinum Mine. — *Trans. Geol. Soc. South Afr.*, **233**–279, 1952.
- SEIFERT, K. E.: Deformation bands in albite. — *Am. Mineral.*, **50**, 1469–1472, Washington D.C. 1965.
- SEIFERT, K. E.: Strength of Adirondack anorthosite at elevated temperatures and pressures. — *Bull. Geol. Soc. Am.*, **80**, 2053–2060, New York 1969.
- SEIFERT, K. E. & VERPLOEG, A. J.: Deformation characteristics of experimentally deformed Adirondack anorthosite. — *Can. J. Earth Sci.*, **14**, 2706–2717, 1977.
- SHELLEY, D.: Plagioclase preferred orientation in Haast schist, New Zealand. — *J. Geol.*, **85**, 635–644, Chicago 1977.
- SHELLEY, D.: Plagioclase preferred orientation, Forshore Group metasediments, Bluff, New Zealand. — *Tectonophysics*, **58**, 279–290, Amsterdam 1979.
- SHELLEY, D.: Natural deformation and recrystallization of some intermediate plagioclase feldspars – a discussion on preferred orientation development. — *Tectonophysics*, **124**, 359–362, Amsterdam 1986.
- SMITH, J. V.: The effect of composition and structural state on the rhombic section and pericline twins of plagioclase feldspars. — *Mineral. Mag.*, **31**, 914–928, Oxford 1958.
- SMITH, J. V.: *Feldspar Minerals*. — Vol. 1, 567–589, Berlin (Springer) 1974a.
- SMITH, J. V.: *Feldspar minerals*. — Vol. 2, Berlin (Springer) 1974b.
- SPRY, A.: *Metamorphic textures*. — Oxford (Pergamon Int. Library) 1969.
- STARKEY, J.: Glide twinning in the plagioclase feldspars. — *A. I. M. E. Metallurgical Soc.*, **24**, 177–191, 1963.
- STARKEY, J.: On the relationship of pericline and albite twinning to composition and structural state of plagioclase. — *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, **47**, 257–268, Zürich 1967.
- STARKEY, J.: Petrofabric analysis of Saxony Granulites by optical and X-ray diffraction methods. — *Tectonophysics*, **58**, 201–219, Amsterdam 1979.
- STARKEY, J. & BROWN, W. L.: Künstliche Erzeugung mechanischer Zwillinge in Anorthit. — *Z. Krist.*, **120**, 388–392, Wiesbaden 1964.
- STÖFFLER, D.: Deformation und Umwandlung von Plagioklasen durch Stoßwellen in den Gesteinen des Nördlinger Ries. — *Contr. Mineral. Petrol.*, **16**, 51–83, Heidelberg 1967.
- SUWA, K.: Plagioclase twin laws and fabrics in three specimens of anorthosite. — *Lithos*, **12**, 99–107, Oslo 1979.
- SUWA, K. & YAGI, K.: Plagioclase in Yamato-7308 Meteorite from Antarctica. — *Mem. National Inst. Polar Res. Spec. Issue*, **15**, 147–164, Tokyo 1979.
- SUWA, K., MIZUTANI, S. & TSUZUKI, Y.: Proposed optical methods of determining the crystallographic orientation and the twinning laws of plagioclase. — *24th Int. Geol. Congr. Sec.*, **14**, 150–157, Montreal 1972.
- SUWA, K., TSUZUKI, Y. & MIZUTANI, S.: Optical determination of crystallographic orientation of c-axis of low- and high-temperature plagioclase. — *Proc. Japan Acad.*, **44**, 1096–1100, Tokyo 1968.
- TRÖGER, W. E.: *Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale*, Teil 2, Textband, 2. Auflage, herausgegeben von BAMBAUER, H. U., TABORSKY, F. & TROCHIM, H. D. — 822 S., Stuttgart (E. Schweizerbart) 1969.
- TULLIS, J. & YUND, R. A.: Dynamic recrystallization of feldspar: A mechanism for ductile shear zone formation. — *Geol.*, **13**, 238–241, Boulder 1985.
- TURNER, F. J., GRIGGS, D. T. & HEARD, H.: Experimental deformation of calcite crystals. — *Geol. Soc. Am. Bull.*, **65**, 883–934, New York 1954.
- VANCE, J. A.: Polysynthetic twinning in plagioclase. — *Am. Mineral.*, **46**, 1097–1119, Washington D.C. 1961.
- VERNON, R. H.: Plagioclase twins in some mafic gneisses from Broken Hill, Australia. — *Mineral. Mag.*, **35**, 488–507, Oxford 1965.
- VERNON, R. H.: Deformation and recrystallization of a plagioclase grain. — *Am. Mineral.*, **60**, 884–888, Washington D.C. 1975.
- VERNON, R. H.: *Metamorphic Processes*. — 2nd ed., London (Allen & Unwin) 1983.
- VOGEL, T. A. & SEIFERT, K. E.: Deformation twinning in ordered plagioclase. — *Am. Miner.*, **50**, 514–518, Menasha (Wisc.) 1965.
- VOLL, G.: Klastische Mineralien aus den Sedimentserien der Schottischen Highlands und ihr Schicksal bei aufsteigender Regional- und Kontaktmetamorphose. — *Habilitationsschrift, Fak. Bergb. Hüttenw., TU Berlin*, D 83, 360 S., Berlin 1968.
- VOLL, G.: Structural Studies of the Valser Rhine Valley and Lukmanier Region and their Importance for the Nappe Structure of the Central Swiss Alps. — *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.*, **56**, 619–626, Zürich 1976.
- VOLL, G.: Ein Querprofil durch die Schweizer Alpen vom Vierwaldstätter See zur Wurzelzone – Strukturen und ihre Entwicklung durch Deformationsmechanismen wichtiger Minerale. — *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, **160**, 321–335, Stuttgart 1980.
- WENK, E.: Zur Genese der Bändergneise von Ornö Huvud. — *Bull. Geol. Inst. Univ. Uppsala*, **26**, 53–91, Uppsala 1937.
- WENK, H.-R.: Measurement of Pole Figures. — In: H.-R. WENK (Ed.), *Preferred Orientation in Deformed Metals and Rocks*, 11–48, (Academic Press) London 1985a.

- WENK, H.-R. (Ed.): Preferred Orientation in Deformed Metals and Rocks: an Introduction to Modern Texture Analysis. – 610 p., London (Academic Press) 1985b.
- WENK, H.-R., KERN, H., SCHÄFER, W. & WILL, G.: Comparison of neutron and X-ray diffraction in texture analysis of deformed carbonate rocks. – *J. Struct. Geol.*, **6**, 687–692, Oxford 1984.
- WENK, H.-R., BUNGE, H. J., JANSEN, E. & PANNETIER, J.: Preferred orientation of plagioclase – Neutron diffraction and U-stage data. – *Tectonophysics.*, **126**, 271–284, Amsterdam 1986.
- WILLIAMS, G. D., SHARE, J. & WATTS, M. J.: Photometric analyses for crystallographic orientations in rock thin-sections. – *J. Phys. E.: Sci. Instrum.* **13**, 168–169, London 1980.
- WHITE, S.: Tectonic deformation and recrystallization of oligoclase. – *Contrib. Mineral. Petrol.*, **50**, 287–304, Heidelberg 1975.
- WHITE, S. H., BURROWS, S. E., CARRERAS, J., SHAW, N. D. & HUMPHREYS, F. J.: On mylonites in ductile shear zones. – *J. Struct. Geol.*, **2**, 175–187, Oxford 1980.
- ZUUREN, A. VAN: Structural petrology on an area near Santiago de Compostela (NW Spain). – *Leidse Geologische Mededelingen*, **45**, 1–71, Leiden 1969.

Manuskript bei der Schriftleitung eingelangt am 27. November 1986.

Buchbesprechungen

AMSTUTZ, G. C., EL GORESY, A., FRENZEL, G., KLUTH, C., MOH, G., WAUSCHKUHN, A. & ZIMMERMANN, R. H.: *Ore genesis. The State of the Art.* – 804 S., 398 Abb., Berlin etc. (Springer-Verlag) 1982. Gebunden. DM 145.– ISBN 3-540-11139-5.

Diese zweite Sonderpublikation der Gesellschaft für Lagerstättenkunde ist einem der prominentesten Begründer der Erz-mikroskopie, Herrn Professor Dr. PAUL RAMDOHR zum 90. Geburtstag gewidmet. Das Buch enthält 74 Beiträge, welche eine ausgezeichnete Übersicht über den gegenwärtigen Stand der Lagerstätten-genese (Mineralogie, Erz-mikroskopie, Erzbildung) vermittelt.

Die einzelnen Beiträge sind in folgende Abschnitte gegliedert:

- Erzbildung (vor allem diagenetisch) in Sedimenten und schwach metamorphen Sedimenten;
- Erzbildung in vulkanisch-sedimentären Gesteinsabfolgen;
- Erzbildung in rezenten Sedimenten;
- Verwitterungsprodukte von Erz-lagerstätten;
- Erzbildung in magmatischen Gesteinen;
- Erzbildung in metamorphen Gesteinen;
- Regionale Studien;
- Räumliche und zeitliche Betrachtungen der Erzbildung;
- Experimentelle Studien zur Erz-mineralparagenese;
- Mineralogische Studien.

Die gebotene Themenvielfalt läßt es kaum zu, auf den speziellen Inhalt einzelner Artikel einzugehen und es sei deshalb lediglich auf die österreichische Lagerstätten betreffenden Beiträge von O. SCHULZ: „Karst or Thermal Mineralizations Interpreted in the Light of Sedimentary Ore Fabrics“, von W. TUFAR: „A New Type of Sulphosalt Mineralization in the Myrthen-graben Gypsum Deposit, Semmering, Lower Austria“, von H. H. WEINKE & H. WIESENER: „Peridotites and Serpentinities of the East Alps and the Origin of Their Enclosed Ore Minerals“ und von H. HADITSCH & H. MOSTLER: „Late Variscan and Early Alpine Mineralization in the Eastern Alps“ hingewiesen.

Das vorliegende Buch enthält viele weitere wertvolle Informationen und es ist allen, die sich mit Problemen der Lagerstättenkunde befassen, zu empfehlen.

REINHARD EXEL

Den Erdwissenschaftlern sind zuvor schon die richtungsweisenden Veröffentlichungen der Hannoveraner Schule zum Thema Naturraumpotential bekannt gewesen, auf denen das hier besprochene Kompendium beruht.

Verschiedene Teilbereiche des geogenen Naturraumpotentials werden anhand farbiger Kartendarstellungen besprochen, in deren Synthese reicht die zugestandene Einflußnahme der Erdwissenschaftler auf raumordnerische Entscheidungen bis zum „Vorschlag für vorrangige Nutzungen aus geowissenschaftlicher Sicht“.

Der Bezug der Geowissenschaften zum Umweltschutz wird einerseits als geogen (vom Erdbeben bis zur natürlichen Strahlenbelastung), andererseits als „vom Menschen verursacht“ klassifiziert.

Besonders dieser anthropogenen Gefährdung wird ausgiebiger Raum gewidmet: das Spektrum reicht dabei von der Überdüngung in der Landwirtschaft über Deponien und Atomkraftwerke bis zu Wüstenbildungsprozessen.

Relativ wertneutral wird hier ein Randgebiet der Geowissenschaften berührt, dessen Aktualität und Brisanz die gesellschaftliche Verantwortung der Geologen wie nie zuvor ins Licht der Öffentlichkeit rückt. Das hat damit zu tun, daß die fachliche Mitwirkung von Erdwissenschaftlern dahingehend verstanden werden kann, solche „man made hazards“ zu vermeiden oder in deren Auswirkung zu verringern.

Die Autoren berufen sich dabei auf die Bewertung von Standortkriterien beispielsweise für Deponien oder Kraftwerke aller Art, die Beurteilung von Maßnahmen für den Grundwasserschutz, den Bodenschutz und bei Rekultivierungen. Letzten Endes obliegt es dem Erdwissenschaftler, natürliche und anthropogene Belastungen auseinanderzuhalten, bzw. Grenzwerte für die Belastbarkeit von Grundwasser und Boden zu erforschen. Sind verantwortungsvolle Grenzwerte nicht auszumachen, hätten wir demnach präventiv tätig zu werden.

Denkt man diese Argumentation bis in die letzte Konsequenz durch, müßte eigentlich der letzte Abschnitt des hier besprochenen Buches um das Kapitel „Atomkrieg“ erweitert werden, der ja auch sehr umweltschädigend sein soll – womit dann endgültig das Engagement für den Frieden in den Aufgabenbereich des Umweltgeologen fällt. Dafür plädiert

GERHARD LETOUZÉ-ZEZULA

AUST, H. & BECKER-PLATEN, J.: *Angewandte Geowissenschaften in Raumplanung und Umweltschutz.* – VIII + 136 Seiten, 57 Abb., 26 Tab., 17 x 24 cm, Stuttgart (Ferdinand Enke) 1985. Karton. DM 29,80. ISBN 3-432-94811-5.

Zwar ist in der Öffentlichkeit das Wissen um die Begrenztheit der Ressourcen und um das herannahende Ende der Belastbarkeit unserer Umwelt gestiegen, doch findet die Abstimmung der Nutzungsansprüche an unsere Erde noch immer unter weitgehender Außerachtlassung geowissenschaftlicher Erkenntnisse statt.

HORST AUST und JENS DIETER BECKER-PLATEN sind von FRIEDRICH BENDER im 3. Band seines monumentalen Lehrbuches der Angewandten Geowissenschaften dazu aufgerufen worden, dieses Manko heutiger Raumordnungspolitik nicht länger mangels Fachliteratur entschuldbar zu machen.

DEUTSCHE GEOLOGISCHE GESELLSCHAFT (Hrsg.): *Endlagerung, Anthropogeologie. Der Mensch als geologischer Faktor.* – Stuttgart (Enke) 1986. Karton. DM 35.– ISBN 3-432-96051-4.

Der vorgelegte Band stellt einen Bericht über eine Vortragsveranstaltung der Deutschen Geologischen Gesellschaft im September 1985 dar. Der Titel verweist auf einen hauptsächlich umweltgeologischen Inhalt, wobei freilich nur einige Themen mit relativ wenig innerem Zusammenhang behandelt wurden.

Breiten Raum nehmen Berichte über Forschungen an Salzstöcken und Bergbauen in Bezug auf Endlagerung radioaktiven Materials ein, die die Spannweite der einschlägigen Arbeiten in Deutschland dokumentieren, deren Forschungsinhalte und Aussagen freilich auf alpine, österreichische Verhältnisse nicht übertragen werden können und dürfen.

Weitere Artikel gehen auf Probleme der Grundwasserbelastung ausgehend von Altlasten oder geplanten Sondermülldeponien, der Flächeninanspruchnahme und der Massenverlagerung moderner Großabbau, sowie hydraulischer Auswirkungen durch Braunkohlentagbau ein.

Aus der Sicht der Praxis der angewandten Geoforschung in Österreich erscheint der Artikel über „Erkennung, Charakterisierung und Beurteilung von Grundwasserkontaminationen durch Altablagerungen“ besonders zukunftsweisend. Es wird darin eine durchgetestete, geschlossene Vorgangsweise zur Erkennung und Bewertung von grundwassergefährdenden Altlasten vorgestellt, die ausgelegt ist einerseits auf flächendeckende Erfassung, andererseits auf Kostenminimierung bei der aufwendigen Analytik.

Insgesamt ist freilich anzumerken, daß der Titel der Publikation und damit wahrscheinlich auch der Vortragsveranstaltung mehr erwarten läßt, als im Inhalt dann aufzufinden ist. Nur ein kleiner Ausschnitt der Eingriffe des Menschen in die Geo-Kreisläufe wird angerissen und dokumentiert.

HERBERT PIRKL

FLÜGEL, H. W. & FAUPL, P. (Hrsg.): Geodynamics of the Eastern Alps. – In englischer Sprache, Wien (Franz Deuticke Verlag) 1987.

Das vorliegende Werk ist die Zusammenstellung der Ergebnisse eines Forschungsschwerpunktes (Hochschulschwerpunkt S15), der vom Fonds zur Förderung der wissenschaftlichen Forschung finanziert wurde. Dabei sollte im speziellen die Geschichte der Alpen von der Trias bis zur Kreide untersucht werden.

Schwergewicht des Werkes liegt auf einer detaillierten Analyse der Entwicklungsgeschichte von penninischem und ostalpinem („austroalpine“) System. Diese Analyse umfaßt vor allem Geochronologie, Faziesanalyse und Paläomagnetik. Gut und übersichtlich gegliedert, konnten die auf so verschiedenen Wegen gewonnenen Erkenntnisse zu recht straffen Synthesen zusammengefaßt werden (Kapitel 7), in denen sich auch eine gewisse Meinungsvielfalt manifestiert.

Das Kapitel über das Penninikum enthält eine Geschichte dieses Bereiches von der ozeanisch-krustalen Phase bis zur Subduktion, untermauert durch eine Unmenge von Einzeldaten (HÖCK, MILLER, FRANK) und in anschaulichen Synopsen dargestellt (FRISCH et al., FRANK et al.).

Gleiches gilt für das zweite Hauptkapitel, in dem das Ostalpin behandelt wird (die ersten 7 Unterkapitel beleuchten sedimentologische, fazielle und Metamorphose-Entwicklungen von Unterostalpin, der Grauwackenzone und den nördlichen Kalkalpen).

Besonders intensiv ist das „austroalpine“ Kristallin mit seinen Auflagerungen bearbeitet worden. Diese Beiträge sind ebenso übersichtlich gegliedert wie das Penninikum-Kapitel und bieten eine ähnliche Datenfülle mit entsprechenden Interpretationen.

Im Kapitel 6 sind vier Beiträge aus dem Bereich der Geophysik zusammengefaßt. Ein tektonisches Blockmodell, das den Raum Ostalpen – Karpaten – pannonische Tiefebene umfaßt und auf makroseismischen Ergebnissen beruht, ist Thema des ersten Beitrages, während im zweiten der Aufbau der Erdkruste im Bereich der Ostalpen an Hand refraktionsseismischer Resultate gebracht wird. Die beiden anderen Beiträge befassen sich mit gravimetrischen und teilweise auch mit magnetischen Meßergebnissen entlang einer Traverse zwischen Klagenfurt im S und Wels im N sowie aus dem südoststeirisch-südburgenländischen Raum.

Zusammen mit dem erst 1980 unter der Redaktion R. OBERHAUSER herausgekommenen Standardwerk „Der geologische Aufbau Österreichs“ steht somit nunmehr eine moderne Übersicht über die Ostalpen zur Verfügung, die sich sowohl europä- als auch weltweit sehen lassen kann.

HERBERT HEINZ, WOLFGANG SEIBERL

IVOSEVIC, S. W.: Gold and silver handbook on geology, exploration, development, economics of large tonnage, low grade deposits. – 216 S., Illustr., Denver, Col. (Stanley W. Ivošević) 1984. Broschürt. US\$ 37,30. ISBN 0-9611352-3-9

Von den wirtschaftlichen Schwierigkeiten im Erzbergbau ist heute nur noch der Bergbau nach Edelmetallen unberührt geblieben. Dies hat seine Gründe darin, daß sich der Preis für Gold und Silber besser entwickelt hat, als die für deren Gewinnung notwendigen „operating costs“.

Im besonderen gilt dies für die als „bulk minable“ charakterisierten Gold- und Silberlagerstätten. Im Gegensatz zu hochgradig vererzten, eher kleinen, mit selektiven Methoden abzubauen und zumeist bereits erschöpften Gold- und Silberlagerstätten, versteht man unter „bulk minable“ solche mit geringem Vererzungsgrad, die in großen Mengen meist obertags abbaubar sind – und deren Inhalt mit kostengünstiger Metallurgie wirtschaftlich gewinnbar ist.

Als Limits gelten dabei schon weniger als 1 g Au/t und 500 t hereingewonnenes erzhältiges Gestein pro Tag.

In den Vereinigten Staaten und in Mittelamerika haben solche Lagerstätten in den letzten Jahren einen ungeheuren Boom erlebt, der in auffälligem Gegensatz zur sonstigen Entwicklung des Metallbergbaus steht.

Diese Konjunktur geht auf das vom United States Bureau of Mines in den späten 60-er und frühen 70-er Jahren entwickelte System der Haufwerkkläugung (heap leaching) einerseits und die günstige Entwicklung des Goldpreises andererseits zurück.

Für diese wirtschaftliche Rahmenbedingungen hat der US-amerikanische Consulter STANLEY W. IVOSEVIC ein Standardwerk des Bergbaus nach Gold und Silber verfaßt und Strategien für die Exploration solcher Lagerstätten entworfen.

Besonderes Augenmerk gilt den Abbau- und Aufbereitungsmethoden sowie dem jeweiligen Ausbeutungsgrad. Weiters stehen Investitions- und Betriebskostenberechnungen im Vordergrund. Dies geht soweit, daß der Investor eines Bergbauprojektes aus mitgegebenen Tabellen unmittelbar herauslesen kann, ob ein bestimmter geologischer Lagerstättentyp auch den entsprechenden Kapitalrückfluß erwarten läßt, – insofern ein Handbuch von bewundernswerter Konsequenz.

Den aktuellen Bedarf seines Buches unterstreicht der Autor mit seiner Diagnose des Zustandes der Weltwirtschaft, aus der er einen weiterhin steigenden, zumindest aber stabilen Goldpreis ableitet.

Was das Buch für uns Europäer allerdings so ungeeignet macht, ist nicht nur das hiesige Fehlen der angesprochenen Lagerstätten, sondern auch die darin exerzierte schiefe Ökonomie, die Folgekosten aus der extrem umweltgefährdenden Cyanid-Haufwerkkläugung außer acht läßt.

GERHARD LETOUZÉ-ZEZULA

JACOB SHAGEN, V. (Hrsg.) in Zusammenarbeit mit St. DÜRR, F. KOCKEL, J. MAKRIŠ, W. MEYER, P. RÖWER, B. SCHRÖDER, E. SEIDEL & H. WACHENDORF mit Beiträgen von U. DORNSIEPEN, P. GIESE und E. WALLBRECHER: Geologie von Griechenland. – Beiträge zur regionalen Geologie der Erde, Bd. 19, 363 S., 112 Abb., 3 Tab., Berlin – Stuttgart (Gebr. Bornträger) 1986. Ca. öS. 1500.–

Die Autoren, allen voran V. JACOB SHAGEN, der auch als Herausgeber zeichnet, lieferten uns eine ganz ausgezeichnete Landesgeologie von hoher fachlicher und didaktischer Qualität.

Nach einer kurzen Einführung mit einem Abriss der Erforschungsgeschichte sowie einem geographischen und geologischen Überblick (V. JACOB SHAGEN) werden abschnittsweise Stoffbestand und Schichtfolgen, der Gebirgsbau und die geotektonische Stellung der griechischen Gebirge behandelt: Westgriechenland und der Peloponnes (V. JACOB SHAGEN), die südägäische Inselbrücke (E. SEIDEL & H. WACHENDORF), das

zentrale Griechenland, Euböa und die Nord-Sporaden (V. JACOBSHAGEN), das Attisch-kykladische Kristallin (St. DÜRR), die Vardar-Zone (F. KOCKEL), die ostägäischen Inseln (St. DÜRR & V. JACOBSHAGEN mit Beiträgen von E. WALLBRECHER), das nordostgriechische Kristallin (W. MEYER & F. KOCKEL) und die Gebirgsverbindungen im Ägäis-Bereich (V. JACOBSHAGEN & St. DÜRR). Die Beschreibungen folgen modernen stratigraphischen und tektonischen Gesichtspunkten. Einzig bei SEIDEL & WACHENDORF hat man das Gefühl, daß sie sich mit moderner Tektonik noch nicht ganz angefreundet haben.

Weitere Kapitel behandeln die postorogenen Sedimente, den jungen Vulkanismus und die morphogenetische Entwicklung Griechenlands seit dem Miozän (B. SCHRODER), die Struktur und heutige Dynamik der Lithosphäre in der Ägäis (J. MEYER & P. RÖWER) sowie Bau und geodynamische Entwicklung der Helleniden in einer kurzen Zusammenschau (V. JACOBSHAGEN mit Beiträgen von P. GIESE). Zuletzt gibt F. KOCKEL einen ausgezeichneten Überblick über Griechenlands Lagerstätten mineralischer Rohstoffe.

Die Texte werden durch übersichtliche Schwarz/Weißzeichnungen, wie Karten und Profildarstellungen, fallweise auch Photos und Tabellen ergänzt. Die Abbildungsunterschriften sind zweisprachig (deutsch/englisch). Kapitelweise sind kurze englische Zusammenfassungen eingefügt.

Getrennte Sach- und Ortsregister und ein ausführliches Literaturverzeichnis, in welchem vor allem neuere Arbeiten Berücksichtigung finden, erleichtern den Einstieg in spezielle Themen und eine weitere, intensivere Befassung damit.

Die Aktualität der einzelnen Kapitel ist etwas unterschiedlich; einige Beiträge wurden bereits 1982 abgeschlossen.

Die verlagstechnische Ausstattung des Buches ist gut.

OTTO THIELE

LICHTER, G.: Fossilien bergen, präparieren, ausstellen. – Kosmos-Handbücher für die praktische naturwissenschaftliche Arbeit, 144 S., 39 Abb., 60 Taf., Stuttgart (Franck'sche Verlagshandlung) 1986. ISBN 3-440-05678-3.

In der Kosmos-Serie ist wieder ein Buch mit paläontologischem Thema erschienen, diesmal über die technischen Aspekte des Fossilien sammelns. Der Autor ist selbst jahrelanger begeisterter Amateursammler und man spürt diese Begeisterung auch, wenn er hin und wieder persönliche Erlebnisse einfließen läßt. Ich kann mir durchaus vorstellen, daß diese nicht unsympathische Art animierend auf den angesprochenen Leserkreis wirkt.

Die Themenstellung ist sehr weitgesteckt und erstreckt sich von der Bergung des Materials im Gelände und der dazu erforderlichen Ausrüstung über nahezu alle Präparationstechniken bis zum Aufbau einer eigenen Sammlung. Natürlich sind in erster Linie die Bedürfnisse des Privatsammlers nach einem „schönen“ Exponat berücksichtigt, wozu auch manch kleiner Kunstgriff gehört, der im Fachbereich vielleicht nicht so gerne gesehen ist – das soll aber den Wert des vorliegenden Buches keinesfalls schmälern. Es wird ganz sicher für den Hobbypaläontologen, manchmal auch für den Fachmann ein Gewinn sein.

FRANZ STOJASPAL

MOODY, R.: Fossilien finden und bestimmen. Mit über 300 Versteinerungen in Farbe. – Kosmos Naturführer, 192 S., zahlr. Abb. u. Taf., Stuttgart (Franck'sche Verlagshandlung) 1987. DM 24.– ISBN 3-440-05713-5.

In unterschiedlichen Abständen erscheinen in der Kosmos-Serie populäre Publikationen über Paläontologie und Fossilien, offenbar um dem Bedürfnis einer wachsenden Zahl von Petre-

faktensammlern zu genügen. Das vorliegende Buch hat mich nun endlich zu einer grundsätzlichen Stellungnahme über den Wert solcher Veröffentlichungen veranlaßt. Natürlich ist es ganz und gar unmöglich, auf 180 Seiten im Oktavformat auch nur annähernd eine Bestimmungshilfe bis hin zur Gattung zu gewähren, und das durch alle Gruppen pflanzlicher und tierischer Fossilien und weltweit durch alle Zeitalter (der Verlagsprospekt stilisiert diesen Anspruch gar zu einer „eindeutigen Identifizierung“ empor!). Eine notgedrungen beschränkte Auswahl wie die vorliegende – mag sie auch „über 300 Fossilien“ umfassen – bringt letzten Endes selbst für den anspruchslosen Hobbysammler oder blutigen Anfänger überhaupt nichts. Er wird bloß in einer trügerischen Sicherheit gewiegt, weil er irgendeinmal eine Abbildung finden wird, die seinem Fund ähnlich schaut und dann glaubt, diesen „bestimmt“ zu haben. Der fortgeschrittene Sammler und erst recht der Fachmann wird dazu noch eine Reihe von teilweise gravierenden Mängeln und Fehlern zu beanstanden nicht umhin können. Als Beispiel soll der Abschnitt über die Gastropoden herhalten.

Es beginnt schon damit, daß teilweise nomenklatorisch Taxa verwendet werden, die dem Kenntnisstand des vorigen Jahrhunderts entsprechen („Sammelgattungen“, die heute schon längst aufgelöst sind), wodurch es zwangsläufig auch zu Fehlidentifikationen kommen muß („*Murex*“, „*Strombus*“, „*Helix*“...); manchmal ist taxonomisch einfach alles falsch, wie bei „*Pupa*“ auf S. 93. Die Gattung *Pupa* bezieht sich heute auf einen Opisthobranchier; allerdings wurde sie vor 100 Jahren auch für Landschnecken verwendet, wohin das abgebildete Gehäuse (offenbar ein rezenter *Cerion* aus Westindien) immerhin gehört. Das führt gleich zum nächsten Punkt: einige Male wird man den Verdacht nicht los, daß rezente Individuen als Fossilien untergejubelt werden (auch bei den Bivalven, z. B. *Acila*, *Unio* und *Solen*).

Unüblich bis merkwürdig sind auch die Formulierungen und verwendeten Termini im Text, was möglicherweise zu Lasten des Übersetzers geht. Bei *Turritella* z. B. wird „die Wendel von vielen Umgängen aufgebaut“ und von den Pulmonaten wird behauptet, ihre Mündung sei „unzerfurcht“ – das soll offenbar heißen, daß sie keine Zähne oder Lamellen aufweise, was schlechterdings falsch ist. Einerseits treibt diese Sprache geradezu anmutige Blüten, wenn z. B. der Gattung *Aporrhais* „ein keckes Ornament von vertikalen Rippen und kräftigen Knoten“ zugeschrieben wird, andererseits erschöpft sie sich manchmal direkt in Inhaltslosigkeiten: „ein kleiner bis großer Gastropode“ heißt es von *Bellerophon*.

Es würde zu weit führen, alle Schreibfehler (*Strapolus* statt *Straparollus*), stratigraphische Ungereimtheiten (*Bellerophon* „aus Silur und Trias“ – statt „bis“, was auch dann noch mit Vorsicht zu genießen wäre) und sonstigen Mißgriffe aufzuzeigen.

Didaktisch geschickter und dem anzusprechenden Leserkreis dienlicher wäre entweder ein Leitfaden zur prinzipiellen und nachvollziehbaren Unterscheidung der wichtigen Fossilgruppen oder ein Führer durch den Fossilbestand einer geographisch und/oder stratigraphisch eingeschränkten, überschaubaren Einheit!

FRANZ STOJASPAL

PICHLER, H. & SCHMITT-RIEGRAF, C.: Gesteinsbildende Minerale im Dünnschliff. – X + 30 S., 322 Einzeldarstellungen, 16 Farbbilder, 22 Tab., 1 Farbtaf., Stuttgart (Enke) 1987. Karton. DM 49.– ISBN 3-432-95521-9.

Das 1987 erschienene Lehrbuch zur Dünnschliffuntersuchung gesteinsbildender Minerale schließt eine seit langem bestehende Lücke im deutschsprachigen geowissenschaftlichen Schrifttum. Der kristallographische erste Teil gibt einen Einblick für den mikroskopierenden Anfänger in die wichtigsten Grundlagen der Polarisations-Mikroskopie.

Das zweite Kapitel enthält trotz seiner knappen Fassung weit mehr als die wichtigsten gesteinsbildenden Minerale. Neben der ausführlichen Beschreibung der Minerale sind es vor allem die hervorragenden Einzelabbildungen, welche eine Be-

reicherung und Hilfe darstellen. Weiters ist jede Mineralgruppe und -reihe in einer Übersicht charakterisiert und beschrieben.

Das dritte Kapitel beinhaltet Tabellen zur mikroskopischen Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale, darüber hinaus Diagramme zur Klassifikation von Magmatiten, und Gefügebilder von Gesteinen, welche das Lehrbuch nahezu als Universalleitfaden zur Dünnschliffuntersuchung machen. Farbige Dünnschliffbilder, eine Farbtafel nach MICHEL-LÉVY, ein sehr reichhaltiges Sach- und Mineralverzeichnis und ein umfangreicher Literaturhinweis zeichnen das vorliegende Buch als wertvolle Bereicherung im deutschsprachigen geowissenschaftlichen Schrifttum aus.

AXEL NOWOTNY

RICHTER, D.: Allgemeine Geologie. – Sammlung Götschen, Band 2604, 3. bearb. und erw. Auflage, 412 S., 168 Abb. und 16 Tab., Berlin – New York (Walter de Gruyter) 1986. Karton. DM 29,80.

Dieses nun in dritter Auflage erscheinende handliche Taschenbuch bietet eine gut verständliche Darstellung der Allgemeinen Geologie, wobei dem Leser ein ausgewogenes Mittelmaß zwischen Stoffumfang und Information im Detailbereich geboten wird.

In der Einleitung wird auf den historischen und auf den gegenwartsbezogenen Aspekt der Geologie verwiesen. Die Allgemeine Geologie wird als Basis anderer geologischer Arbeitsgebiete (wie z. B. der Historischen, der Regionalen, oder der Angewandten Geologie) betrachtet. Weiters werden Querverbindungen und Verflechtungen mit Nachbarwissenschaften erwähnt.

Das Buch gliedert sich in zwei Abschnitte. Im ersten Abschnitt werden die Stellung des Planeten Erde im Sonnensystem sowie Form, Größe, Oberflächengestalt, Schalenbau und physikalische Parameter des Erdkörpers erläutert. Weiters werden die wichtigsten gesteinsbildenden Minerale sowie relative und absolute Datierungsmöglichkeiten geologischer Einheiten kurz beschrieben. Im zweiten Abschnitt wird die Vielfalt des allgemeinen geologischen Formenschatzes der Erdkruste im Kreislauf der Stoffe durch exogene und endogene Vorgänge ausführlich behandelt. Geophysikalische Methoden sowie deren Anwendung, Gebirgsbildung, Plattentektonik und abschließend der Mensch als geologischer Faktor werden in weiteren Kapiteln des zweiten Abschnittes anschaulich erläutert.

Hinweise über weiterführende Literatur, Worterklärungen und ein umfangreiches Sachregister runden das Werk ab und erleichtern das Nachschlagen.

Gegenüber der zweiten Auflage wurden etliche Abbildungen leichter lesbar und informativer gestaltet, sowie deren Zahl von 152 auf 168 erhöht. Weiters wurden einige kleinere Textänderungen vorgenommen und manche Kapitel (vor allem jenes über geotektonische Hypothesen) überarbeitet und ergänzt.

Im Ganzen gesehen handelt es sich um ein überaus instructives und preislich relativ günstiges Fachbuch, welches vor allem Studenten der Erdwissenschaften und darüber hinaus alle an den Grundlagen geologischen Wissens Interessierte anspricht.

GERHARD PESTAL

ROSCHLAU, H. & HEINTZE, W.: Wissensspeicher Bergbau – Erzbergbau und Kalibergbau. – 3., stark überarbeitete Aufl., 284 S., 314 Textabb., 85 Tab., Leipzig (VEB Deutscher Verlag für Grundstoffindustrie) 1986. Ca. DM 15.–

Das vorliegende Werk ist als Ergänzung zu einschlägigen Lehrbüchern der gleichen Autoren hauptsächlich für die Aus- und Weiterbildung von Facharbeitern im Bergwesen gedacht,

sollte aber dank seiner übersichtlichen Gestaltung auch als Nachschlagewerk dienlich sein. In knapper, komprimierter Form, unterstützt durch Tabellen und schematische Skizzen, werden Überblicke über die Sparten Auf- und Untersuchung von Lagerstätten, Gebirgsmechanik, Gewinnung, Grubenausbau, Grubenbewetterung, Grubenrettungswesen, Verhütung und Bekämpfung von Grubenbränden, bergmännische Wasserwirtschaft, Laden und Fördern, Aus- und Vorrichtung, Abbau sowie Gesundheits- und Arbeitsschutz gegeben. Mit einem zusätzlichen Kapitel Markscheidewesen würde eine praktisch komplette Übersicht über bergmännische Tätigkeiten erzielt worden sein.

Da das Werk in manchen Abschnitten (z. B. Grubenrettungswesen, Gesundheits- und Arbeitsschutz) doch recht stark auf spezielle Verhältnisse und Organisationsformen in der Deutschen Demokratischen Republik abgestimmt ist, kann für österreichische Leser aus der Lektüre dieser Kapitel nur bedingter Nutzen gezogen werden.

Die hier vorgestellte dritte Auflage wurde stark überarbeitet und durch eine Reihe von neu aufgenommenen Formeln, Tabellen und Skizzen bereichert. Beibehalten wurde die didaktisch interessante zweiseitige Anordnung des Textes. In der inneren Spalte werden technische und technologische Zusammenhänge dargestellt, während die äußere Spalte stichwortartigen Hinweisen und Begriffserläuterungen, auch Merksätzen, vorbehalten ist. Durch diese Form wird eine große Anschaulichkeit der zu vermittelnden Wissensinhalte erreicht.

GERHARD MALECKI

SCHNEIDER, H.-J. (Hrsg.): Mineral Deposits of the Alps and of the Alpine Epoche in Europe – Proceedings of the IVth ISMIDA 1981. – Spec. Publ. Soc. Geol. Applied to Min. Dep., 3, XV, 402 S., 184 Abb., Berlin etc. (Springer) 1986. Gebunden. DM 98.– ISBN 3-540-12231-1.

Die anlässlich des „IVth International Symposium on Mineral Deposits of the Alps“ (Berchtesgaden 1981) präsentierten Beiträge sind im vorliegenden Buch veröffentlicht worden. Es handelt sich um 39 in englischer Sprache abgefaßte Arbeiten diverser Autoren über lagerstättenkundliche Themen der Alpen und über alpidische Lagerstätten außerhalb der Alpen in Europa.

Die einzelnen Beiträge sind in 4 Themenschwerpunkte gegliedert und beziehen sich hauptsächlich auf stofflich sehr unterschiedliche Lagerstätten der Alpen. Die Themenvielfalt ermöglicht kaum einen guten Überblick, zeigt jedoch die Komplexität, die mit dem Thema „Minerallagerstätten der Alpen“ verbunden ist, auf. Viele Beiträge beziehen sich auf spezielle geochemische Studien, andere wieder auf eher erzminalogische Untersuchung von einzelnen Lagerstätten bzw. von ganzen Lagerstättenkomplexen, wobei viele Arbeiten Vorkommen der Ostalpen betreffen. Es ist offensichtlich, daß es in fast allen Beiträgen um die Frage nach der Entstehung der alpinen Lagerstätten geht; bei den entsprechenden Interpretationen zeigt sich ganz deutlich die innige Verflechtung zwischen Lagerstättenkunde, Mineralogie und Geologie. Nur im Zusammenwirken aller Disziplinen der Erdwissenschaften wird man der Beantwortung dieser anspruchsvollen Frage näher kommen können, und das vorliegende Buch ist ein gutes Beispiel dafür.

REINHARD EXEL

VOLLSTÄDT, H. & BAUMGÄRTEL, R.: Edelsteine. – 2. Aufl., 260 S., 215 Abb., 19 Tab., Stuttgart (Ferdinand Enke) 1982. Gebunden. DM 19,80. ISBN 3-432-92981-1.

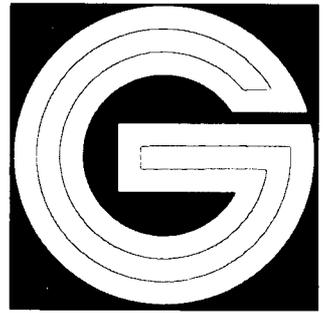
Das vorliegende Buch ist kein spezielles Werk über Gemmologie, bietet aber dem doch ziemlich großen Personenkreis, der sich für Edelsteine interessiert, einen sehr guten Überblick

über diese interessante Materie. In einer sehr übersichtlichen und ansprechenden Art (viele Abbildungen) wird alles Wissenswerte über Edelsteine (Begriffsbestimmung, Entstehung, Eigenschaften, Vorkommen, Bestimmungsmethoden, Synthesen, Schliffornen, usw.) gebracht. Unter „7. Einige bekannte Edelsteinvorkommen“ werden ausschließlich solche aus Europa kurz beschrieben, u. a. das Smaragdorkommen im Ha-

bachtal. Im letzten Kapitel (12.) werden Hinweise zum Amateurschleifen gegeben, einem Hobby, welches immer mehr Anhänger findet.

Dieses schöne und informationsreiche Sachbuch sollte in keiner erdwissenschaftlichen Bibliothek fehlen.

REINHARD EXEL



ISSN 0016-7800

JAHRBUCH DER GEOLOGISCHEN BUNDESANSTALT

1987
BAND 130/3

Alle Rechte für In- und Ausland vorbehalten.
Medieninhaber, Herausgeber und Verleger: Geologische Bundesanstalt, A-1031 Wien, Rasumofskygasse 23.
Für die Redaktion verantwortlich: Dr. Albert Daurer.
Verlagsort: Wien.
Herstellungsort: Horn, N.Ö.
Ziel des „Jahrbuchs der Geologischen Bundesanstalt“
ist die Verbreitung wissenschaftlicher Ergebnisse durch die Geologische Bundesanstalt.
Satz: Geologische Bundesanstalt.
Druck: Ferdinand Berger & Söhne Ges. m. b. H., 3580 Horn

Inhalt

Nach Kartenblättern geordneter Überblick

APPOLD, Th.: Bericht 1986 über geologische Aufnahmen auf Blatt 186 St. Veit an der Glan	351
BAUER, F. K.: Bericht 1986 über geologische Aufnahmen in den Kalkalpen auf Blatt 100 Hieflau	295
BAUER, F. K.: Bericht 1986 über geologische Aufnahmen im Gebiet der Veitschalpe auf Blatt 103 Kindberg ..	296
BECK-MANNAGETTA, P.: Bericht 1986 über geologische Aufnahmen auf Blatt 189 Deutschlandsberg	354
BECK-MANNAGETTA, P.: Bericht 1986 über geologische Aufnahmen auf Blatt 206 Eibiswald	358
BERG, St.: Bericht 1986 über geologische Aufnahmen auf Blatt 186 St. Veit an der Glan	352
BRAUNSTINGL, R.: Bericht 1986 über geologische Aufnahmen im Flysch auf Blatt 65 Mondsee	269
BRAUNSTINGL, R.: Bericht 1986 über geologische Aufnahmen in den Kalkalpen auf Blatt 69 Großraming ..	279
DECKER, K.: Bericht 1986 über geologische Aufnahmen in den Kalkalpen auf Blatt 69 Großraming	280
DELLMOUR, K. & WIDDER, R. W.: Bericht 1986 über geologische Aufnahmen auf Blatt 181 Obervellach ..	339
EBNER, F.: Bericht 1986 über geologische Aufnahmen auf Blatt 163 Voitsberg	334
EBNER, F.: Bericht 1986 über geologische Aufnahmen auf Blatt 206 Eibiswald	358
EGGER, H.: Bericht 1986 über geologische Aufnahmen in der Flyschzone auf Blatt 64 Straßwalchen	267
EGGER, H.: Bericht 1986 über geologische Aufnahmen in der Flyschzone und in den Kalkalpen auf Blatt 69 Großraming	281
ERTL, V.: Bericht 1986 über geologische Aufnahmen in der Kreuzeckgruppe auf Blatt 181 Obervellach ..	340
EXNER, Ch.: Bericht 1986 über geologische Aufnahmen auf Blatt 157 Tamsweg	332
FLÜGEL, H. W.: Bericht 1986 über geologische Aufnahmen auf Blatt 134 Passail	325
FRIEDRICH, T.: Bericht 1986 über geologische Aufnahmen auf Blatt 186 St. Veit a. d. Glan	352
FUCHS, G.: Bericht 1986 über geologische Aufnahmen im Kristallin auf Blatt 106 Aspang	308
FUCHS, G.: Bericht 1986 über geologische Aufnahmen auf Blatt 170 Galtür	335
FUCHS, R.: Bericht 1986 über geologische Aufnahmen im Neogen des Gaadener Beckens auf Blatt 58 Baden	265
GEUTEBRÜCK, E.: Bericht 1986 über geologische Aufnahmen auf Blatt 206 Eibiswald	359
GRAVERSEN, O., JØRGENSEN, K. Z., KRÜGER, Ch. & SØLLING, J.: Bericht 1986 über geologische Aufnahmen in den Nördlichen Kalkalpen auf Blatt 67 Grünau im Almtal	272
HÄUSLER, H.: Bericht 1986 über geologische Aufnahmen auf Blatt 156 Muhr	331
HEEDE, H.-U.: Bericht 1985 über geologische Aufnahmen im Kristallin NNW von Hüttenberg auf Blatt 186 St. Veit a. d. Glan	353
HEINISCH, H.: Bericht 1986 über geologische Aufnahmen im Gailtal-Kristallin auf Blatt 196 Obertilliach ...	355
HEINISCH, H. & SCHLAEGEL, P.: Bericht 1986 über geologische Aufnahmen in der Nördlichen Grauwackenzone auf Blatt 122 Kitzbühel	314
HEINISCH, H. & SCHLAEGEL, P.: Bericht 1986 über geologische Aufnahmen in der Nördlichen Grauwackenzone auf Blatt 123 Zell am See	316
HEISSEL, G.: Bericht 1986 über geologische Aufnahmen auf Blatt 118 Innsbruck	312
HERRMANN, P.: Bericht 1986 über geologische Aufnahmen im Tertiär und Quartär auf Blatt 77 Eisenstadt ..	294
HERRMANN, P.: Bericht 1986 über geologische Aufnahmen auf Blatt 105 Neunkirchen	303
HERRMANN, P.: Bericht 1986 über geologische Aufnahmen im Tertiär und Quartär auf Blatt 167 Güssing ..	335
HÖCK, V.: Bericht 1986 über geologische Aufnahmen auf Blatt 153 Großglockner	329
KLEINSCHMIDT, G., FUNK, T., GANTER, B., HEINRICH, E., HENNEBERG, M., HÖCK, M., LANGGUTH, P., MILBREDT, K., STOCK, P., VOGT, J. & WERNER, Ch.: Bericht 1986 über geologische Aufnahmen im Grundgebirge der Gurktaler Alpen auf Blatt 185 Straßburg	346
KOHL, H.: Bericht 1986 über geologische Aufnahmen im Tertiär und Quartär auf Blatt 49 Wels	260
KRAINER, B.: Bericht 1986 über geologische Aufnahmen in der Kreuzeckgruppe auf Blatt 181 Obervellach ..	342
KRAINER, K.: Bericht 1986 über geologische Aufnahmen am Südrand der Lechtaler Alpen auf Blatt 144 Landeck	325
KUPKA, E. J.: Bericht 1986 über geologische Aufnahmen im Moldanubikum auf Blatt 19 Zwettl-Stadt ...	297

LEIN, R.: Bericht 1986 über geologische Aufnahmen auf Blatt 103 Kindberg	296
LEIN, R.: Bericht 1986 über geologische Aufnahmen auf Blatt 127 Schladming	319
LOBITZER, H.: Bericht 1986 über fazielle Untersuchungen im Wettersteinkalk des Schneeberg-Plateaus auf Blatt 74 Hohenberg	291
LOBITZER, H.: Bericht 1986 über fazielle Untersuchungen im Wettersteinkalk des Veitschalpen-Plateaus auf Blatt 103 Kindberg	298
LOBITZER, H. & PIROS, O.: Bericht 1986 über geologische Aufnahmen auf Blatt 105 Neunkirchen	304
MANDL, G. W.: Bericht 1986 über geologische Aufnahmen in den Kalkalpen auf Blatt 75 Puchberg am Schneeberg	292
MANDL, G. W.: Bericht 1986 über geologische Aufnahmen im kalkalpinen Anteil auf Blatt 103 Kindberg ..	299
MANDL, G. W.: Bericht 1986 über geologische Aufnahmen auf Blatt 105 Neunkirchen	304
MANDL, G. W.: Bericht 1986 über geologische Aufnahmen auf Blatt 127 Schladming	321
MATURA, A.: Bericht 1986 über geologische Aufnahmen im Kristallin des Wechselgebietes und der Buckligen Welt auf Blatt 105 Neunkirchen	305
MENEWEGER, H.: Bericht 1986 über geologische Aufnahmen im Quartär auf Blatt 64 Straßwalchen	268
MOSER, M.: Bericht 1986 über ingenieurgeologische Aufnahmen auf Blatt 196 Obertilliach	355
MÜLLER, A. M.: Bericht 1986 über geologische Aufnahmen in den Kalkalpen auf Blatt 69 Großraming ..	282
NEUBAUER, F.: Bericht 1986 über geologische Aufnahmen auf Blatt 133 Leoben	324
NEUMAYR, P. & STADLMANN, T.: Bericht 1986 über geologische Aufnahmen auf Blatt 153 Großglockner ..	329
NIEVOLL, J. W.: Bericht 1986 über geologische Aufnahmen auf Blatt 103 Kindberg	300
NOWOTNY, A.: Bericht 1986 über geologische Aufnahmen auf Blatt 104 Mürzzuschlag	302
NOWOTNY, A. & PESTAL, G.: Bericht 1986 über geologische Aufnahmen auf Blatt 144 Landeck	326
OBENHOLZNER, H.: Bericht 1986 über geologische Aufnahmen im Teuchltal (Kreuzeckgruppe) auf Blatt 181 Obervellach	344
PAHR, A.: Bericht 1986 über geologische Aufnahmen auf Blatt 106 Aspang	309
PASCHER, G.: Bericht 1986 über geologische Aufnahmen auf Blatt 107 Mattersburg	309
PAULITSCH, P.: Bericht 1986 über geologische Aufnahmen im Gailtalkristallin auf Blatt 195 Sillian	354
PAVLIK, W.: Bericht 1986 über geologische Aufnahmen in den Kalkalpen auf Blatt 65 Mondsee	271
PAVLIK, W.: Bericht 1986 über geologische Aufnahmen in den Kalkalpen auf Blatt 73 Türnitz	291
PAVLIK, W.: Bericht 1986 über geologische Aufnahmen auf Blatt 103 Kindberg	301
PESTAL, G.: Bericht 1986 über geologische Aufnahmen auf Blatt 153 Großglockner	331
PLÖCHINGER, B.: Bericht 1986 über geologische Aufnahmen in den Kalkalpen auf Blatt 75 Puchberg am Schneeberg	293
PLÖCHINGER, B.: Bericht 1986 über eine geologische Revision auf Blatt 100 Hieflau	295
POLESCHINSKY, W.: Bericht 1986 über geologische Aufnahmen auf Blatt 117 Zirl	311
POSCHER, G.: Bericht 1986 über geologische Aufnahmen im Quartär des Saalfeldener Beckens auf Blatt 123 Zell am See	317
PREY, S.: Bericht 1986 über geologische Aufnahmen in der südlichen Flyschzone auf Blatt 58 Baden ..	265
RIEPLER, F.: Bericht 1986 über geologische Aufnahmen auf den Blättern 164 Graz und 190 Leibnitz	334
ROETZEL, R.: Bericht 1986 über geologische Aufnahmen im Tertiär und Quartär des Gebietes Puchkirchen – Ampflwang auf Blatt 47 Ried im Innkreis	258
RUPP, Ch.: Bericht 1986 über geologische Aufnahmen im Tertiär und Quartär des Hausruckgebietes (Raum St. Kollmann und Ecklham) auf Blatt 47 Ried im Innkreis	259
RUTTNER, A.: Bericht 1983–1986 über geologische Aufnahmen in den Kalkalpen auf Blatt 71 Ybbsitz ...	285
SCHNABEL, W., SARNTHEIN, M., MILKERT, D.: Bericht 1986 über geologische Aufnahmen in den westlichen niederösterreichischen Voralpen auf Blatt 55 Obergrafendorf	261
SLAPANSKY, P.: Bericht 1986 über geologische Aufnahmen auf Blatt 127 Schladming	322
SPÖTL, Ch.: Bericht 1986 über geologische Aufnahmen im kalkalpinen Anteil auf Blatt 144 Landeck ...	327
STINGL, V.: Bericht 1986 über geologische Aufnahmen auf Blatt 122 Kitzbühel	314
STINGL, V.: Bericht 1986 über geologische Aufnahmen auf Blatt 123 Zell am See	318
SUETTE, G.: Bericht 1986 über geologische Aufnahmen auf Blatt 207 Arnfels	360
TATZREITER, F.: Bericht 1986 über paläontologische Untersuchungen in den Schreyeralm-Kalken der Typlokalität auf Blatt 96 Ischl	294
THIELE, O.: Bericht 1986 über geologische Aufnahmen im Moldanubikum und in der Sedimentauflage auf Blatt 19 Zwettl-Stadt	257
TOLLMANN, A.: Bericht 1986 über geologische Aufnahmen auf Blatt 105 Neunkirchen	306
UCIK, F. H.: Bericht 1986 über geologische Aufnahmen im Unterengadiner Fenster auf den Bättern 144 Landeck und 145 Imst	327
UCIK, F. H.: Bericht 1986 über geologische Aufnahmen im Quartär auf den Blättern 184 Ebene Reichenau und 185 Straßburg	344

VAN HUSEN, D.: Bericht 1986 über geologische Aufnahmen im Quartär auf Blatt 65 Mondsee	272
VAN HUSEN, D.: Bericht 1986 über geologische Aufnahmen im Quartär auf Blatt 127 Schladming	323
VAN HUSEN, D.: Bericht 1986 über geologische Aufnahmen im Quartär auf Blatt 196 Obertilliach	357
VAN HUSEN, D.: Bericht 1986 über geologische Aufnahmen im Quartär auf Blatt 199 Hermagor	357
VETTERS, W. Bericht 1986 über geologische Aufnahmen auf Blatt 104 Müzzzuschlag	302
WARCH, A.: Bericht 1986 über geologische Aufnahmen auf den Blättern 179 Lienz, 180 Winklern, 196 Obertilliach und 199 Hermagor	336
WESSELY, G.: Bericht 1986 über geologische Aufnahmen auf Blatt 57 Neulengbach	263
WESSELY, G.: Bericht 1986 über geologische Aufnahmen in den Kalkalpen auf Blatt 58 Baden	265
WIDDER, R.: Bericht 1986 über geologische Aufnahmen auf Blatt 69 Großraming	284
WOLF, D.: Bericht 1986 über geologische Aufnahmen im kristallinen Grundgebirge auf Blatt 207 Arnfels	360

Nach Kartenblättern geordneter Überblick

19 Zwettl Stadt (E. KUPKA)	257
19 Zwettl-Stadt (O. THIELE)	257
47 Ried im Innkreis (R. ROETZEL)	258
47 Ried im Innkreis (Ch. RUPP)	259
49 Wels (H. KOHL)	260
55 Obergrafendorf (W. SCHNABEL, M. SARNTHEIN & D. MILKERT)261	261
57 Neulengbach (G. WESSELY)	263
58 Baden (R. FUCHS)	265
58 Baden (S. PREY)	265
58 Baden (G. WESSELY)	265
64 Straßwalchen (H. EGGER)	267
64 Straßwalchen (H. MENEWEGER)	268
65 Mondsee (R. BRAUNSTINGL)	269
65 Mondsee (W. PAVLIK)	271
65 Mondsee (D. v. HUSEN)	272
67 Grünau im Almtal (O. GRAVERSEN, K. Z. JØRGENSEN, Ch. KRÜGER & J. SØLLING)	272
69 Großraming (R. BRAUNSTINGL)	279
69 Großraming (K. DECKER)	280
69 Großraming (H. EGGER)	281
69 Großraming (A. M. MÜLLER)	282
69 Großraming (R. WIDDER)	284
71 Ybbsitz (A. RUTTNER)	285
73 Türnitz (W. PAVLIK)	291
74 Hohenberg (H. LOBITZER)	291
75 Puchberg (G. W. MANDL)	292
75 Puchberg (B. PLÖCHINGER)	293
77 Eisenstadt (P. HERRMANN)	294
96 Bad Ischl (F. TATZREITER)	295
100 Hieflau (F. K. BAUER)	295
100 Hieflau (B. PLÖCHINGER)	295
103 Kindberg (F. K. BAUER)	296
103 Kindberg (R. LEIN)	296
103 Kindberg (H. LOBITZER)	298
103 Kindberg (G. W. MANDL)	299
103 Kindberg (J. NIEVOLL)	300
103 Kindberg (W. PAVLIK)	301
104 Müzzzuschlag (A. NOWOTNY)	302
104 Müzzzuschlag (W. VETTERS)	302
105 Neunkirchen (P. HERRMANN)	303
105 Neunkirchen (H. LOBITZER & O. PIROS)	304
105 Neunkirchen (G. W. MANDL)	304
105 Neunkirchen (A. MATURA)	305
105 Neunkirchen (A. TOLLMANN)	306
106 Aspang (G. FUCHS)	308
106 Aspang (A. PAHR)	309
107 Mattersburg (G. PASCHER)	309
117 Zirl (W. POLESCHINSKY)	311
118 Innsbruck (G. GEISSEL)	312
122 Kitzbühel (H. HEINISCH & P. SCHLAEGEL)	314
122 Kitzbühel (V. STINGL)	314
123 Zell am See (H. HEINISCH & P. SCHLAEGEL)	316
123 Zell am See (G. POSCHER)	317
123 Zell am See (V. STINGL)	318
127 Schladming (R. LEIN)	319
127 Schladming (G. W. MANDL)	321
127 Schladming (P. SLAPANSKY)	322
127 Schladming (D. v. HUSEN)	323

133	Leoben (F. NEUBAUER)	324
134	Passail (H. W. FLÜGEL)	325
144	Landeck (K. KRAINER)	325
144	Landeck (A. NOWOTNY & G. PESTAL)	326
144	Landeck (Ch. SPÖTL)	327
144	Landeck (F. H. UCIK)	327
145	Imst (F. H. UCIK)	329
153	Großglockner (V. HÖCK)	329
153	Großglockner (P. NEUMAYR & T. STADLMANN)	329
153	Großglockner (G. PESTAL)	331
156	Muhr (H. HÄUSLER)	331
157	Tamsweg (Ch. EXNER)	332
163	Voitsberg (F. EBNER)	334
164	Graz (F. RIEPLER)	334
167	Güssing (P. HERRMANN)	335
170	Galtür (G. FUCHS)	335
179	Lienz (A. WARCH)	336
180	Winklern (A. WARCH)	339
181	Obervellach (K. DELLMOUR & R. WIDDER)	339
181	Obervellach (V. ERTL)	340
181	Obervellach (B. KRAINER)	342
181	Obervellach (H. OBENHOLZNER)	344
184	Ebene Reichenau (F. H. UCIK)	344
185	Straßburg (G. KLEINSCHMIDT, T. FUNK, B. GANTER, E. HEINRICH, M. HENNEBERG, M. HÖCK, P. LANGGUTH, K. MILBREDT, P. STOCK, J. VOGT & Ch. WERNER)	346
185	Straßburg (F. H. UCIK)	351
186	St. Veit an der Glan (T. APPOLD)	351
186	St. Veit an der Glan (St. BERG)	352
186	St. Veit an der Glan (T. FRIEDRICHS)	352
186	St. Veit an der Glan (H.-U. HEEDE)	353
189	Deutschlandsberg (P. BECK-MANNAGETTA)	354
190	Leibnitz (F. RIEPLER)	354
195	Sillian (P. PAULITSCH)	354
196	Obertilliach (H. HEINISCH)	355
196	Obertilliach (M. MOSER)	355
196	Obertilliach (D. v. HUSEN)	357
196	Obertilliach (A. WARCH)	357
199	Hermagor (D. v. HUSEN)	357
199	Hermagor (A. WARCH)	358
206	Eibiswald (P. BECK-MANNAGETTA)	358
206	Eibiswald (F. EBNER)	358
206	Eibiswald (E. GEUTEBRÜCK)	359
207	Arnfels (G. SUETTE)	360
207	Arnfels (D. WOLF)	360

Schriftleitung: Albert Daurer.

Berichte über Tätigkeiten im Jahr 1986 zur Erstellung der Geologischen Karte der Republik Österreich 1 : 50.000

(Bei den mit *) bezeichneten Kartenblättern wurden die Geländearbeiten
zum Teil aus Mitteln zum Vollzug des Lagerstättengesetzes – Ergänzende Kartierung finanziert)

Blatt 19 Zwettl-Stadt

Bericht 1986 über geologische Aufnahmen im Moldanubikum auf Blatt 19 Zwettl-Stadt

Von JOSEF E. KUPKA (auswärtiger Mitarbeiter)

Im Bereich von Hirschbach konnte aufgrund von Aufschlüssen in Baugruben und Kanalgräben die Grenze des Weinsberger Granit-Gebietes im Ort eingengt werden.

Etwa 400 m südlich von Kleingloms sind östlich der Straße nach Süßenbach durch Materialentnahme schiefriige Gneise der Monotonen Serie freigelegt worden. Bei den westlich der Straße in den Äckern liegenden Lesesteinen handelt es sich fast durchwegs um Quarzite und quarzitische Gneise. Die östlich der Glommühle am rechten Ufer der Deutschen Thaya durchziehende Störungszone ist am Ostrand (fast schon am Höhenrücken, Weg Richtung Kaltenbach) von einer Verquarzungszone begleitet. Während der Feldarbeiten konnte an einigen Stellen eine Mächtigkeit von 2–3 m beobachtet werden. Am südlichen Ortsrand von Großglobnitz ist am Hang zu den Kohläckern eine Baugrube für ein Wohnhaus ausgehoben worden, in der unter etwa 1½–2 m Humus und Lehm Schiefergneise mit NNO-Streichen und etwa 80° Einfallen nach O anstehen. Dieser Aufschluß ist etwa noch 500 m von dem im Ostteil des Ortes anstehenden Rastenberger Granodiorit entfernt. Einige allerdings recht unverbindliche Aufschlüsse deuten darauf hin, daß die Grenze zwischen den genannten Gesteinen im Bereich des Kirchenplatzes zu suchen ist.

Westlich der Höhe 603 an der Straße zwischen Germanns und Gerotten steht im Gerottener Wald ein größerer Pegmatoidbereich (bis grobkörniger Granodiorit; nach Ch. EXNER, 1969) an, der gegen NW von einem ebenfalls sehr ausgedehnten Aplitstock begrenzt wird. Die Grenze zwischen beiden Gesteinen ist wenigstens teilweise messerscharf, wie an einem im Wald liegenden, etwa 2 m³ großen Block zu sehen ist. Die Südgrenze des Aplitstocks hebt sich durch eine etwa 7 m hohe Geländestufe ab. Ein ebenfalls steiler Abfall in Richtung Großhaslau dürfte das Ende bzw. das Abtauchen des Aplits gegen Westen anzeigen.

An der Straße Germanns – Kühbach (TÜPL) finden sich südlich der Höhe 612 ebenfalls Aplite und Pegmatoide in Blöcken innerhalb des Waldgebietes. Eine genauere Lokalisation ist aber derzeit nicht möglich. Weiters wurden im gesamten Arbeitsgebiet alle Baugruben (meist Fundierungen von Einfamilienhäusern) aufgenommen. Sie ergaben durchwegs eine Ergänzung schon vorliegender Aufnahmen.

Bericht 1986 über geologische Aufnahmen im Moldanubikum und in der Sedimentauflage auf Blatt 19 Zwettl-Stadt

Von OTTO THIELE

In Fortsetzung der im Vorjahrsbericht erwähnten höheren Schotterflur im Gebiet westlich von Hollenstein – Limbach (ca. 590 m Sh.) wurde zwischen dem Tiergarten und Sallingstadt orographisch links der Deutschen Thaya eine breite Sedimentrinne mit groben, wohlgerundeten Quarzrestschottern auskartiert. Kleinere Schotterreste finden sich südwestlich und südlich von Sallingstadt, doch dürften diese einer jüngeren Terrasse angehören. Größere Verbreitung haben die Schotter (der höheren Flur) westlich von Bösenneunzen, westlich des Luggrabens und auf den Griesäckern. Hier finden sich auch Lesesteine und Blöcke von kieselig verkitteten, mitunter auch eisenschüssigen Quarzkonglomeraten. Noch größere Verbreitung haben die Schotter und kiesigen Sande auf der Hochfläche zwischen Warnungs, Ottenschlag, Großglobnitz und Kleinotten. Am besten aufgeschlossen ist diese Sedimentdecke in zwei kleinen Sand-Schotter-Gruben beiderseits des Fahrweges von Ottenschlag nach Kleinotten sowie bei der Schießstätte N Großglobnitz. Reste einer tieferen Schotterrinne wiederum sind an der Straße nördlich von Maierhöfen angerissen.

Kleinere Reste der (?)höheren Sand-Schotter-Flur sind allenthalben westlich und südwestlich bis südöstlich von Gerweis anzutreffen, doch ist in diesem Bereich eine genaue Abgrenzung der Sedimente noch nicht erfolgt. Relativ gut abgrenzbar hingegen sind die schotterig-sandigen, hier gelegentlich auch tonigen Sedimente auf der Hochfläche südlich des Fahrweges von Kleinotten nach Hörmanns, im Bereich der Maß, hinüber zum Steinetholz und weit nach Süden bis ins Waldfeld und fast nach Germanns hinein reichend. Westnordwestlich von Germanns liegen die Schotter stellenweise über der 620 m-Marke. Östlich Hörmanns und nordwestlich Germanns setzen die sandig-schotterigen Sedimente noch etwas in den Truppenübungsplatz hinein fort, um in diesem – lange noch vor Erreichen der Panzerstraße – ein vorläufiges Ende zu finden. Einige dieser Vorkommen hat bereits B. SCHWAIGHOFER in seinen Aufnahmsberichten 1970 und 1972 bekannt gemacht.

Im Einzugsgebiet des Plöttbaches ist die Hauptmasse der ehemals sicherlich auch hier vorhanden gewesenen Sedimente ausgeräumt worden. Reste einer alten Schotterflur finden sich nur gelegentlich in Form wohlgerundeter, z.T. braun „gelackter“ und mitunter Kopfgröße erreichender Quarzgerölle auf Kristallin oder Kristallingrus, z.B. im Bereich von Steinberg und Perweis in Höhenlagen von 595 m bis über 615 m. Jenseits des

Plöttbaches finden sich zwischen Dietreichs (Dietreicher Bühel), Söllitz und Schlagles wieder mächtigere Sedimente, am besten durch eine Grube im Sandholz erschlossen („Gelbe Sandgrube“), in welcher heute noch gelegentlich kreuzgeschichtete Sande und Kiese unterschiedlicher Korngrößen und Reifegrade abgebaut werden. Die Abbauteufe beträgt zur Zeit stellenweise etwa 5 m. Eine zweite, heute abgesoffene Grube („Weiße Sandgrube“) befindet sich südlich des Sandholzes nordwestlich von Söllitz. Hier ist anscheinend einst Sand und Ton gewonnen worden.

Die Sedimentvorkommen scheinen sich über Schlagles hinaus über den Poppener Teich bis in den Bereich des Kartenblattes Gföhl fortzusetzen.

Begonnen wurde die Begehung der Ebenheiten südlich von Vitis (Kaltenbach – Wolfstein – Haimschlag). Hier gestaltete sich die Kartierung infolge schlechter Aufschlußverhältnisse äußerst schwierig. Längs der Thaya tritt der kristalline Untergrund in Form von mehr oder minder verquetschten Schiefergneisen zu Tage. Mit zunehmender Entfernung von der Talschulter finden sich immer mehr Lesesteine von Gangquarz, was wohl zum Großteil auf selektive Verwitterung zurückzuführen ist. Schließlich kommt man in einen Bereich (Vitis Holz, Gemeindewald, Lehmfeld), wo aus einer offenbar schon recht mächtigen Lehmbedeckung nur mehr an wenigen Stellen der kristalline Untergrund durch Hellgranit-Lesesteine erkennbar wird.

Im Zuge der Revision des Kristallins wurden einige Steinbrüche besucht und bemustert: Westlich von Zwinzen schließen zwei kleine verwachsene Brüche das Liegende der Spitzer (= Dobra) Gneis-Serie auf. Helle azidische Gneise stehen in Verband mit stumpfgrünem Augitgneis, Diopsidfels und Pegmatoiden. In einem neuen Steinbruch am Rotbach südwestlich von Großglobnitz (hinter der Villa Weichselbaumer) stehen mehr oder minder verquetschte Schiefergneise an, stellenweise mit schwächtigen Apliden und Pegmatoiden durchsetzt und mit Kiesen imprägniert. Sie ähneln den ebenfalls kiesimprägnierten \pm mylonitischen Schiefergneisen von Ottenschlag an der Vitiser Störung und gehören offenbar einer dieser Störung parallel laufenden Mylonitzone an. Hier wie dort ist als Erz freiäugig nur Pyrit erkennbar. Genauere Untersuchungen stehen aus.

Nahe der Südgrenze des Kartenblattes wurde nördlich von Grafenschlag die Steinentnahmestelle auf der Schafberger Höhe bemustert. Hier sind innerhalb der Schiefergneise der Monotonen Serie schwächere, noch etwas mitverschieferte Pegmatoiden bemerkenswert, in denen man neben Turmalin auch (?) Paramorphosen von Sillimanit nach Andalusit finden kann.

Blatt 47 Ried im Innkreis

Bericht 1986 über geologische Aufnahmen im Tertiär und Quartär des Gebietes Puchkirchen – Ampflwang auf Blatt 47 Ried im Innkreis*)

Von REINHARD ROETZEL

Im Anschluß an die Kartierung der beiden vergangenen Jahre konnten nördlich von Puchkirchen die Sedimente der Innviertler Gruppe des Ottnangien weiter nach N verfolgt werden.

Die Atzbacher Sande treten in ihrem hangenden Bereich als braungelbe, weitgehend massige, glimmerreiche, teilweise kiesige oder siltige Fein- bis Mittelsande auf. Vereinzelt sind darin rinnenartig Pelitklasten und ebenflächig cm-mächtige inkohlte Pflanzenreste eingelagert. Untergeordnet kommen in diesen Sanden im cm-Bereich geschichtete, braungraue Silte mit welliger Schichtung oder Linsenschichtung und synsedimentären Rutschungs- und Entwässerungsstrukturen vor. Derartige Sande sind besonders gut in alten Gruben N Pichl und an der linken Talseite des Ampflwanger Baches S Bruck aufgeschlossen.

Im Hangenden dieser massigen Lithofazies kann eine kontinuierliche Zunahme von Pelitzwischenlagen in den Sanden beobachtet werden. In Aufschlüssen in Bruck und E vom Wirtshaus in der Röd sind graubraune bis gelbbraune, glimmerreiche, siltige Feinsande und Mittelsande anstehend, die durch cm-dicke, braungraue Pelitzwischenlagen in 10–40 cm mächtige Sets gegliedert werden. Die Sande sind durchwegs intern flach tafelf- und keilförmig schräggeschichtet, führen mitunter Pelitklasten auf den Leeblättern und zeigen besonders in der Grube Bruck oft echte Kreuzschichtung (herring bone bedding). Die Lebensspuren, die in der Grube Bruck besonders häufig auftreten, gehen immer von den pelitischen Lagen aus.

Im darüber folgenden Übergangsbereich zum Ottnanger Schlier treten vorwiegend gelbbraune bis braungelbe, glimmerreiche, siltige Feinsande in intensiver Wechsellagerung mit braungrauen, glimmerigen Silten mit Feinsandlinsen auf. Aufschlüsse finden sich in aufgelassenen Schliergruben E Innerleiten, S und SW Ort und E Bruck.

Im Bereich um Ampflwang ist im Hangenden der Atzbacher Sande der Ottnanger Schlier oberflächennah verbreitet. In alten Schliergruben N Schmitzberg, N Lukasberg und W Wassenbach sind braungraue, im mm-Bereich geschichtete Silte mit dünnen Feinsandbestegen und selten Feinsandlinsen zu beobachten.

Die Oberkante der marinen Sedimente des Ottnangien liegt im Ampflwanger Tal zwischen 570 und 610 m SH und läßt ein ausgeprägtes Oberflächenrelief erkennen, in dem die darüber folgenden Kohleführenden Süßwasserschichten des Pannonien liegen.

Diese beginnen an der Basis mit den sogenannten Liegendschichten, die vorwiegend aus einem äußerst schlecht sortierten, weißgrauen bis braungrauen Sand-Silt-Ton-Gemisch bestehen. Aufschlüsse dieser Sedimente finden sich in Gräben und kleineren Weganrissen E Zuckau, E und S Seirigen, S Froschern, W des Wirtshauses in der Röd, NE Aigen, N Lukasberg, S des Sportplatzes von Ampflwang, E und SE Ebelsberg und SE Schlierling.

Die darüber folgende eigentliche Kohletonserie besteht im kartierten Bereich aus drei Flözhorizonten, die durch hauptsächlich tonige Sedimente getrennt werden.

Das bis zu 3,8 m mächtige Unterflöz ist besonders eindrucksvoll beim Stollenmundloch zum Nordfeld von Lukasberg aufgeschlossen und liegt dort mit seiner Basis um 585 m SH.

Getrennt durch dunkelgraue bis graubraune Tone folgt das Mittelflöz, das durch ebensolche, meist 30 cm bis 50 cm mächtige Tone in mehrere Teilflöze aufgespalten ist. Das mächtigste dieser Teilflöze ist mit 1 m bis 2 m um 600 m SH in Gräben ESE Seirigen, ENE Ackersberg, NE Aigen, S des Sportplatzes von Ampflwang und E Ebelsberg anstehend.

Zwischen Mittel- und Oberflöz können neben Tonen auch gelbbraune, glimmerige, siltige Feinsande von mehreren Metern Mächtigkeit auftreten, wie sie S Ackersberg und E Rabelsberg Obertags zu sehen sind.

Das Oberflöz konnte bei der Kartierung nur in einem Graben NW Lukasberg mit einer Mächtigkeit von ca. 0,5 m beobachtet werden. Große Pingenfelder und Bergbaubruchgebiete zwischen Ackersberg und Wörmsedt sowie zwischen Wassenbach und Schierling zeugen von dem intensiven Braunkohlenabbau der Wolfsegg-Traunthaler Kohlenwerks-AG in diesem Gebiet.

Die Hangendschichten, die wiederum vorwiegend aus grauen bis graublauen, teilweise bunten Tonen bestehen, konnten nur S Schmitzberg und W Lukasberg anstehend angetroffen werden, da sie ebenso wie der Großteil der darunter liegenden Kohleführenden Süßwasserschichten von den hangenden Hausruckschottern überronnen sind. Vernässungen zwischen 620 und 640 m SH lassen jedoch oft die Existenz dieser Pelite unter einem dünnen Schotterschleier erkennen.

Die um den Göblberg bis ca. 135 m mächtigen Hausruckschotter des Pannonien haben im kartierten Bereich ihre Basis zwischen 635 m und 640 m SH. Die grauen bis gelbgrauen, gut gerundeten, stark sandigen Mittel- bis Grobkiese mit eingeschalteten Mittel- bis Grobsandlinsen und -zwischenlagen zeigen teilweise starke konglomeratische Verfestigung. Im Vollschotter-spektrum überwiegen Quarzgerölle neben Quarziten, Karbonatgesteinen, Sandsteinen und Kristallinkomponenten. Von den zahlreichen Aufschlüssen können besonders die in Seirigen, SE Ackersberg, W Schmitzberg, NW und SW Lukasberg, E Wassenbach und E Ampflwang genannt werden.

Besonders im Bereich Lukasberg – Innerleiten – Seirigen sind diese Schotter auf den darunter liegenden Kohleführenden Süßwasserschichten, teilweise im Verband, als Schollen abgeglitten und liegen mit ihrer Basis weit tiefer. Morphologisch zeigt sich dies sehr eindrucksvoll in mächtigen Schotterkuppen mit bis zu 500 m langen Abrißkanten und dazwischen auftretenden Vernässungsflächen, wo in „Fenstern“ die darunter liegenden Kohleführenden Süßwasserschichten hervortreten. Aufschlüsse in diesen abgeglittenen Schotterkörpern, wie z. B. in den Schottergruben von Seirigen, SE Ackersberg oder E Ampflwang zeigen ein deutliches hangparalleles, steiles Einfallen der konglomeratisch verfestigten Schichtpakete.

Neben diesen wahrscheinlich quartären Massenbewegungen treten vor allem in Bergbaubruchgebieten rezente Rutschungen, wie z. B. W und NW Lukasberg auf.

Die S und SE von Puchkirchen bereits 1984 auskartierten quartären Schotterfluren konnten gegen N weiter verfolgt werden.

So treten auf den Kuppen um Mairingen, Gschwand, Pichl, Rödleiten und Ort isolierte Schotterflächen auf. Die Schotter in sandig-lehmiger Matrix haben nach den Schußbohrungen der Rohöl-Aufsuchungs Ges. m. b. H. Mächtigkeiten von 4 m bis 12 m. Die sehr unterschiedliche Höhe der Basis zwischen 545 m und 565 m SH läßt auf mehrere Generationen dieses Niveaus schließen.

Auf einem tertiären Sockel um 535 m SH liegt eine weitere Schotterterrasse an der rechten Talseite des Ampflwanger Baches zwischen Puchkirchen und Scheiblwies.

Ein drittes Terrassenniveau mit einer Basishöhe zwischen 520 m und 525 m SH und einer maximalen Schottermächtigkeit um 8 m kann, morphologisch sehr gut sichtbar, westlich des Ampflwanger Baches um Mühlberg auskartiert werden.

In den Talniederungen des Ampflwanger Baches und seiner Seitenbäche finden sich vorwiegend Schotter und Sande, vereinzelt auch pflanzendetritusreiche Tone.

Weit verbreitet sind im kartierten Gebiet Solifluktiionsdecken aus umgelagerten Sedimenten des Ottnangien, vor allem aber der Kohleführenden Süßwasserschichten und des Hausruckschotters. Besonders hervorzuheben sind bis zu 9 m mächtige lehmige Schotter, teilweise mit abgeglittenen Anteilen der Kohleführenden Süßwasserschichten E Ampflwang.

Bericht 1986 über geologische Aufnahmen im Tertiär und Quartär des Hausruckgebietes (Raum St. Kollmann und Ecklham) auf Blatt 47 Ried im Innkreis*)

Von CHRISTIAN RUPP

Direkt anschließend an die Kartierung 1985 wurden 1986 die N-Seite des Hausruck von Schmidberg bis Punzen (mit Hausruckschotter – HS, Kohlen-Ton-Serie – KTS und Kobernauberwaldschotter – KS) und die hauptsächlich aus Schlier aufgebaute Hügellandschaft zwischen St. Kollmann und Ecklham begangen.

S und SW Gaisedt liegen erosive Reste von HS auf der KTS. Die Schotterunterkante, häufig durch einen deutlichen Geländeknick gekennzeichnet, ist in diesem Bereich zwischen 645 und 650 m, leicht gegen W ansteigend anzutreffen. Südlich Maireck dagegen liegt sie bereits deutlich über 650 m, zumeist um 655 m.

Die vom HS überlagerte KTS verzahnt sich in diesem Bereich (siehe auch Bericht 1985) mit dem KS, wobei besonders ein Schotterzug im Gelände deutlich hervortritt und in mehreren Schottergruben aufgeschlossen ist (W Wolfersberg, N Wirglau). Diese legen stark feinsandige Kiese mit zwischengeschalteten Sand- und Tonlagen frei. Neben Quarz, Quarzit und Kristallin findet man vereinzelt auch Kalk und Schliergerölle. Aus der Grube Wirglau konnten außerdem mehrere Stücke fossiler Hölzer sichergestellt werden. Sowohl die Zusammensetzung (Kies tritt manchmal gegenüber Sand und Ton stark in den Hintergrund) als auch die Höhenlage und Mächtigkeit dieses Schotterzuges sind nicht konstant (stärkere Schwankungen manchmal auf engstem Raum, z. B. Raum Gaisedt), er ist jedoch mit wenigen Ausnahmen (Schotterunterkante z. B. W Pühret deutlich unter 610 m) in diesem Bereich zwischen 610 und 636 m anzutreffen. Bei Edthelm liegt eine isolierte Schotterkuppe (UK knapp unter 610 m) auf geringmächtig ausgebildeter, schluffig bis feinsandiger KTS, die offensichtlich diesem Schotterhorizont zuzuordnen ist.

Ein zweiter, zumeist weniger deutlich hervortretender Schotterzug, aufgeschlossen z. B. S Brast oder SW Maireck, tritt W Wirglau zwischen 580 und 600 m See-

Bericht 1986 über geologische Aufnahmen im Tertiär und Quartär auf Blatt 49 Wels*)

Von HERMANN KOHL (auswärtiger Mitarbeiter)

höhe zu Tage. E Wirglau ist er an der Nordseite des Hausruck nicht zur Ausbildung gekommen (an der Südseite jedoch schon, siehe Bericht 1985). In den Aufschlüssen als zumeist sehr stark sandiger Kies (bis Fein-/Mittelsand mit Kieslagen) zu Tage tretend, scheint dieser Schotterzug wesentlich weniger einheitlich ausgebildet zu sein als der oben erwähnte. Hebt er sich z. B. N und W Maireck in Form von Geländekuppen und -kanten schon deutlich im Gelände hervor, so findet man im flachen Gelände N Maireck und bei Pühret keine Anzeichen eines Schotterzuges. In einer Reihe von Handbohrungen konnten in diesen Bereichen auch nur olivbraune, blaugraue und ocker feinsandige, zumeist schwach kiesige Schluffe und Feinsande erbohrt werden. Eingebettet sind beide Schotterzüge zumeist in die Pelite und Sande der KTS, nur selten liegt Schotter direkt auf dem untermiozänen Schlier (SG Wolfersberg). Die meist blaugrauen bis olivgrauen, seltener hellgrauen (verwittert oft ocker) Tone, Schluffe und Sande waren im Kartierungsgebiet i. d. R. gut von den unterliegenden marinen Sedimenten (Schlier, in den hangenden Partien oft entkalkt) abzugrenzen. Nur in wenigen Fällen war die Unterscheidung mittels der Kriterien Sedimentfarbe, Korngröße und Schichtungstyp nicht möglich. Hier halfen aber eingelagerte oder unterliegende Kohleflöze, diese Sedimente als zu der KTS gehörig auszuweisen (z. B. alte „Schliergrube“ SW Lehen). Die Kohleführung der KTS erwies sich in diesem Gebiet als wesentlich geringer als in den östlich anschließenden Bereichen des Hausruck. Nennenswerte Flöze, eingebettet in graue, tonige Zwischenmittel, wurden NW Gaisedt (um 590 m), SW Lehen (knapp unter 600 m) und S Schmidberg (knapp über 600 m) angetroffen.

Der den Sedimenten der KTS unterlagernde Schlier ist zwischen St. Kollmann und Ecklham in zahlreichen, zumeist verwachsenen Schliergruben aufgeschlossen. Diese liegen in der Mehrzahl an den oft deutlich steileren Ostflanken der Bachläufe oder an den Hängen von Schlierkuppen (z. B. bei Edthelm). Sie zeigen meist hell olivgraue Tonmergel bis Silte mit Feinsandlagen und -linsen. Eingeschaltet in diese Pelite treten mehrfach hellgraue Fein- und Mittelsandpakete mit Pelitzwischenlagen auf (St. Kollmann, rund 540–550 m Seehöhe; Edthelm, um 580 m), die lateral jedoch nur sehr schwer zu verfolgen sind. Durch die Mikrofauna mit der vorherrschenden benthonischen Foraminiferengattung *Ammonia* und den Planktonen *Globigerina ciperoensis ottnangensis* RÖGL und *G. angustiumbilitata* RÖGL können diese Sedimente den Rieder Schichten (Ottangien, Untermiozän) zugeordnet werden.

Große Bereiche der Schlierhügel, besonders aber die flacheren ostgerichteten Hänge, sind mit mehreren Meter mächtigen, braunen, lehmigen Schluffen mit unterschiedlich starker Kiesführung (Fein- bis Grobkies mit einzelnen sehr großen Geröllen) bedeckt. Diese Lehme konnten nur mit Hilfe einer größeren Anzahl von Handbohrungen einigermaßen abgegrenzt werden. Abgetrennt wurden sie als postglaziale Fließerden und Hangkriechen.

Auf dem Rücken zwischen Ebersau und Knirzing wurden schließlich auf dem Schlier liegende und z. T. von postglazialen Lehmen überronnene, mehrere Meter mächtige Oberpliozänschotter angetroffen.

Die 12 Tage Aufnahmearbeiten im Gelände umfassen die Fertigstellung des nordöstlichen Blattbereiches bis zum Haidinger- und Innbach, das Tertiärhügelland zwischen Grünbach und Irnharter Bach (= südöstliche Umgebung von Offenhausen) und in der Traun-Enns-Platte die Fortsetzung der Vorjahrsaufnahmen im Raum Sattledt zwischen Pettenbachrinne und Riedbach.

Die im Tertiärhügelland verlaufende Wasserscheide zwischen dem Einzugsgebiet des Innbaches und dem Trauntal tritt bei Puchberg unmittelbar an das Trauntal heran, wo längs der Bahn Wels – Passau die tiefste Einsattelung mit etwa 350 m liegt. Sie zieht dann über breite Hochflächen bei Roithen (364 m), im Preisholz und bei Hartberg (um 370 m) nach N und verläuft, rechtwinkelig nach E umbiegend, weiter auf dem nach beiden Seiten steil abfallenden, 440–450 m erreichenden Höhenzug von Hochscharten. Auch dieser Höhenzug trägt Verebnungen um 440 m. Fast überall finden sich hier bis zu den Plateaurändern hinauf frisch aus den Feldern ausgeackerte, auf Feldrainen angesammelte, gelegentlich auch zwischen Mergellagen anstehend, Glaukonitsandsteine, die schon R. GRILL (Aufnahmebericht 1954) beschrieben hat, und die auf einen Härtlingsrücken schließen lassen. Die auf den Plateauflächen z.T. tiefgründigen Böden – meist pseudovergleyte Braunerden – sind auf Grund zahlreicher Kalkkonkretionen am Übergang Lehm-sandiger Mergel als Reste autochthoner Reliktböden mit einer mehr oder weniger ausgeprägten äolischen Komponente (erhöhter Schluffanteil) zu deuten.

Mit den am S-Fuß dieses Rückens in etwa 370 m und lokal wenig darüber einsetzenden Verebnungen beginnt eine fast geschlossene Staublehmdecke wechselnder Mächtigkeit, die nur durch die größeren Täler unterbrochen wird. Sie erreicht ihre größte Mächtigkeit nördlich des Laaber Baches im Bereich der in diesem Raum nur östlich Niederlaab, bei Niederhochkreuz und östlich des unteren Mühlbaches aufgeschlossenen Deckenschotter. Diese reichen kaum über eine bogenförmig verlaufende Linie von Oberlaab, die Schickenhäuser bis östlich des Hofes Fellner hinaus. Die Staublehmdecke greift mit abnehmender Mächtigkeit auf die tertiären Mergel und die in ihnen liegenden Verebnungen über; im W etwa bis auf die Plateauflächen von Aichberg-Roithen, im N auf die bis 376 m hohe Schwelle südlich des oberen Mühlbaches; der steile Abfall dorthin liegt allerdings überwiegend in tertiären Mergeln. Nördlich des Mühlbaches reichen die Decken z.T. bis zur Talsohle des Mühlbaches herab. Ein neuer Brunnen in ca 375 m Höhe, 620 m südöstlich Mistelbach erschloß ca 2–3 m gelben Lehm, der in lehmigen Mergel mit Kalkkonkretionen und schließlich in festen unverwitterten Mergel übergeht; ein Hinweis darauf, daß auch die tieferliegenden Verebnungen im Mergel eine von Staublehm überdeckte autochthone Reliktverwitterung aufweisen.

Wie bereits im Hinterland von Gunskirchen beschrieben, bilden die obersten Talabschnitte am Steilabfall des Rückens von Hochscharten ebenfalls tiefe Gräben, denen am Ursprung oft eine kurze mit Soliflukationslehm

erfüllte Mulde vorgelagert ist, was bei einem 3 m tiefen Aushub beim „Hochschartner“ gut zu beobachten war.

Größere Anhäufungen von Solifluktslehmen finden sich aber vor allem in flachen Mulden des Staublehm-bereiches und am Fuße von Flachhängen entlang der zahlreichen kleineren Bäche. Zum Haidinger Bach hin liegen im Fußbereich von Flachhängen meist nur sehr geringmächtige Decken von Solifluktslehmen. Von der Ausmündung dieses Tales in das Innbachtal an sind bis zum Kartenrand bei Finkelhalm undeutliche, z.T. überformte schmale Terrassenleisten erkennbar, wie im östlichen Ortsgebiet von Finkelhalm hinter einem Hof aufgeschlossene Schotter mit Lehmüberdeckung beweisen. Offenbar handelt es sich dabei um eine Periglazialschüttung aus der vorletzten Eiszeit, der Rißeiszeit.

Im Tertiärhügelland südöstlich Offenhausen spielt das Quartär nur eine sehr bescheidene Rolle. Es ist auf wenige holozäne Talsohlen (Grünbach und Tal von Oberfils), am Fuße der wenigen flachen Hänge auf Solifluktslehme, am Unterlauf des Grünbaches und des aus der Vereinigung mehrerer tiefer Gräben hervorgehenden Baches von Oberfils auf vom Deckenschotter-Plateau hereinreichende Staublehme beschränkt. Diese keilen mit ansteigendem Relief rasch aus. Am rechten Hangfuß des unteren Grünbachtals zieht im Niveau der Trauntal-HT eine talaufwärts allmählich in die Solifluktslehme des Hangfußes übergehende Terrassenleiste herein, deren Aufbau mangels Aufschlüssen nicht einzusehen ist. Die Mergel und Sande bei Offenhausen werden nach GRILL (1954) als Äquivalente der Atzbacher Sande betrachtet, über denen auf der 470 m hohen Kuppe östlich des Ortes und in der gleichen Höhe auf dem Rücken westlich Oberfils Quarzschotter als Erosionsreste einer einst geschlossenen Schotterdecke liegen. Die Verebnungen in 440 m westlich Humpelberg tragen auch hier Reste alter Verwitterungs- bzw. Staublehmdecken.

In der Traun-Enns-Platte wurden die Aufnahmen zwischen Pettenbachrinne und dem östlichen Blattrand bis zum Fuße des Moränenkomplexes von Voitsdorf – Ried i. Tr. fortgesetzt. Zunächst gehen die ÄDS im Raume Sattledt in die ältesten im oö. Alpenvorland feststellbaren Endmoränen über (KOHL, 1958), die nach der gerade in diesem Raum gut belegten Gliederung der viertletzten Eiszeit angehören, d.h., daß sie bei Anwendung der PENCK'schen Nomenklatur, sieht man von der Problematik am locus typicus ab, der „Günzeiszeit“ zuzuordnen sind. Heute gibt es in diesem Raum außer vorübergehenden kleineren Baugruben kaum mehr aussagekräftige Aufschlüsse, so daß mir die seit dem Autobahnbau Ende der 50-er Jahre aufgenommenen Beobachtungen sehr zugute kommen. Es zeigt sich ein allmählicher Übergang aus dem ÄDS in eine Block-Endmoräne mit zahlreichen sowohl glazial gut bearbeiteten wie auch kaum zugerundeten oder abgeschliffenen Blöcken bis 2 m Länge, die gelegentlich an der Oberfläche des ÄDS auch weit nach N verschleppt sein können. Diese Blockablagerungen beginnen am östlichen Blattrand am Ried-Sipbach, wo sie unter der Mindelmoräne des Kremstales hervortreten und ziehen bogenförmig nördlich der Straße Kremsmünster – Sattledt mit einer Unterbrechung bei Sattledt westwärts über die Autobahn und die Straße nach Wollsbach, abermals unterbrochen vom Aiterbachtal, gegen SW an die Pettenbachrinne heran, wo sie nach S hin auskeilen. Den besten Einblick gewährte der etwa 1 km lange Einschnitt an der Kreuzung der hier noch während des Krieges

begonnenen Pyhrn-Autobahn mit der West-Autobahn südöstlich Sattledt. Hier war, überprägt von einer entsprechend tiefgründigen und intensiven Verwitterung, der Übergang der Vorstoßschotter in die Blockmoräne und weiter nach S hin in Grundmoräne einzusehen. Im Relief ist dieser Moränenbogen nur mehr als unscheinbare Schwelle erkennbar, an der die größte Mächtigkeit dieser glazialen Serie von etwa 30 m auftritt und wo die der Schüttung entsprechende Radialgliederung im N von Sattledt in ein durch unauffällige Quergliederung gekennzeichnetes Kleinrelief übergeht. Das sich so abzeichnende flache Gletscherbecken paßt sich, wenn auch kein unmittelbarer Zusammenhang abzulesen ist, scheinbar dem Schlierrelief an, das westlich Sattledt nochmals leicht ansteigt, bevor es endgültig gegen die breite Trauntalmulde hin abfällt. Das Gletscherbecken ist auf einen ehemaligen Steyr-Kremsgletscher zurückzuführen, was u.a. auch Gesteinsblöcke aus dem Raume Spital a.P. und Windischgarsten erkennen lassen. Es wird von jüngeren Schüttungen ausgefüllt. Die km-langen wasserlosen Talmulden schneiden hier nicht in den Tertiärsattel ein. Nur längs des Aiterbaches zieht ein z.T. mit Solifluktschutt und -lehm bedeckter Tertiärsattel weit talaufwärts, über dem bei Oberaustall ein alter Aufschluß noch folgendes Profil zeigt: JDS in Almtalfazies (reich an Gutensteiner und Reiflinger Kalk), wie er auch im Aiterbachtal nördlich Wollsbach auftritt, darunter Anreicherung umgelagerter Blöcke auf einem Erosionsrest von Vorstoßschottern der „Günzeiszeit“. Im Tälchen östlich Oberaustall finden sich noch verfallene Abbaue der Weißen Nagelfluh, die wie bei Kremsmünster stratigraphisch beweisbar, einer untergeordneten Kaltphase zwischen Mindel- und Günzeiszeit zuzuordnen ist. Längs der Bundesstraße von Großendorf nach Sattledt liegt ein im Süden sehr breiter Strang von JDS in Kremstalfazies (flyschreich ohne die dunklen Kalke aus dem Almtal) vor, der bei Sattledt die „Günz“-Endmoräne durchbricht, dann noch einige km längs der Autobahn verfolgt werden kann, bis er sich im ÄDS verliert.

Im Bereich des ehemaligen Ziegelwerkes Sattledt sind ähnlich wie nördlich des Ortes (etwa in Unterhart) mehrere Meter mächtige Lehme, wohl Staublehme, verbreitet, die, wie dort erhaltene fossile Pseudogleye zeigen, aus verschiedenen Eiszeiten stammen.

Blatt 55 Obergrafendorf

Bericht 1986 über geologische Aufnahmen in den westlichen niederösterreichischen Voralpen auf Blatt 55 Obergrafendorf

Von WOLFGANG SCHNABEL, MICHAEL SARNTHEIN
& DORIS MILKERT (auswärtige Mitarbeiter)

Als Fortsetzung der Kartierung des Kalkalpenrandes und des Klippenraumes im Gebiet von Plankenstein über Texing bis Glosbach in den Jahren 1983–1985 durch Arbeitsgruppen des Geologisch-Paläontologischen Institutes der Universität Kiel in Zusammenarbeit mit der Geologischen Bundesanstalt (SCHNABEL et al., 1986; SARNTHEIN et al., 1986, Jb. Geol. B.-A., 396–401) wurde 1986 der im Osten anschließende

Streifen zwischen Wetterlucke und Rabenstein neu aufgenommen. Der Kalkalpennordrand (Frankenfelder Decke), der nördlich anschließende Klippenraum mit der als Äquivalent der Ybbsitzer Klippenzone erkannten Kieselkalkzone und der Rhenodanubische Flysch streichen ohne markante Unterbrechung von Glosbach im W über Rabenstein im E weiter. Nur die Grestener Klippenzone zeigt hier deutliche Unterschiede zum westlichen Bereich. Diese ist ja im Gebiet von Texing und Glosbach nur durch Buntmergelserie vertreten, die dort mit Inneralpiner Molasse eng verschuppt ist. Diese Fenster in der Flyschzone enden im Oberlauf des Zettelsbaches und tauchen gegen E unter die Flyschdecke ein.

Nur 200 m E der Wetterlucke erscheint die Grestener Klippenzone im Oberlauf des Königsbaches wieder an der Oberfläche und setzt sich bis Rabenstein und weiter gegen E in etlichen Fenstern im Flysch fort. Diese zeigen hier markante Unterschiede zum westlichen Bereich dadurch, daß nicht nur Buntmergelserie, sondern auch markante Klippen (hauptsächlich Aptychenkalk) auftreten. Um die seinerzeitige Entdeckung dieses Klippenzuges, der sich gegen E über Rabenstein hinaus bis Plambach fortsetzt, war eine Auseinandersetzung zwischen SOLOMONICA (Verh. Geol. B.-A., 1934, S. 48) und GÖTZINGER (ebenda, S. 86) geführt worden. Ein weiterer Unterschied zum westlichen Bereich ist das Fehlen von Inneralpiner Molasse. Die von GÖTZINGER (s. o.) erwähnte Molasse gibt es hier nicht, doch dürften sich diese Erwähnungen auf die Gegend E Rabenstein beziehen. Die Meiselhöhe zwischen Rabenstein und Streubach, etwa 4 km E von Rabenstein ist nämlich auf den alten Schraffenkarten 1:25.000 ebenfalls als „Wetterlucke“ bezeichnet, was zu Verwechslungen Anlaß geben kann.

Neben den schon erwähnten Arbeiten ist das Gebiet in der jüngeren Vergangenheit großräumig von SCHWENK (Diss. Geol. Inst. Univ. Wien, 1949) und SCHWINGENSCHLÖGL (Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. 27, 1981) bearbeitet worden.

Das Gebiet zwischen Wetterlucke und Rabenstein weist somit den für diese Gegend charakteristischen Bau des Kalkalpennordrandes und des Klippenraumes auf. Im N liegt der Flysch, in dessen südlichem Abschnitt in etlichen Fenstern die Grestener Klippenzone erscheint und dessen nördlicher Teil die zusammenhängende Flyschdecke darstellt, von der nur der südlich an die Klippenzone angrenzende Streifen in diese Kartierung einbezogen wurde.

Die Frankenfelder Decke

Sie bildet den Südrand des bearbeiteten Gebietes und wurde bis zur Linie Stierberg – Innerreithbach – Steinklamm – Höhenzug S Ruine Rabenstein durchschnittlich 1 km breit kartiert. Sie besteht aus 2 Teildecken, womit die Bauverhältnisse weiter im W ihre idente Fortsetzung finden. Die nördliche, liegende Teildecke besteht aus einer aufrechten Schichtfolge von Rauhawacke, Hauptdolomit und Kössener Schichten und ist mit einer 25–45° fallenden Überschiebung auf die Ybbsitzer Klippenzone aufgeschoben. Die hangende Teildecke ist im S-Hang des Reitberges erfaßt worden, wo sie mit mächtiger Rauhawacke auf der liegenden Einheit liegt.

Die Überschiebung auf die Ybbsitzer Klippenzone (Kieselkalkzone) entlang der Linie Innerreithbach – N Sattel – Königsbach – Ruine Rabenstein konnte gegen-

über den bestehenden Arbeiten bestätigt werden. Entgegen der Darstellung von SCHWINGENSCHLÖGL ist der auffallende „Sporn“ im Königsbachgraben S Kote 490 (Kohlerberg) nicht auf eine Störung zurückzuführen, sondern hat morphologische Gründe. Die Überschiebung schneidet hangparallel das N-Gehänge des Königsbaches, wo Deckschollen der Rauhawacke als Erosionsreste erhalten geblieben sind.

Die Ybbsitzer Klippenzone (Kieselkalkzone)

Zwischen der Flyschdecke und der Frankenfelder Decke liegt die Ybbsitzer Klippenzone (früher Kieselkalkzone: SCHWENK, 1949; Cenomanrandschuppe: SCHWINGENSCHLÖGL, 1981). Die Zone fällt im allgemeinen mit 75–85° gegen SSE ein.

Die Schichtfolge besteht aus „Dogger“-Kieselkalk, Radiolarit, Aptychenkalk (nur an einer einzigen Stelle in Rollstücken E Kohlerberg), Neokomflysch und Ybbsitzer Sandstein. Es konnten auch in diesem Abschnitt keine für das Oberostalpin typischen Gesteine nachgewiesen werden, es erscheint einmal mehr gerechtfertigt, diese Zone (Kieselkalkzone) aus dem kalkalpinen Verband herauszunehmen.

Es dominiert der Neokomflysch, wie er im westlichen Anschlußgebiet an der Luftstraße beschrieben wurde (SARNTHEIN et al., Jb. Geol. B.-A., 1985, S. 399). Geringmächtige Einschaltungen von Kieselkalk und Radiolarit gibt es im Höhenzug SE der Wetterlucke, an der Kalkalpenüberschiebung N der Ruine Rabenstein und zwischen Kohlerberg und Kaarhof. Zwei derartige Züge in der letztgenannten Lokalität lassen auf komplizierte Intermetektonik schließen. Hier sind offensichtlich innerhalb des Schichtverbandes des Neokomflysches auch bunte Brekzien vorhanden, wie sie im Gebiet um Ybbsitz typisch für diese Zone sind. Auch gibt es hier Sandsteine, deren hoher Zirkon und Apatitgehalt und Chromit bei weitgehendem Zurücktreten von Granat mit dem Mittelkreideflysch der Ybbsitzer Klippenzone zu vergleichen sind (Ybbsitzer Sandstein). Ansonsten ist dieser Höhenrücken zwischen Kohlerberg und Kaarhof insofern schwer aufzulösen, als hier die südfallende Überschiebung auf die im N anschließende Flyschdecke wieder hangparallel angeschnitten wird, die tektonischen Komplikationen also offensichtlich an der Überschiebungsbahn auftreten.

Leider wird die gesamte Schichtfolge im hier besprochenen Gebiet durch keine Fossilfunde gestützt. Auch die zahlreichen Nannotests im Neokomflysch waren negativ, doch kann am neokomen Alter der Hauptmasse dieser Zone kein Zweifel bestehen, unter anderem wegen der Ammonitenfunde an der Luftstraße (SCHWINGENSCHLÖGL, 1981).

Die Rhenodanubische Flysch-Hauptdecke

Nördlich der Ybbsitzer Klippenzone (Kieselkalkzone) schließt die Hauptdecke des Rhenodanubischen Flysches an, die am Westrand des Gebietes einheitlich zusammenhängend erscheint. Sie spaltet sich mit dem Einsetzen der Fenster der Grestener Klippenzone bereits 100 m E der Wetterlucke in einen nördlichen und einen südlichen Zug auf.

Der gesamte nördliche Zug ist der überkippte S-Flügel jener Mulde, die die Hauptmasse der hier ja nur etwa 4 km breiten Flyschzone bildet. Er wurde bis zum auffallenden Steinbruch am Pielachdurchbruch ENE Rabenstein kartiert.

Der südliche Zug liegt zwischen den Grestener Klippen und der Ybbsitzer Klippenzone und ist meist nur mittels Lesesteinen nachweisbar.

Der Flysch besteht hier zum allergrößten Teil aus den Aitlengbacher Schichten. Nur im Umkreis der Fenster der Grestener Klippenzone gibt es etwas Gaultflysch und Zementmergelserie. Reiselsberger Sandstein und Bunte Schiefer werden westlich des Kaarhofes angenommen, soweit die schlechten Aufschlüsse eine solche Ausscheidung überhaupt zulassen. Nur die Aitlengbacher Schichten sind lithologisch wie altersmäßig zweifelsfrei zu erfassen (Maastricht z. B. im Steinbruch beim Pielachdurchbruch und an etlichen anderen Stellen). Die Schwermineralführung zeigt das charakteristische Granatmaximum. Im südlichen Zug sind stellenweise höhere Zirkonwerte vorhanden, eine Feststellung, die in ähnlicher Position immer wieder gemacht wird und auf jüngere Anteile (Paleozänflysch) hindeutet.

Grestener Klippenzone

Nur 100 m E der Wetterlucke beginnen im Oberlauf des Königsbaches die Fenster der Grestener Klippenzone als Aufbrüche unter der Flyschdecke. Ein deutlicher Klippenzug erstreckt sich von dort gegen E entlang den Straßenkehren mit dem alten Steinbruch bei Kote 429, ein zweiter entlang des Loizenbaches (Mangelberg). Dazwischen gibt es etliche kleine Vorkommen in Gräben und an Wegen, inwieweit diese an der Oberfläche zusammenhängen, kann aufschlußbedingt nicht gesagt werden.

Grestener Schichten wurden hier nicht beobachtet, die Schichtfolge scheint mit Kieseltonen und Kieselkalcken des höheren Jura (Lampelsberg-Schichten) zu beginnen. Es folgen untergeordnet geröllschlammartige Grobklastika (Scheibbsbachschichten) und die Aptychenkalke. Die Schichtfolge zeigt somit alle typischen Merkmale der Scheibbser Fazies.

Die Buntmergelserie ist schlecht aufgeschlossen, aber bei allen Klippenvorkommen nachweisbar. Dabei dürften hier die jüngeren Anteile (Paleozän und Eozän) besonders verbreitet sein. Im Königsbach, bei der Brücke S Wießhof, ist Untereozän mit einer sehr reichen Planktonfauna (det. W. E. SCHMID) vorhanden. Aus dem Oberlauf des Königsbaches, etwa 250 m E der Wetterlucke, ist der Neufund eines Grobkonglomerates zu melden mit hauptsächlich aufgearbeitetem Kalkdetritus (Texinger Fazies nach FAUPL, 1977). Damit sind diese paleogenen Grobklastika auch hier erstmals nachgewiesen worden.

Quartär

Das Gebiet des Klippenraumes, besonders die morphologische Mulde mit der Grestener Klippenzone (Loizenbachtal, Oberlauf Königsbach) ist mit besonders tiefen und feuchten Böden bedeckt, wie üblich neigt besonders die Buntmergelserie zu größeren Rutschungen. Bei Rabenstein sind die Grestener Klippen vollständig von den Terrassenschottern der Pielach bedeckt. Am südlichen Ortsausgang (Hangfuß E des Friedhofes) gibt es eine auffallende, konglomerierte Schotterterrasse etwa 3 m über der breiten Pielachtalebene. Möglicherweise gab es während eines Interglazials im Bereich des heutigen Rabenstein einen am Pielachdurchbruch der nördlichen Flyschkulisse aufgestauten See.

Ein auffallender fossiler Schwemmkegel findet sich WNW des Bahnhofes Rabenstein am Talausgang des von NE (Bramböck) herabführenden Grabens.

Tektonik

Der aus der Flyschzone mit den Klippenzonen bekannte tektonische Bau findet sich im hier beschriebenen Abschnitt bestätigt. Vom tektonisch Liegenden zum Hangenden sind folgende Einheiten vorhanden:

- Oben Frankfelder Decke (mit 2 Teildecken)
Ybbsitzer Klippenzone (Kieselkalkzone)
Flysch-Hauptdecke
- Unten Grestener Klippenzone

Es herrscht generell ein Einfallen gegen S vor. Die Grestener Klippenzone ist ein nordvergent ausgewaltes Fenster im Flysch. Der Buntmergelserie kommt die Rolle der Gleitmasse zu, in die die harten, kompetenten Schichtglieder eingewickelt sind, wodurch der charakteristische „Klippendecken-Gleitteppich“ mit inversen und aufrechten Folgen gebildet wird. Die älteren Flyschschichtglieder sind an diesem Prozeß beteiligt und dabei tektonisch reduziert worden.

Faltenachsen im Flysch fallen gegen SW, zum Unterschied vom westlich anschließenden Gebiet (Glosbach und Zettelsbach; SARNTHEIN et al., Bericht des Vorjahres), wo ESE-Richtungen bestimmend sind. Im Bereich der Wetterlucke liegt also ein Achsenknick und eine örtlich begrenzte achsiale Mulde vor, unter der die Grestener Klippenzone im Streichen tunnelartig durchtaucht.

In der Grestener und Ybbsitzer Klippenzone streuen die Achsen in südliche Richtungen (SE und SW). Diese stark streuenden Achsenlagen beschränken sich also auf die anisotropen und inkompetenten Stockwerke, während die homogenen und isotropen Deckenpakete des Flysches und der Frankfelder Decke einheitliche Achsenrichtungen nach WSW bis SW zeigen. Das Streuen der Achsen in den Klippendecken ist also eher auf deren Natur als „Walzteppich“ zurückzuführen als auf Quereinengungen, da sie in den kompetenten Einheiten (Flysch und Kalkalpen) nicht nachzuweisen sind.

Blatt 57 Neulengbach

Bericht 1986 über geologische Aufnahmen auf Blatt 57 Neulengbach

Von GODFRID WESSELY (auswärtiger Mitarbeiter)

In Fortsetzung der geologischen Aufnahmen des Raumes Nöstach – Hafnerberg – Klosterbach einerseits und der Gemeindeberggosau andererseits, wurde das Gebiet südlich der Triesting zwischen Altmarmarkt und Thenneberg begnagen. Besonderes Augenmerk lag auf der Erfassung der Kreide–Paleozän-Sedimente in Fortsetzung der Gießhübler Mulde. Sie werden stellenweise sehr stark vom Überschiebenden, der Deckenhauptmasse der Reisalpendecke weit vorgelagerten Basalteppich verdeckt. Teile von ihnen wurden offensichtlich bei dieser Überschiebung aus dem Verband gelöst, verfrachtet und liegen neben andersartigen Schurfkörpern ortsfremd in der permoskythischen Gleitmasse des Basalteppichs.

Die Ablagerungen der Kreide setzen sich in unveränderter Fazies vom Raum Nöstach her fort:

Die Unterlage bildet eine stark mergelige Ausbildung der Losensteiner Schichten. Die Mikrofauna derselben

besteht aus *Marssonella*, *Haplophragmoides*, *Ammodiscus*, *Glomospira*, skulptierten Epistominen und Gavelinellen. Der Rotaliporen-führende höhere Abschnitt konnte bisher noch nicht festgestellt werden. Drüber liegen geringmächtige, massige, an Seichtwasserbiogenen reiche Kalkarenite bis Brekzien sowie Mergel des Coniac-Santon mit einer reichen Globotruncanenfauna, wobei vor allem *G. lapparenti*, *G. angusticarinata* und einzelne Formen von *G. concavata* hervortreten und schließlich rote bis grüngraue globotruncanenreiche Mergelkalke des Campan' aus bereits tieferen Ablagerungsbereichen mit ebenfalls reicher Globotruncanenfauna, wobei *G. elevata elevata* altersbestimmend ist.

Das Paleozän besitzt eine ähnliche Abfolge wie im Raum Gießhübl – Alland mit unteren, mittleren und oberen Gießhübler Schichten. Die Mächtigkeit der unteren Gießhübler Schichten ist jedoch auffallend gering, Sandsteinkomplexe treten zurück und streckenweise überwiegen rote tonige Ablagerungen. Die mittleren Gießhübler Schichten führen die bekannten lithologischen Leitelemente in Form von Lithothamnienbrekzien. Darüber folgen die quarzsandsteinreichen, grauen oberen Gießhübler Schichten mit wenig Mergel und einigen grobklastischen Einschaltungen, bestehend aus gut gerundeten Quarz- oder Kristallingeröllen.

Die Verbreitung der Oberkreide–Paleozän-Schichten unterscheidet sich von der zwischen Gießhübl und Altenmarkt/Tr. dadurch, daß sie keinen einheitlich streichenden Sedimentkörper darstellen, sondern unregelmäßig angeordnet sind und infolge einer seichter und flacher liegenden Unterlage auch stärker erodiert sind.

Eine relativ einheitliche, über Losensteiner Schichten liegende Abfolge von Unter-Campan bis zu den oberen Gießhübler Schichten zeigt die Anhöhe und der Südteil des Schönbühels S Thenneberg.

Südlich der morphologischen Senke, die sich vom Bereich südlich des Schönbühels und des Bauernhofes Groß bis zum Doppelhof erstreckt und von weichen Gesteinen des Basalteppichs eingenommen wird, liegt ein weiterer, überwiegend aus Kreide, untergeordnet aus Paleozän bestehender Gosauzug vor. Der Zug ist gegen W bis zum Wildenauer Brunnen verfolgbar und besteht aus einer im wesentlichen gegen Süden ansteigender Abfolge: Abermals über den Losensteiner Schichten mit Mergeln und wenig Sandstein liegen geringmächtige biogenreiche Brekzien und Kalk-Quarzarrenite des Coniac-Santon. Sie gehen gegen oben zu in Mergelkalke und Mergel über. Eine weitere Härtlingskulisse bilden rote und grünliche Mergelkalke des Campan. Etwa in der Mitte des Zuges tritt in gestörter Überlagerung lokal Maastricht–Paleozän mit bunten Mergeln und grünlichen, glimmerigen Quarzsandsteinen auf, bevor endgültig vom Süden die Reisalpendecke darüberschiebt. Es handelt sich wohl um untere Gießhübler Schichten. Sie enthalten eine Sandschalerfauna und einzelne Globotruncanen.

Weniger leicht erkennbar ist eine Abfolge der Oberkreide–Paleozän-Sedimente unterhalb des Basalteppichs im Vorfeld des Gemeindeberg-Nordwestfußes. In einem südlich des Schönbühels beginnenden und bis zum Bahnhof Altenmarkt reichenden Abschnitt tauchen mit unterschiedlicher Internlagerung Coniac–Santon mit biogenreichen klastischen, gelegentlich auch Hornstein führenden Gesteinen, Mergelkalke des Campan

und Gießhübler Schichten auf. Ein Teil dieser Vorkommen ist wohl durch die Überschiebung aus dem ursprünglichen Verband losgerissen und mitgeschleppt worden. Mit Sicherheit gilt dies für limnische, an Pflanzenresten reiche sandig-mergelige Gesteine mit kohlig-kalkigen Einlagerungen, die entsprechend ihrer Fazies aus Analogiegründen dem Turon zugeordnet werden. Vor Jahren waren sie gut beim Bau der Triestingtal-Wasserleitung der NÖSIWAG erschlossen.

Die Gosau im Vorfeld der Reisalpendecke, mit oder ohne ersichtlich zusammenhängenden Verband, unterscheidet sich deutlich von der auf Reisalpendecke liegenden Gemeindeberggosau durch die weit geringere Mächtigkeit der einzelnen Schichtglieder und durch die Ausbildung vor allem im Campan. Im Gegensatz zur Gemeindeberggosau, die reich ist an klastischen Sedimentationsmassen, wie sie für slope-Positionen kennzeichnend sind, treten solche nahezu vollkommen zurück. Der Bereich gehörte bereits einem slope-entfernteren, ruhigeren Ablagerungsraum an.

Unter dem Begriff Basalteppich ist hier die aus tektonisierten bunten Tonschiefern und Evaporiten sowie Rauhwacken bestehende permoskythische Basis der Reisalpendecke zu verstehen. Häufig enthält dieselbe Schollen von Gutensteiner Kalken aber auch von Dolomiten. Kennzeichnend für den Basalteppich ist, daß er eine Reihe von Jura-Schürflingen mitgeschleppt hat. In Analogie zu solchen an der Basis der Göller Decke könnten sie kalkalpenfremd sein.

Graue, sandige Liaskalke vom Grestener Typ stehen vor allem im Ortsbereich von Altenmarkt im Bachbett der Triesting an. Eine bezeichnende Juraserie innerhalb des Basalteppichs, wenn auch in bereits unzusammenhängender Lagerung, erschloß die vor Jahren durchgeführte Aufgrabung für die Triestingtal-Wasserleitung der NÖSIWAG im Bereich der östlichen Flanke des vom Westende von Altenmarkt südwärts ziehenden Tales: Mergel und Fleckenmergelkalke des Lias, grünlichgraue kieselige Schiefer und Sandsteine, die in größeren Anteilen grüne Hornsteinkonglomerate enthalten, rote Radiolarite und geringmächtige bunte Kalke des höheren Jura.

Die Hauptmasse der Reisalpendecke bildet eine einheitlich markante Front mit der Bergkette des Gemeindeberges, Mittagkogels und Hohecks. Der Hauptteil der Front besteht aus Hauptdolomit. Gegen die Ostseite des Gemeindeberges bewirkt ein axiales Gefälle ein Absinken des darüberliegenden Dachsteinkalkes bis ins Tristingtal, wo er direkt auf den Basalteppich zu liegen kommt. Die Hauptmasse der Reisalpendecke ist demnach an ihrer Basis unterschiedlich, im Raum Altenmarkt stark amputiert.

Auf die tektonische Beziehung zwischen Reisalpen- und Unterbergdecke wurde im Bericht über die Kartierung der Gemeindeberg- und Further Gosau bereits näher eingegangen. Es wurde die enge Zusammengehörigkeit beider Gosauvorkommen festgestellt und die spät- oder nachgosauische Herausbildung der Überschiebung der Unterbergdecke erst südlich des Gemeindeberges gefolgert. Eine Verfolgung der Lagerung des Obertrias vom Ostabschnitt des Gemeindeberges gegen Süden brachte eine weitere Bestätigung dieser Aussage.

Blatt 58 Baden

Bericht 1986 über geologische Aufnahmen im Neogen des Gaadener Beckens auf Blatt 58 Baden

Von REINHARD FUCHS (auswärtiger Mitarbeiter)

Im Berichtsjahr wurden vorwiegend Bauaufschlüsse als Ergänzung zur geologischen Kartierung aufgenommen.

W von Sparbach (S der Ruine) konnten Aushübe für Einfamilienhäuser beprobt werden. Unter ca. 0,5 m mächtigem Schutt (Sandstein) stehen flach südfallende, weißlichgraue, selten dunkelgraue Mergel an, welche eine reiche Foraminiferenfauna der Oberen Lagenidenzone des Badeniums führen. Es dominieren diverse, oft großwüchsige Lenticulinen, Nodosarien und Dentalinen. Von den Planktonformen sind *Orbitulina suturalis* und *Globorotalia bykova* hervorzuheben. Auffallend sind umgelagerte, jedoch gut erhaltene Globotruncanen der hohen Oberkreide (Campan–Maastricht).

Die Regulierung des Mödlingbaches im Raum W Gaaden bedingte kurzzeitige Aufschlüsse in jungen Schottern. Ebenso verhält es sich mit einem Kanalaufschluß S von Gaaden hinter dem Friedhof, wo auf ca. 150 m Länge unter 1–1,5 m mächtigem Humus und Lehm helle Schotter (Dolomit) zu Tage kamen. Ein genaues Alter kann derzeit nicht angegeben werden. Ergänzend wurden die Badener Brekzien W und S von Siegenfeld weiterverfolgt.

Bericht 1986 über geologische Aufnahmen in der südlichen Flyschzone auf Blatt 58 Baden

Von SIEGMUND PREY (auswärtiger Mitarbeiter)

Im Jahre 1986 konnten lediglich neun Tage für Arbeiten im Südwestteil der Flyschzone und im Bereich des Wientales genützt werden.

Ergänzungen im Sulzer Klippenraum brachten im Randbereich der dortigen Kalkalpen die Bestätigung, daß Liasfleckenmergel dort verbreitet sind, wie sie auch im Klippenraum vorkommen. N. Frotzenberg ist am Flysch-Kalkalpenrand nur sehr wenig zu sehen. Manche der von G. ROSENBERG eingetragenen Gesteinskomplexe konnten nicht verifiziert werden, so z.B. die Dolomitklippe östlich vom Wasserbehälter oder die Losensteiner Schichten. Die Klippe im oberen Dornbachtal zwischen dem Steg und der Straße wurde wiedergefunden. Südlich derselben steht aber sicher Flysch-Mittelkreide an. Nördlich und südlich dieser roten Schiefertone scheinen Sulzer Schichten (Oberkreide) verbreitet zu sein.

Die am Westrand des Lindenhof-Komplexes aufgeschlossene tithon-neocene, etwas schwarzen Hornstein führende Fleckenkalkklippe (Aptychenschichten) steht deutlich mit roten Schiefertonen der Flysch-Mittelkreide in Verbindung. Sie ist damit als zur St. Veiter Klippenzone gehörig ausgewiesen. Als weiterer Hinweis ist der von G. WESSELY NE Lindenhof gefundene Pikrit zu werten. In den Feldern ENE Lindenhof konnte ich allerdings keine sicheren Klippen finden.

In der Gegend westlich von Ameisbühel sind die Laaber Schichten häufiger aufgeschlossen. Ihr Strei-

chen paßt sich westlich Winkelberg dem nach Südwesten zurückweichenden Kalkalpenrand an, folgt aber westlich vom Halbfenster S Winkelberg wieder der WSW-Richtung.

Ein künstlicher Aufschluß gleich südlich der verfallenden Grube südlich der Abzweigung der Straße nach Gruberau bot die sehr seltene Gelegenheit, eine Strömungsrichtung in den Laaber Schichten aus ENE festzustellen.

Weitere Ergänzungen wurden im Bereich Sulz – Vd. Wöglerberg – Hirschentanz, sowie zwischen Wienerwaldsee und Mühlberg durchgeführt. Am Mühlberg erlaubten neue Bauaufschlüsse eine genauere Festlegung der Grenze zwischen Sieveringer Zug und Flysch-Mittelkreide, die im Bereich der Siedlung südlich des Berges mindestens 150 m nach Westen vorspringt.

Bericht 1985 und 1986 über geologische Aufnahmen in den Kalkalpen auf Blatt 58 Baden

Von GODFRID WESSELY (auswärtiger Mitarbeiter)

Die Kartierung diente der Komplettierung des Blattes Baden, wobei einzelne Zonen des Kalkalpen-Ostabschnittes einer Neufassung unterzogen wurden, möglichst gestützt auf mikrostratigraphische Einstufungen. Es sind dies vor allem die Perchtoldsdorfer Muldenzone nördlich Gießhübl, mit nördlich anschließender Randzone zum Wiener Becken, Teile der Höllensteinantiklinale zwischen Höllenstein und Kaltenleutgebener Tal und der Ostabschnitt der Gießhübler Mulde zwischen Brunn a. Gebirge und Gießhübl.

Die überwiegend aus Jura und Unterkreide bestehende Perchtoldsdorfer Muldenzone nördlich bis westlich Gießhübl („Schirgenwald“ bis „Finsterer Gang“) stellt einen tektonisch sehr bewegten Zug dar, der sowohl von alpinen Deformationen als auch, vor allem in seinem östlichen Teil, von jüngeren Brüchen betroffen ist.

Als Beispiel extremer tektonischer Komplikation sind die Verhältnisse im Steinbruch Fröstl (= ehem. Endlweber) anzusehen. Eine Faziesvielfalt, Schichtlücken und Erosionsvorgänge im Jura und der Kreide erschweren zusätzlich die Auflösung des Baues.

Einem in sich stark verformten Südschenkel der Muldenzone mit vor allem im Ostteil mächtigem Jura steht jenseits eines aus Tithon und Neokom bestehenden Muldenkerns ein ebenso verformter Nordschenkel mit geringmächtigem Jura gegenüber.

Im Südschenkel der Muldenzone kommt als stratigraphisch tiefstes Schichtglied Hauptdolomit und Plattenkalk im Steinbruch Fröstl an die Oberfläche.

Der Lias besteht zu einem großen Teil aus massivem, rötlich-grauen Hierlatzkalk, verbreitet besonders im Bereich der Gießhübler Heide, am Südhang des „Kleinen Sattels“, wo er sich mit hornsteinreichem Crinoidenkalk verzahnt und in den Fröstl-Steinbrüchen. Im „Vösendorfer Wald“ nördlich der Tirolerhofsiedlung taucht Hierlatzkalk nochmals begrenzt auf. In den Gießwänden bildet er einzelne Felspartien. Schichtige bunte Crinoiden – Hornsteinkalke im Hangenden sind nur bekannt aus dem südlichen Steinbruch des Steinbruchareals Fröstl. Weit nördlicher, in den Gemeindestein-

brüchen, kommt Hierlatzkalk und Crinoiden – Hornsteinkalk vereinzelt unter Gosau zum Vorschein.

Ebenso unsteht wie der Verlauf der Lias-Schichtglieder ist der des Dogger mit seinem rötlichgrauen Filamentkalken. Er reicht vom Westende der Gießwände bis in den Vösendorfer Wald. Gelegentlich sind die Filamentkalkelagig stark verkieselt, was mit einem Radiolariengehalt einhergeht.

Äußerst verfaltet folgt über dem Lias und Dogger der grüne und rote Radiolarit des tieferen Malm. Er nimmt im Gelände meist leichter verwitternde Areale zwischen den Lias–Dogger-Härtlingen ein und stellt ein in seiner Mächtigkeit eher beständiges Schichtglied dar. Dies zum Unterschied vom mittleren Malm, einem rotgrauen, knolligen bzw. konglomeratischen Saccocomakalk mit gelegentlicher hellerer Bankkalkeinlagerung, violett getönt, ebenfalls reich an Saccocoma. Der Saccocomakalk konnte nur im „Acanthicus-Steinbruch“ am Ostende des Vösendorfer Waldes (Lage 2 und 3 des Naturdenkmals, arrangiert von B. PLÖCHINGER) und dem Westteil des Hauptsteinbruches Fröstl nachgewiesen werden. Ein bemerkenswertes Gesteinspaket vertritt den mittleren bis höheren Malm und erstreckt sich entlang der Nordflanken der Anhöhen des Vösendorfer Waldes über den Steinbruch Fröstl, wo es in tektonisch stark dislozierter Position vorliegt, bis zum Westende der Nordflanke des Kleinen Sattels. Es handelt sich um violettrote, untergeordnet auch graue oder grünlichgraue Kalke, z.T. sandig, mit starker, diffuser, gelegentlich auch lagiger Verkieselung und einer aus Spiculen, Radiolarien und Rhaxen bestehenden Mikrofazies. Diese kommt der Oberalmer Fazies sehr nahe. Das Schichtpaket ist am besten erschlossen an der nördlichen (höchsten) Abauwand des Steinbruches Fröstl (Hauptsteinbruch), wo es tektonisch leider aus dem Verband geschoben und keilförmig eingesenkt oder eingekerbt anderen Gesteinen des Jura–Neokoms aufrucht. An der Basis enthalten diese Schichten gradierte Geröllkomponenten, aber auch große Gleitblöcke von Radiolarit, Saccocoma- und Calpionellenkalk.

An der Nordflanke des Kleinen Sattels ruhen diese violettroten Kalke bei inverser Lagerung stratigraphisch dem Malmradiolarit direkt auf.

Es scheint sich bei diesen Sedimenten um kräftigere Schüttungen aus einem Hangbereich zu handeln, die sich in ihre Unterlage einschneiden. Konglomeratlagen sowie Gehalt an Terrigenen (Quarz) bestätigen die Affinität zur Fazies der Oberalmer Schichten.

Der Kern der Perchtoldsdorfer Muldenzone bildet die Einsenkung zwischen „Vösendorfer Wald“ und „Kleinem Sattel“ einerseits und „Perchtoldsdorfer Kardinalswald“ andererseits. Er setzt sich im „Finsteren Gang“ im W fort und besteht aus Schichten des Tithon und Neokom. Ersteres in Form heller, dünnschichtiger Calpionellenkalke, letzteres z.T. als Mergelkalk und Mergelschiefer entwickelt, zu einem großen Teil jedoch als graue, braun verwitternde Karbonat-Quarz-Arenite mit massenhafter Anhäufung von Radiolarien und Spiculen. Die Arenite bilden tw. auch die Komponenten intraformationeller Brekzien- bzw. Konglomeratlagen. Mergelkalke und Mergel sind nur untergeordnet zwischengelagert.

Diese Schichten sind vor allem in aufgelassenen Steinbrüchen am Nordfuß der Anhöhe des Vösendorfer Waldes erschlossen. Ein Amonitenfund in einem östlichen Abschnitt der Steinbruchreihe erbrachte eine neokome Altersstellung. Die Grenze des Tithon und Neo-

kom zum südlich anschließenden Jurazug könnte abschnittsweise tektonisch sein. Eine übergreifende Lagerung des Neokoms im allgemeinen (Acanthicussteinbruch), des sandigen Neokoms im speziellen, über verschiedene Juraschichten ist jedoch evident. Diese unruhigen Sedimentationsverhältnisse halten in der Unterkreide weiterhin an, wie das abermalige Übergreifen von Apt–Alb („Gargasien“) über verschieden alte Schichten im Acanthicussteinbruch und Fröstl-Steinbruch zeigt.

Auch die nördliche Flanke der Perchtoldsdorfer Muldenzone, verbreitet im Perchtoldsdorfer Kardinalswald und westlich davon, zeigt sehr starke Verformung. Der Jura, der den Hauptdolomit mit seiner Rhät-Plattenkalküberlagerung (häufig oolithische Kalke) begleitet, ist weit geringer mächtig entwickelt als an der Südflanke der Muldenzone. Bei fehlendem Lias liegt über Obertrias z.T. Dogger in Form bunter, pelagischer Globigerinenkalke oder Hornstein führender Filamentkalke, z.T. nur Malmradiolarit.

Darüber folgt spurenhafte roter, mergeliger Saccocomakalk und schließlich der hellgraue bis rötliche Calpionellenkalk des tithonen Muldenkerns.

Der Südschenkel der Perchtoldsdorfer Muldenzone wird gegen Süden zu von der Gosau der Gießhübler Mulde bedeckt. Einzelne Reste von Coniac–Santon mit biogenen Brekzien und Karbonatareniten liegen isoliert über Jura oder Neokom wie etwa im Kammbereich SW der Hans Nemecek-Hütte (Actaeonellenfund), westlich des „Kleinen Sattels“ und im Gelände nördlich der Werkshalle des Steinbruches Fröstl. Hier wird er überlagert von Konglomeraten und roten, gelblichen und violetten Mergelkalken des Campan. Mächtige Brekzienmassen aus Hauptdolomit, gelegentlich auch aus Liasmaterial, bilden die Basis der Gießhübler Schichten W und N Gießhübl (Gemeindesteinbrüche). Im südlichsten der Fröstlsteinbrüche ist ihre Transgression über Lias direkt erschlossen, ebenso ihre Überlagerung durch den sandig-mergeligen Abschnitt der unteren Gießhübler Schichten. Im nördlichsten der Gemeindesteinbrüche liegen unter den Basisbrekzien campane exotikaführende Konglomerate mit roter Matrix, die ihrerseits wieder einem Hierlatzkalk auflagern. Ein der Gießhübler Mulde vorgelagertes vom Westen bis zur Luisenquelle reichendes Vorkommen von unteren Gießhübler Schichten wird von Kalkareniten des Coniac bis Santon und Mergelkalken des Campan umrahmt.

Der Ostteil der Perchtoldsdorfer Muldenzone N der Tirolerhofsiedlung ist von einem jungen Bruch betroffen, erschlossen im Ostteil des Acanthicussteinbruches und im Neokomsteinbruch am Nordfuß der Anhöhe des Vösendorfer Waldes. Weiter nordwestwärts ist er durch die Versetzung von Neokom gegen Hauptdolomit weiter verfolgbar.

Die nördlich der Perchtoldsdorfer Muldenzone anschließende, von der Teufelsteinantiklinale eingenommen Randzone zum Wiener Becken zwischen Schirgenwald und Rodaun ist gekennzeichnet durch einen Aufbruch von Lunzer Schichten, Opponitzer Kalken und Opponitzer Rauhwacke. Daran schließt sich nordwärts weit verbreiteter Hauptdolomit an, der im Bereich der Perchtoldsdorfer Heide größtenteils durch Brekzien der randlichen Badener Serie verdeckt ist.

Eingehendere Untersuchungen befaßten sich mit den Mitteltriasaufbrüchen der Höllensteinantiklinale zwischen Höllenstein und Kaltenleutgeben. Die Schichtfolge setzt ein mit Reichenhaller Schichten (Kalke mit

Wurstelbänken, Rauhbacken, Dolomiten) und setzt sich fort mit massigen „Steinalmkalken“, dünn-schichtigen Gutensteiner Kalken, dunklen Reiflinger Kalken, hellen „Partnachkalken“, Partnachmergeln, Lunzer Schichten, Opponitzer Kalken mit Rauhbackenkissen und Hauptdolomit. Es liegt ein rücküberkippter, südostvergenger Schuppenbau vor, der sich aus liegenden Falten herausentwickelt, wobei die Lunzer Schichten einen Gleithorizont stellen. Die der Höllensteinantiklinale vorgelagerte Zone aus Jura und Neokom legt sich südostwärts über die Antiklinale, häufig sogar in Form von Deckschollen. Sie sind durch die Kartierung ROSENBERG's bekannt.

Über dem Steinbruch Eisgraben wurde eine neue Deckscholle bekannt, mit Schichten des Rhät, mittlerem bis höherem Jura und Tithon-Neokom in flacher Lagerung, an den Rändern jedoch in den Unterbau (Hauptdolomit und Opponitzer Kalk der Höllensteinantiklinale) eingekerbt. Die Jura- und Neokomvorkommen dieser Südrandzone nach G. ROSENBERG enthalten über nur lückenhaft vorkommendem Lias in Rotfazies auffällig hervortretende helle Kalke in Form von Globigerinenoolithen, bei G. ROSENBERG stets als „Plassenkalk“ angesprochen. Diese Fazies ist kennzeichnend für die „Südrandzone“. Darüber folgen Saccocomakalke, Calpionellenkalke und Neokom.

Schließlich wurde im südlichen Ostabschnitt der Gießhübler Mulde eine Abgrenzung und eine interne Gliederung der mittleren Gießhübler Schichten vorgenommen. Wie bereits berichtet, heben diese in Form einer Einmuldung am Eichberg (SW Gießhübl) gegen NE aus, sodaß der Ortsbereich von Gießhübl nur auf unteren Gießhübler Schichten zu liegen kommt. Als ähnliche Einmuldung, die SW des Eichberges aushebt, setzen die mittleren Gießhübler Schichten östlich Gießhübl wieder ein und reichen bis zum Rand des Wiener Beckens bei Brunn. Mindestens zwei geringmächtige, aber z.T. sehr beständige Lithothamnienbrekzienhorizonte zeigen durch ihren Verlauf eine großwellige Internverfaltung an.

Gegen S zu werden die mittleren Gießhübler Schichten durch die überschiebende Ötscherdecke mit ihren Werfener Schichten bzw. durch Neogenschotter verdeckt. Die Neogenschotter bilden ein vom Wiener Becken isoliertes Vorkommen und sind gekennzeichnet durch ihren Gehalt an Flyschsandsteingeröllen.

Blatt 64 Straßwalchen

Bericht 1986 über geologische Aufnahmen in der Flyschzone auf Blatt 64 Straßwalchen

Von HANS EGGER (auswärtiger Mitarbeiter)

Ein Schwerpunkt der diesjährigen Aufnahmearbeit lag im NW des Kartenblattes, im Grenzbereich von Rhodanubikum und Helvetikum.

Am SE-Ufer des Niedertrumer Sees und in den hier einmündenden Gräben befinden sich gute Aufschlüsse von grauen, glimmerführenden, mittelsteil gegen S einfallenden Mergeln. Die reichen Nannofloren dieser Gesteine (Gerhartsreuter Schichten) ergaben ein Maas-

trichtalter. Weiter im Süden, von den Aufschlüssen der Gerhartsreuter Schichten durch Grundmoräne getrennt, steht ein brauner, massiger Nummulitenkalk an, welcher auch Bivalven und Echiniden führt. Dieses Gestein wird SW von Reitsham in einem kleinen Steinbruch abgebaut. Von hier aus streicht der Nummulitenkalk weiter gegen WSW bis in die Ortschaft Mattsee, wo er die Härtlingsklippe des Wartsteines aufbaut.

Im Graben W des Weilers Unternberg treten gelbbraune Kalkmergel auf, welche eine reiche Discoasteridenflora des Eozäns enthalten. Hier konnten aber auch Rollstücke von roten Tonsteinen gefunden werden, welche zur Buntmergelserie des Südultrahelvetikums gerechnet werden. Diese Gesteine sind vermutlich an der Überschiebungsgrenze Helvetikum/Rhodanubikum eingeschuppt.

Im Tannberggebiet treten rote Tonsteine und Tonmergel der Buntmergelserie verschuppt mit Unterkreideflysch auf. Das schon lange bekannte Buntmergelvorkommen am Oberlauf des Steinbaches (Steinbachfenster) konnte im Streichen bis in den oberen Mühlbergerbachgraben verfolgt werden. Daneben existieren Buntmergelaufschlüsse südlich des Reitshamer Baches, im unteren Mühlbergerbachgraben in etwa 600 m Sh. und im Enhartinger Wald.

Gute Einblicke in die Fazies des Gaultflysches erhält man in den Gräben jener Bachläufe, welche vom Buchberg in Richtung Niedertrumer See fließen. In bis zu mehrere Meter mächtige, vorwiegend schwarze Tonsteine sind bis zu 2 m mächtige Konglomeratbänke eingeschaltet, welche z.T. bereits im Aufschlußbereich wieder auskeilen. Die bis zu faustgroßen Komponenten dieser Bänke setzen sich vor allem aus roten und grünen Granitoiden, aus Porphyry, Phyllit und Dolomit zusammen. Vermutlich handelt es sich bei diesem Profilabschnitt um Ablagerungen aus dem oberen Teil eines submarinen Schuttfächers. Aufgrund der heutigen Position am äußersten Nordrand des Rhodanubikums ist anzunehmen, daß die Anlieferung des Sedimentmaterials aus N erfolgte. Die Fortsetzung dieser Fazies gegen W hin befindet sich am Haunsberg (Blatt 63 Salzburg), wo wesentlich größere Komponenten als im Arbeitsgebiet auftreten können.

Am Buchberg, und, wie eine Vergleichsexkursion zeigte, auch am Haunsberg, wird die Unterkreide von einer grobkörnigen Sandsteinfazies überlagert, deren Nannofloren ein Maastrichtalter belegen. Am Tannberg liegt Zementmergelserie mit einem tektonischen Kontakt über der Unterkreide. Diese Zementmergelserie gehört zum Nordschenkel einer Mulde. Der Südschenkel dieser Struktur ist südlich des Tannberggipfels im Graben E von Schreiberroid aufgeschlossen, wo schöne Aufschlüsse von mittelsteil gegen NNW einfallender Zementmergelserie beobachtet werden.

Etwa 6 km SW vom Tannberggipfel treten Flyschgesteine im Schönbach S von Döttleinsdorf auf. Es handelt sich um eine E-W-streichende, pelitreiche Abfolge mit gelbbraun anwitternden Hartbänken und gelegentlich auftretenden Mürlsandsteinbänken. Die reichlich vorkommenden, oft „sandigen“ Mergel zeigen grünliche und graue Färbung und manchmal hellrote Anwitterungsfarben. Kolkungsmarken an der Unterseite der Hartbänke verweisen auf einen Sedimenttransport von W nach E. Aufgrund ihrer Lithologie wurden diese Gesteine der jüngsten Teileinheit der Altlenzbacher Schichtgruppe (Formation 4) zugeordnet. Diese Einstufung konnte auch durch Nannofloren des tieferen Pal-

eoziäns (Probenpunkt an der Bachgabelung) belegt werden.

Auch die Gesteine im Fischbachtal und in dessen Seitengraben (Prossingerbach, Graben N von Reicherding, Eugenbach) wurden zur Formation 4 gerechnet. Der Nachweis von tieferem Paleozän gelang im Bereich des Eugenbaches und zwar knapp unterhalb der Brücke W von Wazing-Eder. Ansonsten ergaben die Proben aus diesem Gebiet Maastrichtalter. Oberhalb der erwähnten Brücke fehlen Flyschaufschlüsse, und das Hochflutfeld des Eugenbaches wird von Grundmoräne begrenzt.

Die nächsten Flyschgesteine gegen E hin treten am Hügel bei Drei Eichen und am Kirchberg auf, wo gegen ESE einfallende Zementmergelserie angetroffen wurde. Die mutmaßliche Fortsetzung des Profils gegen das Hangende bilden die Obersten Bunten Schiefer im Altenbach, welche von der grobkörnigen und dickbankigen Basis der Altlenzbacher Schichtgruppe (Formation 1) überlagert werden. Etwa bis zum Wirtshaus Stallergut ist das Einfallen gegen SE gerichtet, östlich vom Stallergut sind die Bänke gegen NW geneigt. Rollstücke von Obersten Bunten Schiefen wurden am Karrenweg vom Stallerhof zum Gehöft Weidl gefunden, im SE daran anschließend folgt die Zementmergelserie des NE-SW-streichenden Höhenzuges Ziehfanken – Steinwandl – Große Plaike. Es liegt hier somit eine größere Mulde vor, deren parallel zu dem erwähnten Höhenrücken streichende Achse knapp nördlich vom Stallergut vorbeizieht.

Zum Abschluß wird noch auf zwei große Massenbewegungen auf Blatt Straßwalchen hingewiesen: Eine große Rutschung bildet den NE-Hang des Irrsberges. Die zweite Massenbewegung befindet sich ESE von Henndorf und nimmt den gesamten Bereich des Moserwaldes bis zum Amselbach ein.

Bericht 1986 über geologische Aufnahmen im Quartär auf Blatt 64 Straßwalchen

Von HERBERT MENEWEGER (auswärtiger Mitarbeiter)

Im Jahre 1986 wurden die rißeiszeitlichen Ablagerungen im Winkl zwischen Gaisberg und Koppl, sowie die würmeiszeitlichen Ablagerungen im Gebiet Koppl, Hinter- und Vorderschroffenau und Ebenau kartiert.

Das Riß

Die ältesten Ablagerungen umfassen ESE des Nocksteins hintereinander drei Endmoränenwälle. Der höchste (875 m) ist an den Abhang des Nocksteins angelehnt; die tieferen (860 m und 830 m) treten stark aus der ziemlich eingeebneten und tief verwitterten Grundmoränenlandschaft hervor. Auf dem östlichen Ausläufer des Nocksteinzuges sind ein langgezogener Wall (830 m) und nördlich sowie südlich davon kurze Wälle (810 m) erhalten geblieben.

Südlich Aschau sind eine größere und eine kleinere Wallform ausgebildet. Aufgrund der Form, der Lage und der Orientierung zur vermuteten Gletscherzunge wurden hier Oser ausgeschieden.

Die tieferen Anteile der Grundmoränenlandschaft werden vom Koppler Moor, einem Hochmoor, überdeckt. Der östliche Teil des Moores zeigt bis zu 5 m mächtige Bändertone, die hier die eigentliche Unterlage

des Moores bilden. Diese Bändertone sind Stausedimente hinter den Endmoränen des Würm.

Das Würm

Bei Koppl treffen zwei Äste des würmzeitlichen Salzachgletschers wieder zusammen, nachdem sie durch den Gaisberg und kleinere Vorberge getrennt worden waren. Der Guggenthalast biegt von Norden und der Wiestalast von Süden her nach Koppl. Die beiden Gletscherarme werden erst wieder durch den Gitzenberg, östlich davon, getrennt.

Dazwischen sind die Endmoränen scharf getrennt und bei beiden Wallsystemen ist neben dem Hochstand auch zum Teil der Maximalstand noch akzentuiert, der ein relativ kurzes, weitest Vorrücken der Gletscher des Würm darstellt.

Weiter auf die Ablagerungen des Wiestaltastes bezugnehmend, folgen, gleich südlich an den Hochstand (760 bis 770 m) anschließende, Rückzugsstände (730 bis 750 m).

Daran anschließend liegen weit ausgedehnte Eisrandterrassen mit Höhen von 730 m, 720 m und 715 m, die die Stände des zurückweichenden Eises anzeigen (siehe Abb. 3). Die Ausprägung dieser Staukörper war wohl durch die südlich anschließende Barriere aus Hauptdolomit begünstigt. Die größte Ausdehnung erreicht bei Hinterschroffenau die Eisrandterrasse bei 730 m, die die hier befindlichen Endmoränen ziemlich mit eingearbeitet haben, sodaß sich die Wälle nur mehr wenig aus der Ebene erheben.

Nördlich davon hat sich im Wiestal der Plainfeldbach entlang der Südwest-Flanke des Gitzenberges eingeschnitten und andererseits Grundmoräne aufgeschlossen. Der Plainfeldbach war zur Zeit des Eisrückzuges der Abfluß der Eisstauseen des Ebenauer Beckens, wodurch der ausgeprägte Einschnitt entlang und zum Teil durch den Hauptdolomit zu erklären ist.

Östlich von Hinterschroffenau und vom Wiestal ist im Gebiet von Gitzen großflächig Grundmoräne aufgeschlossen.

Endmoränenwälle liegen nur in besonders geschützten Lagen vor, da sonst die Abtragung durch die Wässer der umliegenden Berge zu stark war. So liegen unter der Hauptdolomitrippe Kote 764, südlich Gäng, Wälle vom Maximalstand (750 m), Hochstand (745 m) und einem Rückzugsstand (730 m).

Im östlichen Teil von Gitzen ist ein kleiner Wall am Hauptdolomit anliegend erhalten geblieben, ansonsten sind die Wälle wohl von den Wässern von den steilen Hängen herab abgetragen worden. Erhalten blieb eine durchschnittene Grundmoränenlandschaft und am Hauptdolomit angelagerte, stark schluffige Staukörper in einer Seehöhe von 770 m, die wohl dem Hochstand entsprechen.

Südlich von Gitzen und der Wieselberge liegt das eigentliche Gebiet des Ebenauer Beckens. Die breite Talweitung reicht im Westen bis Pertill und steigt nach Osten langsam Richtung Faistenau. Das Becken ist durchwegs von Schottern verfüllt: In höheren Lagen als Eisrandterrassen, bei 650 m als Seedelta-Schüttung mit gleichbleibender Schüttungsrichtung, tiefer als Flußterrassen und als tiefste Schotter die Alluvionen.

Im Westen, bei Kendlbach, kommt wiederum Grundmoräne entlang des Hauptdolomits hervor. Moränenstreu konnte hier bis auf 800 m verfolgt werden.

Als Flußterrasse ist um Ebenau das Niveau 615 m in großer Ausdehnung dominant. Bei den Bächen aus dem

Osten und Westen tritt noch ein 3–4 m tieferes Niveau in geringerer Verbreitung auf. Richtung Faistenau werden die Flußterrassen von nacheinander ansteigenden Terrassen abgelöst, die von einigen Bächen tief eingeschnitten werden.

Östlich Sieder taucht wiederum Grundmoräne aus der Terrassenlandschaft hervor, was mit einem vorspringendem Ast aus Hauptdolomit zusammenhängen dürfte. Östlich davon ist eine Bucht mit sehr schluffigen Stausedimenten mit Terrassenkanten um 750 m ausgefüllt.

Von Schwarzau steigen die Terrassen steil zur Wasserscheide zwischen Ebenau und Faistenau zum Ebnerwirt hinauf an.

Das Gebiet von Lidaun bis Faistenau ist geprägt durch eine Bogen von Wallsystemen, der SSW Ebnerwirt ansetzt und sich über Ebnerwirt, Pointing, Eckschlag und Faistenau mit Unterbrechungen als Halbkreis bis nach Bramsau an der NW-Flanke des Kugelberges erstreckt. Die Wälle lassen sich dem Maximalstand (780–790 m), dem Hochstand (775 m), einem ersten Rückzugsstand (765–775 m) und einem zweiten Rückzugsstand (745–755 m), der den innersten, relikthaft erhaltenen Halbkreis beschreibt, zuordnen.

Das Innere des Bogens wird von Schottern bedeckt, die mit ihren zum Almstausee gestaffelt abfallenden Terrassen den ruckartigen Rückzug des Eises rekonstruieren lassen. Der Lidaunbach und insbesondere der Schmiedbach schneiden sich tief in die Terrassenlandschaft ein, und lassen bis zu 40 m hohe, fast senkrechte, frische Aufschlüsse in dieser entstehen.

Die Autoren früherer Arbeiten in diesem Gebiet gingen allesamt davon aus, daß hier eine Gletscherzunge des Hinterseegletschers gelegen sei, der sich südlich des Kugelberges geteilt habe, bei Faistenau wieder gegenübergestanden sei und so die Endmoränen dort gebildet habe; beim Ebnerwirt wäre das westliche Ende des Hinterseegletschers auf den Wiestalast des Salzachgletschers gestoßen.

Aufgrund der Lage der Wallsysteme und der reichen Variation der Karbonate aber scheint mir eine solche Konstellation unwahrscheinlich.

Blatt 65 Mondsee

Bericht 1986 über geologische Aufnahmen im Flysch auf Blatt 65 Mondsee*)

Von RAINER BRAUNSTINGL (auswärtiger Mitarbeiter)

Die Aufnahmen wurden vom vorjährigen Kartierungsraum (Hochpett – Dixelbach – Unterach) nach Norden ausgedehnt. Es handelt sich um das Dissertationsgebiet von M. STURM (1968), der v.a. die Fenster von Nußdorf und von Buchberg stratigraphisch untersuchte. Weiters wurde heuer das Attersee-Ostufer kartiert (Dissertation W. JANOSCHEK, 1964).

Oberwang – Nußdorf

Wegen der schlechten topographischen Grundlage bei STURM ergeben sich bei der Neuaufnahme einige Veränderungen. So sind beispielsweise die Unterkreidavorkommen im Raum Dixelbach – Oberaschau stärker verschuppt als bisher angenommen: anstatt einen

Muldenbaus beherrscht ein nordvergenter Schuppenbau das Neokom (= Tristelschichten). Diese kalkreichen Mergel und hell/dunkelgrau gestreiften Kalke erreichen im unteren Dixelbach eine Mindestmächtigkeit von 25 m in einem ungestörten Aufschluß. Insgesamt wird das Neokom jedoch annähernd 100 m mächtig sein.

Ein von Quartär umgebenes Vorkommen schneidet der Graben westlich von Radau (Riedlbachtal) an. Zwischen grauen Kalkbänken findet man bis 1 m dicke Mergel mit 5–10 cm dicken, hell-, dunkelgrauen und grünlichen Partien. Wie auch im Dixelbach findet man manchmal auch Sandsteinbänke und glaukonitführende Sandsteine. Dies deutete STURM als sedimentären Übergang ins hangende Gault; da diese Glaukonitsandsteine auch im Graben von Radau isoliert und mehrfach inmitten ungestörter Neokomschichten auftreten, ist wohl eher an periodische Einlagerungen im Hangenden des Neokoms zu denken.

Zwischen Radau und Oberwang liegt die Graßberg-rutschung. Bei 2 km Länge überwindet sie einen Höhenunterschied von fast 300 m! Diese Massenbewegung enthält neben quartären Sedimenten auch unterschiedliche Flyschgesteine; häufig trifft man kubikmetergroße verkieselte, grüne Glaukonitquarze und grobkörnige Sandsteinblöcke, beides häufig gemeinsam mit schwarzen Tönen. Eine schöne Abrißkante mit staffelartig absinkenden Schollen, direkt neben der Forststraße läßt keinen Zweifel daran, daß die Graßberg-rutschung immer noch aktiv ist. Hier läßt sich auch zeigen, daß der Gaultflysch vom Dixelbachgebiet im Osten bis zum Graßberg herüberstreicht und sich in südwestlicher Richtung zum Gehöft Berger fortsetzen läßt.

Nördlich vom Berger liegt der Gaultflysch auf einem Sandsteinkomplex; an diesen schließt im Norden ein stark zerscherter, verfalteter und z.T. breccierter Oberkreideflysch an. 500 m südwestlich der Kote 878 konnten durch Zufall an einen neu angelegten Forstweg bunte Mergel gefunden werden. Ihr Alter konnte nicht geklärt werden. Moränensedimente, die bis 10 m mächtig sein können (oberer Abschnitt des Grabens östlich Birgleithen), erschweren zusätzlich zur lokalen Kleintektonik die Auflösung der Flyschserien in diesem Abschnitt.

Im Krespelbach (östlich Oberwang) beschreibt STURM eine weitere große Massenbewegung, die „Krespelbach-rutschung“. Sie ist allerdings fast doppelt so ausgedehnt, wie sie noch STURM einzeichnet: Die Abrißkante beginnt im Westen bei Bachau, steigt gegen Osten hangaufwärts bis fast nach Rohrmoos und biegt schließlich am Nordhang des Zwerchbühel nach Westen um.

Der steile Zwerchbühel ist Teil eines Zementmergelserie-Streifens, der sich im Krespelbach bis Oberwang weiterverfolgen läßt. Nach Osten hin fehlt dieser Zementmergelzug; er ist an einer tiefgreifenden Störung (NNW – SSE) abgeschnitten, die entlang des Aubachs Richtung Straß im Attergau weiterläuft. Wahrscheinlich setzt sich die Aubachstörung sogar bis an den Nordrand der Flyschzone fort, wo sie die Zementmergelserie des Kogl, eines von Quartär umschlossenen Hügels, gegenüber dem Lichtenberg im Westen versetzt.

Die Aubachstörung ist eine Blattverschiebung, an der auch das Fenster von Nußdorf endet und sich gegen Westen nicht weiter fortsetzt. An der Nordweststrecke des Fensters ist diese Störung von Quartär verhüllt; der untere Hang des Herrnberges ist von Rennleiten bis

Auwald (südlich Kote 599) bis zu einer Höhe von 680 m NN von Grundmoräne bedeckt. Dieser Hinweis auf die Lage eines vorwürmzeitlichen Gletschers erleichtert das Verständnis über die Entstehung der Schotter südlich Auwald: Zwischen dem Aubach und „Breitmoos“ erhebt sich ein sanfter Rücken mit steilen Flanken, an deren Fuß Flysch- und Ultrahelvetikumsgesteine anstehen. Der Hügel selbst verfügt über keine Aufschlüsse, liefert aber als Lesesteine gut gerundete Kalkgerölle, selten auch Flyschgerölle. Man hat es hier mit einem terrassenähnlichen Schotterkörper bzw. einer Moräne zu tun.

STURM zeichnet hier noch das Fenster von Nußdorf ein, fand aber ebenfalls keine Aufschlüsse auf diesem Rücken. Vermutlich handelt es sich um einen Terrassenrest, der von dem Gletscher geschüttet wurde, der den Abfluß des Aubaches verlegte. Möglich ist auch eine Belieferung aus Südosten über den Sattel beim Neuwegstüberl (westlich Nußdorf); die heutige Meereshöhe von 762 m NN verfehlten selbst die würmzeitlichen Eisrandsedimente des Näßbachtals nur um 30 m!

Der Nordrahmen des Nußdorfer Fensters ist von Rutschungen verdeckt: südlich des Kronberggipfels (westlich Nußdorf) bricht die Mainleiten-Rutschung in mehreren staffelförmigen Abrißkanten nach Süden zu ab. Im Norden des Kronberges konnten außer Lesesteinen lediglich verstellte Sandsteinbänke in den Massenbewegungen bei den Gehöften Höll und Breitenröth kartiert werden. Der Kronberg selbst besteht aus einer nordvergenten Mulde aus Altlenzbacher Schichten (= Muntigler Serie). Soweit aus den schlechten Aufschlüssen ersichtlich, sind alle vier Horizonte dieser Schichten vorhanden. Der 4. Horizonte reicht schon ins Tertiär, wie STURM zeigen konnte. Der Muldenkern südöstlich von Straß im Attergau (zwischen Roßroith und Epbauer) hebt nach Osten aus, nach Westen wird er bei Sagerer von der Aubachstörung abgeschnitten.

Westlich davon findet man zwar auch Altlenzbacher Schichten in der streichenden Fortsetzung: bei steilem Südfallen liegen alle 4 Horizonte in leicht reduzierter Form übereinander. Darüber folgen die Obersten Bunten Schiefer, gefolgt von Zementmergelserie und Oberen Bunten Schiefen als höchstes tektonisches Stockwerk. Dieser gesamte Schichtverband liegt invers! Dies geht aus den gradierten Sandsteinbänken mit Sohlmarken deutlich hervor, wie z.B. die Aufschlüsse bei den Gehöften Renleiten, Graben südöstlich Wiesenhofer und südöstlich Schwaighof beweisen.

Betrachtet man den Herrnberg (inverse Lagerung) und den Kronberg (Muldenstruktur), so dürfte die trennende Aubachstörung eine rechtsseitige Blattverschiebung sein. Die westliche Fortsetzung der Kronbergmulde wurde demnach weiter nach Norden verfrachtet, so daß der Südschenkel bis zur inversen Lagerung eingengt und verdreht worden ist. Der Nordschenkel ist unter dem Quartär der Ortschaft Straß i. A. zu vermuten.

Die westliche Fortsetzung dieser gestörten Mulde ist in der Synklinale vom Saurüssel (siehe Bericht 1984, S. 259) zu suchen.

Bisher war der Herrnberg für seine Rutschung am Westhang bekannt (Autobahnbau). Diese Massenbewegung ist entlang einer Störungzone angelegt. Das Material dieser Rutschung besteht neben Altlenzbacher Schichten und Zementmergelserie vornehmlich aus Gaultblöcken (= kieselige Glaukonitquarze) und verwitterten Bunten Schiefen. Südlich der Herrnbergrutschung wurden dieselben Gesteine kartiert, wie sie STURM ge-

funden hat: Über südfallenden Zementmergeln liegen braune, bis 1 m dicke Sandsteinbänke des 1. Horizontes der Altlenzbacher Schichten. STURM bestimmte für die basalen Teile dieser Schichten Campan. Bunte Schiefer konnte STURM nicht finden; sie sind aber im Graben östlich davon anstehend und als roter, toniger Boden kartierbar (nördlich der Hütte 600 m südlich des Herrnbergs).

Buchberg

Die Südflanke des Buchbergs besteht aus Altlenzbacher Schichten, Horizont IV. Staffelbrüche, begünstigt durch hangparalleles Einfallen, weisen auf instabile Verhältnisse hin. Eine normale Abfolge gegen das Liegende im Norden ist durch Horizont III bis I gegeben, zuunterst liegt die Zementmergelserie. STURM fand im Rutschgelände der Nordabdachung vom Buchberg mehrere Aufschlüsse mit Ultrahelvetikum, die von Gaultflysch umrahmt sind. Aufforstungen und großzügiger Forststraßenbau bedingen gemeinsam mit einer Vielzahl quartärer Sedimente sehr schlechte Aufschlußverhältnisse.

Der Buchberg besteht also aus einer reduzierten Flyschabfolge mit einem ultrahelvetischen Fenster an seinem Nordfuß. Das generelle Streichen stimmt mit den benachbarten Regionen (Lichtenberg und Kronberg) überein. Nördlich von Buchberg, bei der Ortschaft Haining, fand STURM einen Zementmergel-Aufschluß, von dem leider nur noch Lesesteine vorhanden sind.

Fenster von Nußdorf

Dieses Fenster zwischen dem Aubach und der Ortschaft Nußdorf am Attersee bearbeitete STURM in seiner Dissertation sehr eingehend. Aufgrund schlechter Aufschlüsse, geringmächtiger Horizonte bzw. lückenhafter abfolgen konnte STURM das Fenster lediglich in Helvetikum und Ultrahelvetikum untergliedern. STURM 1968, S. 31: „Als „Ultrahelvetikum“ wird die tektonische Einheit bezeichnet, die, stark gestört, zerschert und fetzenartig, zwischen „Helvetikum“ im Liegenden und Flyscheinheit im Hangenden liegt“. Wie Sturm wiederholt feststellt, ist seine Unterscheidung rein tektonischer Natur, nach stratigraphischen, faziellen oder lithologischen Eigenschaften war ihm diese Trennung nicht möglich! Eine solche Unterscheidung nach tektonischen Gesichtspunkten ist auch nicht haltbar, wie aus übersichtsmäßigen Begehungen im Nußdorfer Fenster hervorgeht:

Denn auch in den zentralen Teilen des Fensters (Seitengraben südlich Mainleiten, Breitmoos, Gräben zwischen Blögergrabenhütte und Neuwegstüberl) sind die Fenstergesteine gestört, verschuppt, gefaltet und teilweise sogar zerschert. STURM selbst spricht ca. 500 m westlich der Blögergrabenhütte auch von „flachen Einschuppungen“.

Allem Anschein nach läßt sich auch hier die Gliederung von PREY anwenden, der alle „helvetischen“ Sedimente der oberösterreichischen Flyschzone ins Ultrahelvetikum stellt. Der Hauptgrund für diese These ist das völlige Fehlen der typischen Schweizer helvetischen Fazies. Möglich erscheint höchstens die Unterteilung in Nord- und Südultrahelvetikum: eine kalkreichere Seichtwasserfazies im Norden steht einer tonreicheren Südfazies gegenüber, die bereits Anklänge an den Flysch zeigen kann.

In der Osthälfte des Nußdorfer Fensters treten häufig graue bis grünlichgraue, z.T. sandige Kalkmergel auf,

Bericht 1986 über geologische Aufnahmen in den Kalkalpen auf Blatt 65 Mondsee*)

Von WOLFGANG PAVLIK (auswärtiger Mitarbeiter)

in denen STURM auch Makrofossilien entdeckte. Bisweilen finden sich auch Sandsteinbänke. Das Alter konnte STURM mit Campan bis Maastricht festlegen. Diese Mergel sind in den meisten Streifenfenstern Oberösterreichs anzutreffen (Dissertationen von JANOSCHEK 1964, MAURER 1967, STURM 1968, BRAUNSTINGL 1986). In letzterer Arbeit, die die Flyschzone zwischen Steyr und Enns zum Thema hat, sind gleichartige Gesteine mit dem Namen „Brambergerbachschichten“ belegt worden. Offensichtlich handelt es sich um einen weit verbreiteten Gesteinstyp in der Oberkreide des Nordultrahelvetikums.

Bei Mainleiten zeichnet STURM eine kleine Querstörung ein, die das Ultrahelvetikum um 150 m versetzt. Diese Störung beruht letztlich nur auf einer einzigen Probe, die wegen schwacher faunistischer Anklänge zum Ultrahelvetikum gerechnet wurde. Stratigraphisch und lithologisch gehört sie aber viel eher zum 1. Horizont der Alltengbacher Schichten; es ergibt sich eine harmonisch verlaufende Nordgrenze des Fensters von Nußdorf, soweit die vielen Rutschungen überhaupt eine Aussage zulassen.

Ostufer des Attersees

Hier existieren mehrere Schuppen, die überwiegend aus Zementmergelserie aufgebaut sind. Diese mächtige Kalkmergelserie mit bis 2 m dicken Bänken ist an der alten Kienbachstraße schön aufgeschlossen. Die Kienbachschuppe erstreckt sich von der Ortschaft Steinbach im Süden bis Seeleiten im Norden, wo ihre Überschiebungsbahn unter der Seeleitenrutschung vermutet wird.

Die nächste, im Norden folgende Schuppe dominiert wieder südfallende Zementmergelserie. Auch ihre Nordgrenze verhüllen ausgedehnte Massenbewegungen (Schachmahd, Hang östlich Steinwand am Wachtberg-Südhang), an denen sich auch mächtige quartäre Sedimente beteiligen.

Bei etwa 540 m NN im Alexander Bach treten ultrahelvetische Buntmergel zu Tage, begleitet von hellgrauen bis grünlichen Kalken. Diese Gesteine werden als westlicher Ausläufer des Aurachfensters (JANOSCHEK, 1964) aufgefaßt.

Zwischen Alexenau und Weyeregg findet man die Alltengbacher Schichten, häufig nur als Lesesteine in Rutschhängen oder durch Moränen verdeckt (wie beim Gasthaus Wachtberg). Im Norden bei Weyeregg sind weiters rote Mergel gefunden worden, leider nur in einer Rutschung im Graben östlich von Landeröd.

Abschließend sollen noch einige Beobachtungen vom Südrand der Flyschzone geschildert werden: Sowohl zwischen Mondsee und Attersee als auch im Dreieck Weißenbach am Attersee – Steinbach am Attersee – Aubodenhütte (nördlich vom Höllengebirge) prägen Bergstürze, Muren und Schuttfächer mit kalkalpinem Material die Landschaft.

An vielen Stellen findet man bis knapp an die Kalkalpen heran Lesesteine eines mürb verwitternden, gut sortierten Flyschsandsteins, oft in großen Blöcken. Vermutlich handelt es sich um Reste von Reiselberger Sandstein (Aufschlüsse im Steinbach östlich Kaisigen und an der Seeache bei Letten – Labschneider). Der Boden bei diesen Sandsteinen, oft auch die Unterlage der Bergstürze, weist rote Tone und Mergel auf; bisher waren alle ausgewerteten Proben fossilifer. Wahrscheinlich müssen diese roten Mergel zur ultrahelvetischen Buntmergelserie gezählt werden.

Der östliche Kalkalpenanteil der ÖK 65 Mondsee wurde zwischen Burgau, Aubodenhütte und Leonsberg neu kartiert.

An der Front des Höllengebirges liegt ein schmaler Streifen der Langbath-Scholle mit Schrambachschichten. Steinmühlenkalk lag nur in einigen Schuttblöcken vor. Die Spatkalke der Felsnase S Aubodenhütte muß noch genauer untersucht werden, aber es dürfte sich um Chiemgauer Schichten und Vilser Kalke handeln. Im Übergangsbereich zum Flysch sind vereinzelt rote Mergel, ?Buntmergelserie aufgeschlossen. Die Aufschlußverhältnisse nördlich des Höllengebirges sind außerordentlich schlecht, da Bergstürzmassen, insbesondere zwischen Weißenbach am Attersee und Geißwand das Areal bedecken.

Das Höllengebirge wird von Wettersteinkalken und im S von Wettersteindolomiten aufgebaut. Im N sind an der Basis geringmächtige Gutensteiner Schichten aufgeschlossen.

Eine Störung im Weißenbachtal versetzt dann diesen mächtigen Mitteltriasblock gegen W in die Tiefe und es verbleibt nur der schmale Zug des Sechserkogels und dessen Fortsetzung über Ackerscheid bis zur Drachenwand. Das Karnband zwischen der Mitteltrias und dem Hauptdolomit ist nur im Wilden Graben gut erkennbar. Mächtige Hangschuttmassen verdecken dann den Verlauf im Weißenbachtal. Die Grenze zwischen Obertrias und Mitteltrias verläuft zwischen den beiden Steinbrüchen W Weißenbach. Hier ist das Karn aber tektonisch abgeschert. Erst im Loidlbach, südlich Sechserkogel, sind wieder einige Karnlinsen aufgeschlossen.

Im Hangenden geht der Hauptdolomit in den Plattenkalk über. Dieser bildet ein Großteil des Areals zwischen Loidlbach und Leonsberg. Die Plattenkalke zeigen eine sehr große Farbvarianz und die schwarze Variante ist nur sehr schwer von den Kössener Schichten trennbar. Dieses Gebiet wird durch eine sehr intensive SW–NE-gerichtete Bruchtektonik geprägt.

Im Bereich Hoheneck – Scheiblingkogel – Kienbach liegende Juraserien. Zwischen Kote 808 m im Rußbachtal und Kienbach verläuft ein Streifen Adneter-Hierlatzkalk. Südlich dieser Zone treten in einem sehr breiten Areal Kirchsteinkalke auf.

Weiter gegen S erscheinen erneut Plattenkalke.

Im Rahmen der Bearbeitung des Blattes Mondsee wurde der kalkalpine Anteil, der von B. PLÖCHINGER bis 1970 aufgenommen wurde, nochmals übersichtsmäßig begangen. Hierbei konnten einige Ergänzungen gemacht werden.

In der Burgbachau sind S der Straße Schrambachschichten aufgeschlossen. Zwischen Kaiserbrunnen und Kreuzstein sind nördlich der Wettersteinkalke des Schafberg Tirolikums große Areale mit Schrambachschichten erkennbar. Bei der Kapelle Wiesenau kommt ein schmaler Streifen ?Buntmergelserie vor. Im Gebiet N der Drachenwand sind die Schrambachschichten weiter verbreitet als bisher auf den Karten ausgeführt wurde.

In dem Graben zur Obenauer Alm sind Gosausandsteine weit verbreitet. Die Allgäuschichten NW Ried sind als Kirchsteinkalke einzustufen.

W Gasthof Fürberg besteht das hügelige Wiesenge-lände aus Sandsteinen (Gosau?).

Die Kirchsteinkalkzone SW Himmelspforte sind nicht weit gegen E verfolgbar, hier liegen Hierlatzkalke und Plattenkalke vor.

Die Plattenkalke E Sommerau (B. PLÖCHINGER) sind Kirchsteinkalke.

Die Kirchsteinkalke sind am Südrand des Mönichsees weit verbreitet.

Bericht 1986 über geologische Aufnahmen im Quartär auf Blatt 65 Mondsee*)

Von DIRK VAN HUSEN (auswärtiger Mitarbeiter)

Neben ausgedehnten Revisionsarbeiten wurden nur die Spuren der Lokalvergletscherung um die Eisenauer Alm und das Gebiet westlich der Vöckla kartiert.

Um die Eisenauer Alm ist eine Abfolge von Moränen erhalten, die von den Eiszungen aus den Karen des Suissen- und Mittersees abgelagert wurden. Den höchsten Eisstand zeigt der mächtige N-S streichende Wall östlich Weinkogel (Weg von der Alm auf den Schaf-berg) an, der die westliche Begrenzung des Eisstromes markiert. Zu dieser Zeit waren die Lokalgletscher mit dem Eisstromnetz des Traungletschers verbunden, aus dem nur die Ackerschneid und der Hügel nördlich Buch-berghütten als Nunataker herausragten. Dieser trägt eine ca. 15 m mächtige Kappe aus Konglomeraten, die aus mäßig gerundeten Komponenten bestehen, von denen einige bereits Verwitterungserscheinungen zeigen. Es dürfte sich dabei um einen Eisstaukörper aus der Abschmelzphase der Rißeiszeit handeln.

Einen bereits wesentlich kleineren Eisstrom markiert die mächtige Moräne, auf der die Hütten der Eisenauer Alm stehen. Er zeigt gemeinsam mit den Wällen auf dem Rücken westlich des Grenzgrabens einen Glet-scherrand an, als beide Eisströme noch vereinigt, aber bereits wesentlich stärker zum Ackergraben hin orien-tiert waren.

Aus den ersten Abschmelzphasen dürften dann noch die deutlichen Wälle südlich des Weges Eisenauer Alm, Oberacker Alm (Kote 1003 m) sein, als beide Zungen bereits getrennt waren. Dieser Zeit sind auch die Wälle im Grenzgraben zuzuordnen. Die letzten Spuren der Eiszunge aus dem Suissensee Kar sind die Wälle, die das kleine Zungenbecken südlich der Jagdhütte um-schließen.

Im Bereich des Vöcklatales wurde der Rißgletscher in der Zellerseefurche in drei Lappen geteilt. Der erste überströmte den Sattel beim Hochmoos, der zweite die breite Mulde bei Haslau nördlich des Lackenberges, und der dritte drang nördlich des Kogler Berges bis gegen Langholz – Obermühlham vor. Dieser hinterließ einen breiten Wall, der von Hochfelder über Mazlröth – Hochfeld bis Unterreith zu verfolgen ist und mit einer Sanderschüttung ins Vöcklatal verbunden ist. Ihm vor-gelagert sind noch Reste von Moränenwällen bei Ober-mühlham und nördlich der Bahn bei Mazlröth, die einem etwas größeren Stand angehören dürften, ohne aber mit einer erkennbaren Sanderschüttung verknüpft zu sein. Beide Wallgruppen tragen eine ca. 1–2 m mäch-tige Verwitterungsschicht ohne Karbonate, die dunkel-braun gefärbt ist und diese Ablagerungen deutlich von den jüngeren Niederterrassen und den wesentlich stär-

ker verwitterten Moränen bei Reitzing und Pölzleiten abgrenzbar macht.

Die Eiszunge bei Haslau schüttete die weit ge-schwungene Moräne Radlhof – Golau auf, wodurch der Haltgraben zu seinem eigentümlichen Verlauf gezwun-gen wurde. Die Fortsetzung dieses Walles stellen die Wälle bei Breitenau – Vormoos dar. Äquivalente zu dieser Moräne sind die Wälle bei Oberholz – Jagdhub, die sich nach einer kurzen Unterbrechung noch nach Süden in einer deutlichen Staukante fortsetzen. Diese Wälle führen neben den Flyschgeschieben 20–30 % kalkalpines Material, das oft stark korrodiert ist (die Mächtigkeit der Verwitterungsschwarte konnte nicht be-obachtet werden).

Mit diesen Wällen ist der steile Übergangskegel nörd-lich Mühlbauern Säge und Angern verknüpft, der nach anfänglich steilem Gefälle und unruhiger Oberfläche in die flachere, glatte Hochterrasse Schlag–Schwendt übergeht.

Die kleinste der drei Eiszungen entwickelte sich über dem Sattel beim Hochmoos. Sie reichte bis ca. 400 m südlich der Vormoos Mühle und hinterließ den deutli-chen Wall bei Ebnat und äquivalente Sedimente östlich der Vöckla. An diese schließt eine Hochterrasse an, die bis über die Vormooser Mühle zu verfolgen ist. Durch die Erosion der Vöckla ist in dem breiten solifluidal überformten Moränenwall eine ausgedehnte Massenbe-wegung entstanden, die wahrscheinlich noch nicht zur Ruhe gekommen ist.

Blatt 67 Grünau im Almtal

Bericht 1986 über geologische Aufnahmen in den Nördlichen Kalkalpen auf Blatt 67 Grünau im Almtal

Report 1986 on Geological Mapping in the Northern Calcareous Alps on Map Sheet 67 Grünau im Almtal

Von OLE GRAVERSEN, KIM ZINCK JØRGENSEN,
CHRISTIAN KRÜGER & JENS SÖLLING
(auswärtige Mitarbeiter)

In 1985 a mapping program was established in the Northern Calcareous Alps in the Grünau area by Institut for almen Geologi (Institute of General Geology), Uni-versity of Copenhagen, involving a group of under-graduate students (* = Diplomkartierungen). Two map-ping areas are situated south of the Cretaceous Flysch Zone:

- 1) Hauergraben – Zwieseleck (J. SÖLLING*)
- 2) Kasberg (C. KRÜGER*)
while two areas ESE and NE of Grünau cover the Grünau Halbfenster (Flysch) and the adjoining part of the Northern Calcareous Alps to the south and north:
- 3) Geißstein – Schindlbach – Brenntbach (K. Z. JØRGENSEN*)
- 4) Tissenbach – Hochsalm (O. GRAVERSEN).

For the areas 1, 2 and 3 the mapping program was completed in the summer 1986.

The early mapping of the area was published in the map sheet Kirchdorf (1:75.000) by GEYER & ABEL (1913). Later more detailed studies covering the areas now under investigation are published by GASCHÉ (1938), KIRCHMAYER (1956, 1957), PREY (1950, 1953) and WEBER (1960).

The following account of the geology is based on field observations made in 1985 and 1986 and names are given according to correlations with the current nomenclature of published sections and maps in the Northern Calcareous Alps (ZANKL, 1971; PLÖCHINGER, 1980).

The following main bed rock units have been established in the area (listed in descending order):

- Quaternary
- Flysch
- Oberalmer Schichten/Schrambachschichten
- Plattenkalk
- Hauptdolomit
- Wettersteinkalk
- Wettersteindolomit
- Reiflinger Kalk
- Gutensteiner Kalk

Furthermore minor outcrops of Gosau sandstein, Tressensteinkalk and Helvetikum, only occurring within a single area, are described in the presentation of each area.

Gutensteiner Kalk

Gutensteiner Kalk is a dark, mostly bituminous, wellbedded limestone alternating with subordinate marl bands. The lithology varies from a bituminous mudstone, which is the most frequent facies, over paler wackestones and packstones to a grainstone composed entirely of echinoderm fragments. Most of the limestone beds have developed a network of stylolites.

In the Gutensteiner Kalk occur several 10–40 m thick intervals characterized by different bedding types. The transitions between these intervals are normally gradual over a few meters, but abrupt changes occur. The bedding types vary from thin (1–3 cm) laminated limestone alternating with mm-thin marl bands, to thicker bedded (5–20 cm) massive limestone alternating with marlbeds of c. the same thickness. In places the marl is missing and the beds are then defined by dissolution and non-deposition surfaces. The bedding may further vary from fine bedded nodular dark limestone with small druses, and flint and dolomite concretions alternating with thin marl bands, to more massive (1–3 cm) nodular limestone. The rock is at certain horizons very fossiliferous with reference to bodyfossils, particularly echinoderms and brachiopodes, as well as tracefossils e. g. *Thalassinoides*.

The Gutensteiner Kalk reaches a maximum thickness of c. 400 m, but this unit is cut by several thrusts, so the true stratigraphical thickness is expected to be much less.

Reiflinger Kalk

The lithology of the Reiflinger Kalk is largely similar to the upper part of the Gutensteiner Kalk. It is a nodular, dark, partly bituminous limestone with chert nodules in the lower part.

From a mapping point of view the boundary between Gutensteiner and Reiflinger Kalk is defined as the first occurrence of large chert nodules. A stratigraphical more correct boundary should presumably have been defined lower in the Gutensteiner Kalk sequence.

The chert rich layers locally alternate with marly crinoid and brachiopod limestone. This facies is followed by fine bedded, nodular limestone having varying darker and paler bedding and lacking chert nodules. 20–30 m above the first chert nodules, greenish, marly laminae between beds have been observed.

Wettersteinkalk

This rock unit varies from an unfossiliferous micritic limestone over an algae-bearing packstone to a coral grainstone. Since different facies occur in each area, a more detailed description will be given by each in the individual areal descriptions.

Wettersteindolomit

This unit is entirely uniform and consists of a massive, white to pale grey dolomite having a characteristic sugary appearance. Locally dark impurities (clay?) occur in small fractures. The unit has no bedding except for the lowermost 5–6 m on the boundary to the Reiflinger Kalk.

Hauptdolomit

A major part of the mapped area is covered by a thick dolomite unit. A total thickness of at least 600 m has been observed at some places. Because of thrusting and locally intense mesoscale folding within the unit, the stratigraphic thickness is likely to be less. The colour of the rocks is mainly pale brown to grey, but darker beds also occur. The dolomite rocks are often well bedded with individual beds ranging from c. 10 cm to 2 m in thickness. Stylolites occur both within single beds and along bedding boundaries. In some places individual beds may show lateral outwedging. Sedimentary structures within the beds are mostly lacking, probably caused by the dolomitization of the unit. At some outcrops well preserved sedimentary structures are observed. Sometimes the bedding types seem to alter in a cyclic manner. Each cycle starts with a 10–30 cm thick, erosive, greenish conglomeratic bed with intraclasts and shell fragments. The conglomeratic bed is often succeeded by a 1–4 m thick sequence of pale to dark grey vuggy dolomudstones containing shell fragments. Thereafter follows a 1–3 m thick sequence of algal laminated birds-eye dolomite. Sometimes small erosive channels containing intraclasts fillings cut the lamination. The colour is mainly pale grey to white, but dark grey (organic rich?) laminae occur. A 1–3 cm thick greenish clay horizon terminates each cycle. We propose that this cyclic behaviour of bedding types could represent a dolomitic version of Lofer cycles (FISHER, 1964). In many outcrops only two of the above mentioned bedding types are present, namely the massive dolomudstone and the algal laminated birds-eye dolomite.

At the upper levels of the dolomite unit intercalations of pale grey limestone beds and limestone nodules in the dolomite tend to become frequent.

Rocks of this unit may show intense fracturing and any bedding is impossible to recognize.

In agreement with earlier mapping in this area the dolomite unit is correlated with the Hauptdolomit.

Plattenkalk

The Plattenkalk unit consists of pale greyish brown to nearly white limestone beds alternating with dolomite beds. The latter vary from massive speckled beds to finely irregular laminated beds. As in the upper part of the Hauptdolomit thin irregular layers of clay randomly

occur in the sequence. They are believed to terminate Lofers cycles being soil horizons. The transition from almost pure dolomite to nearly pure limestone within the Plattenkalk is gradual. The boundary to the Hauptdolomit has arbitrarily been chosen where the occurrence of laterally persistent limestone beds constitute more than c. 50 percent of the rock (in a vertical scale).

Fossils are abundant, especially Megalodonts in varying sizes are commonly observed.

In general the Plattenkalk outcrops in synclines on the ridges. However, in some areas the Plattenkalk is emplaced along steep thrustfaults.

Flysch

An association of clastic sediments has been observed in the north eastern part of the mapped area. The unit consists of rapidly changing lithologies of mainly pale grey marls and sandstones with minor layers of shales and clays. The sandstones are often lime and mica bearing; the weathering colours are typically in grey to brown and reddish brown shades.

During the mapping the flysch association has been treated as a single mapping unit. This flysch unit is of Cretaceous age and outlines the Grünau Halbfenster.

Oberalmer Schichten / Schrambachschichten

The unit consists of brecciated massive pale grey to greenish grey and reddish brown micritic limestones. Thin sections of the rocks contain large numbers of Calpionellids. One species has been identified as a *Calpionella alpina*. In agreement with the earlier mapping in this area, and on basis of the observed Calpionellids, these limestones are correlated with the Oberalmer Schichten/Schrambachschichten of upper Jurassic to lower Cretaceous age. Rocks belonging to this unit have been observed in a single road exposure on the Falkenmauer ridge in the north eastern part of the mapped area.

Quaternary

In the Quaternary cover the following deposits have been distinguished: Alluvium, moraine, gehängeschutt, hangbreckzie, bergsturz and landslide.

Alluvium

Deposits of this unit cover the floor of the main valleys in the area, the Almtal and the valleys of Grünaubach and Schindlbach. The alluvium is often bordered by river terraces. The deposits are mainly coarse grained fluvial gravels with clasts almost entirely derived from the local limestone units.

Moraine

Occurrences of moraines are mostly restricted to gentle slopes leading down to the valleys. The moraines are mostly coarse grained with only a little content of fine clastic material. Like the alluvium, the moraine contains mostly limestone clasts.

Gehängeschutt

Deposits of this unit are observed on the slopes of the hills and in minor gullies in the whole area. The deposits are composed of coarse grained gravels, individual clasts are very angular. The lithologies of these clasts correspond very closely to the lithologies of nearby underlying bedrock in almost all cases. The fractured Hauptdolomit rocks are easily weathered out, the gehängeschutt deposits are therefore very frequent in areas of this bedrock unit. The gravels contain very

little fine grained matrix. Because of the similarities in lithology it can be difficult to distinguish between deposits of this unit and the moraines. It is assumed that boundaries between the two units can be transitional.

Hangbreckzie

The hangbreckzie is distinguished from the gehängeschutt by the calcite cementation of the hangbreckzie. The occurrence of the hangbreckzie is similar to the gehängeschutt. Transitional deposit types to gehängeschutt have been observed at several places.

Bergsturz

Deposits of this unit have been observed beneath steep slopes. Individual rock fragments are often very large (m size). These deposits also show transitional deposit types to the gehängeschutt unit.

Landslide

Landslides have been recorded only from areas where rocks of the flysch unit are present in the bedrock.

Structural relationships

Fracturing and minor faulting and thrusting of limestone- and dolomite rocks are important components of the deformation pattern. Brittle deformation tends to be more frequent in dolomite rocks than in limestone rocks, probably due to a greater competence of the dolomites. This is clearly demonstrated at fault/thrust controlled boundaries between e. g. the Hauptdolomit and the Gutensteiner/Reiflinger Kalk units. Close to these boundaries intense cataclasis of the rocks of the Hauptdolomit is seen, whereas the primary beddingplanes of rocks of the Gutensteiner/Reiflinger Kalk units are preserved intact. In some places minor thrusting without cataclasis is seen within the Hauptdolomit unit, but only in connection with thin clay beds acting as décollement planes.

Complete dolomitization is often observed in rocks bordering thrust/fault planes within pure limestone units. It may be assumed that cataclasis along shear-zones favours permeation of Mg-rich brines, thus giving rise to a late dolomitization of the limestone rocks.

The general orientation of folds of the mesoscopic scale is given by a roughly east-west trend of foldaxes, plunges are gently towards both east and west, generally less than 15°. Mostly the folds are of the flexural slip type. Wavelengths vary from decimeter size to tens of metres, much depending on the local average thickness. E. g. finely bedded rocks of the Gutensteiner Kalk unit often show intense small scale folding (dm size), whereas the smallest fold wavelengths seen in Hauptdolomit rocks are about 2 to 5 m.

Interference with a more weakly pronounced north-south trend of foldaxes is seen in some places. In still other places no obvious trend of axes is seen at all. The folds are often asymmetrical showing northern vergence, which is in agreement with a general northerly direction of tectonic transport.

Hauergraben – Zwieseleck (SÖLLING)

The area is located west of Almtal, south of Hauergraben – Linaubach and north of Kleiner Karbach – Gasslkogel. The stratigraphic units recognized in this area are the Gutensteiner Kalk (tmg), the Reiflinger Kalk (tmr), the Wettersteinkalk (twk), the Hauptdolomit (td) and the Plattenkalk (tdk). Furthermore the Jurassic

Tressensteinkalk (itr) and the Cretaceous Gosau Sandstein (krs) outcrop to the west.

Topographically the area is dominated by east–west striking ridges and valleys although this pattern is less obvious to the west where the Wasserkogel – Schnellerplan ridge strikes north–south.

The Hauptdolomit represents more than fifty percent of the bedrock within the mapped area. Primary sedimentary structures, including lamination and birds eye structures, are only locally preserved, and the Hauptdolomit appears mostly massive with a pale yellowish colour, though it might be white and sugary. The latter is observed in the Vorderer Rinnbach Valley, where bedding is completely lacking. In Vorderer Rinnbach Valley and further south the stratigraphically highest part of the Hauptdolomit is present. This is recognized by intercalations of limestone beds and marly layers which increase in number upwards until the Plattenkalk takes over. North of Vorderer Rinnbach pure dolomite makes up the Hauptdolomit, probably representing a lower stratigraphic level.

To the north the lowermost stratigraphic units, the Gutensteiner Kalk, the Reiflinger Kalk and the Wettersteinkalk have been thrust on top of the Hauptdolomit at Zwillingskogel. The Gutensteiner Kalk and the Reiflinger Kalk have been mapped as one unit owing to the poor quality of outcropping. Lowermost in the sequence the rock is dark, commonly bituminous and with thin well defined bedding.

The Reiflinger Kalk is recognized in the upper part of the sequence by nodules of chert and dolomite in a dark limestone becoming paler upwards.

Near Grünau a variant of the Reiflinger Kalk, the Raminger Kalk, has been observed. It is characterized by bands of chert in a pale dolomitic limestone, but as it is only observed once, it has been included in the lower part of the Wettersteinkalk exposed at Wiesleithen.

The combined sequence of Gutensteiner Kalk and Reiflinger Kalk reaches a total of 550 metres in thickness to the east of Zwillingskogel but tectonics are likely to be responsible for some repetition within the sequence.

Ammonites (*Balatonites* c. f. *balatonicus* MOJS.) have been reported (E. GASCHE, 1938 in A. TOLLMANN, 1976, p. 79) in Hauergraben to the north dating the lower part of the sequence, the Gutensteiner Kalk, to Middle Anisian.

The Wettersteinkalk makes up the top of Zwillingskogel and can be traced along the ridge to Hochkogel in the west. It is mostly a massive pale rock but poorly defined bedding occurs. Crinoids have been observed north of Gsolberg but mostly the limestone is unfossiliferous.

To the south the Plattenkalk outcrops as synclines on top of the Mangstlberg – Kiesenberg and Zwieseleck – Gasskogel ridges. A stratigraphic sequence of more than 500 meters of Plattenkalk is measured at Tennalm with no sign of repetition. The limestone is well bedded with a greyish colour and contains numerous fossils including small megalodonts. A slightly different limestone, rich in giant megalodonts, is present in the bottom of the Vorderer Rinnbach Valley. Omission surfaces are here revealed by a red or green colouring. This unit is bounded by faults to the north and south and dips gently (7–8°) to the east. The southern syncline at Schnellerplan outcrops with an axis dipping

of 20–30° to the west, while the northern syncline at Mangstlberg is subhorizontal to gently eastdipping.

To the west of Wasserkogel a major fault parallel to the Traunsee cross cuts the area and much younger rock units are exposed to the west.

To the north, just west of Hochkogel, Hauptdolomit is in contact with Cretaceous Gosau Sandstein. Though poorly exposed it is readily recognized being an arenaceous dark bluish limestone weathering out reddish. It can be traced to the mapsheet to the west covering the Traunsee area. To the south this Cretaceous unit is bounded by a pale massive limestone. It is brecciated eliminating any former bedding. On the map sheet to the west covering the Traunsee area the Gosau is bounded to the south by the Jurassic Tressensteinkalk indicating that this is also the case here.

Structural description

The area is dissected by faults/thrustfaults dividing the area into four tectonic units.

At Zwillingskogel the most prominent structural feature, a major thrustfault has brought Lower Triassic rock units on top of Middle Triassic Hauptdolomit. The thrustfault runs along the Zwillingskogel – Hochkogel ridge and has a dipping of c. 60° to the north. Going west the thrustfault cuts up through the stratigraphic sequence, Gutensteiner Kalk, Reiflinger Kalk and Wettersteinkalk only leaving Wettersteinkalk at Wandkogel and Hochkogel. The thrustplane flattens northward and describes a gentle syncline.

The underlying tectonic unit is made up of Hauptdolomit and Plattenkalk. It is further cross cut by minor faults. They are steeply southdipping and have a general east – west strike. This pattern is disturbed to the west close to the second major fault striking north – south. Here the minor faults are deflected to the south. Within the Vorderer Rinnbach Valley secondary dolomitization along faults causes bedding to be only locally preserved. Between the faults the rocks are mostly gently folded except to the north where a fault brings the bedding in an almost upright position.

West of the second major fault running from Hochkogel to Gasskogel the third tectonic unit is exposed. Faults within this unit are deflected to the north close to the major fault.

To the east Hauptdolomit rests, discordantly, in a steep angle on Wettersteinkalk and reveals the third major fault. This fault can be traced across the Almtal and connected with a fault formerly named the Teichl-(Schwereck)Störung. To the northwest it disappears below the thrustfault at Zwillingskogel.

Tectonic summary

A major thrustfault at Zwillingskogel brings lower Triassic rocks on top of middle Triassic Hauptdolomit. The thrustfault cuts off the Teichl-Störung to the east and a north–south striking fault to the west. This dates the thrustfault as the tectonically youngest feature. The fault to the west deflects minor faults east and west of the fault bringing post Triassic rocks in contact with Triassic rocks.

Kasberg (KRÜGER)

To the west the Kasberg area is limited by Almtal and towards the south by Straneggbach over Ringhütte to Steyrling, which together with the border of the map de-

limits the area to the east. The northern boundary against the Geißstein – Schindlbach – Brenntbach area is drawn along the Hochstein high over the north side of the Kasberg-plateau to Wasenbach. Six mapping units have been recognized in this area: Plattenkalk (tdk), Hauptdolomit (td), Wettersteindolomit (twd), Wettersteinkalk (twk), Reiflinger Kalk (tmr) and Gutensteiner Kalk (tmg).

Tectonics has caused a somewhat inverted stratigraphical succession though a normal sedimentological succession is present within each tectonic unit. Upper Triassic Hauptdolomit and Plattenkalk is overlain by Middle Triassic Gutensteiner Kalk – Reiflinger Kalk – Wettersteindolomit and Wettersteinkalk.

The Hauptdolomit occurs along the west side of Kasberg from Wasenbach in the north to the western end of Meisenberg in the south. In this area the Hauptdolomit has a thickness of up to c. 500–550 m, which is not necessarily the true stratigraphic thickness owing to thrusting.

On the Kasbergalmstraße, from 699–950 m a. s., the Hauptdolomit is uniform and contains few or no sedimentological structures.

Above 950 m, greenish marly layers begin to occur between the dolomite beds. A little further upward a dolomitic version of Lofer cycles is developed. This cyclicity continues for c. 50 m, and varies in degree of development. From 1020 m, darker dolomite with limestone intercalations occurs, and locally still containing greenish-layers.

At 1070 m black, bituminous marly dolomite, the so-called Seefelder facies, occurs in isolated (5–10 m) lenses, and a major lens of Gutensteiner Kalk is present.

In the uppermost part of the Hauptdolomit the bedding planes are diffuse and the number of limestone beds increases. A pure limestone that could be called Plattenkalk is not developed. The only area where Plattenkalk has been observed as a bedded, pale limestone is in the NE part of Wallibach between 1150–1200 m.

The Gutensteiner Kalk/Reiflinger Kalk beds are the most widely distributed rock units in the area. They occur on the Kasberg plateau above c. 1200 m and continuing over Schwalbenbauer to Jausenkogel in the north-east and along the southern part of Kasberg from the crest of Meisenberg over Rabenstein to Zösenbach in the east. The best exposures are seen on the Kasbergalmstraße above 1130 m. From 1130 m to c. 1350 m the rock is well bedded with distinct, thin (1–20 cm) parallel beds. Apart from a single gastropod in the lowermost part no fossils have been observed. At 1360 m the first crinoid layers start to occur and a little above the beds become nodular and irregular.

This facies continues to 1440 m where the crinoid beds reappear but in a more thickly bedded version. Above these beds follows nodular, highly bioturbated limestone (presumably “Wurstl-Kalk”). These beds grade up – with minor Brachiopodcoquina intercalations – into paler, nodular, poorly fossiliferous limestone containing slump structures. The sequence is terminated partly by a bank like thick bedded (0.5–2 m), pale limestone, and partly by a chert rich, nodular limestone. This determines the Gutensteiner Kalk/Reiflinger Kalk boundary.

The chert rich layers alternate with marly, well bedded, fossiliferous layers containing 2–3 species of crinoids and at least 6–7 species of brachiopods (one

has been determined to be a *Tetractinella trigonella*, SCHLOTH). Furthermore a single, well preserved conodont has been found and identified as *Gondolella foliata inclinata* (KOVACS), giving a late Ladinian to early Carnian age (KOVACS, 1983).

At Benn Nock and north to the boundary to the Hauptdolomit, the Gutensteiner Kalk and Reiflinger Kalk is dolomitic. The rocks are still slightly bituminous with primary lamination and bedding.

The boundary between Reiflinger Kalk and Wettersteindolomit is either a sharp contact or a gradual transition from bedded, nodular Gutensteiner Kalk/Reiflinger Kalk to well bedded, reddish and greenish mottled, sugary dolomite which within 5–6 m, becomes a massive sugary white dolomite.

Wettersteindolomit occurs in the eastern and south-eastern part of the area i.e. in the south from Hundskogel, Brunnkogel over Zösenbach to Hochkogel and with a northern limit in the Katzengraben. No bedding has been observed and apart from some minor bodies of Wettersteinkalk above the Wettersteindolomit on Hochkogel. No upper boundary has been mapped, so the thickness is impossible to obtain, but on Hundskogel there is at least 500 m of dolomite.

On the Hochkogel ridge at least two separate Wettersteinkalk units occur, of which the contacts with the underlying dolomite are irregular. It seems that much of the dolomitization has occurred along faults cutting into the limestone.

The Wettersteinkalk on the Hochkogel peak consists mostly of oncolites, crinoid and coral fragments, sphinctozoans etc. with a matrix of micrite, while the western unit is composed entirely of corals in or very close to life position. The matrix here is partly micrite and partly sparite.

Along the north side of Straneggbach at Seeleiten Wettersteinkalk is developed as a monotonous, pale limestone with no or very faint irregular bedding. The rock is poor in fossils except at one location where the rock was found to be a grainstone composed entirely of crinoid fragments.

At G. Ödsee, further to the south, the limestone (found only as loose blocks) is composed of orientated intraclasts resembling a turbiditic flow. Generally the boundary to Wettersteindolomit is somewhat arbitrary since the transition Wettersteinkalk/Wettersteindolomit is gradual over 20 m and because minor dolomitized bodies occur within the limestone.

Structural description

A general south-east dip of the bedding in the area implies that the lower tectonic units outcrop to the west while the highest units occur to the east.

The most striking structural feature of the area is the thrust that brings the Middle Triassic Gutensteiner Kalk/Reiflinger Kalk and Wettersteindolomit to overlie the Upper Triassic Hauptdolomit.

The thrust itself can be followed along the west side of Kasberg. It rises from Straneggbach where it either runs parallel to the Hauptdolomit bedding or cuts the bedding at a very low angle. The thrust plane (outlined by the Hauptdolomite – Gutensteiner Kalk boundary) flattens over Wallibach and dips gently northward creating a flat anticlinal structure having a fold axis orientated c. 100°/10–20°. Along Kasberg the thrustzone seemingly runs parallel to the bedding unit – over Wasenbach – it apparently cuts up through the

Hauptdolomit, creating a relative steeply southward dipping slope.

The thrust plane should more correctly be considered as a broad irregular zone which on the Kasbergalmstraße starts at c. 1070 m with highly disturbed Hauptdolomit bedding followed by an inclined Gutensteiner Kalk lens (across c. 15–20 m).

Above this, a disturbed Hauptdolomit sequence occurs, which is somewhat different from the underlying Hauptdolomit having a pronouncedly higher content of pale limestone beds. Since the sedimentological succession has not been observed as being complete it is likely that the upper parts of the Hauptdolomit have been tectonically displaced. At 1130 m the transition from Hauptdolomit to Gutensteiner Kalk is very sharp, containing only a thin (few cm) crushed zone.

Within the Hauptdolomit itself there are signs of minor thrusts/movements, e. g. Wallibach 720 m, where the bedding is highly folded in an otherwise undisturbed sequence. A further mapping of these zones has not been possible.

The hanging wall rock units consist of a stratigraphically correct succession of Gutensteiner, Reiflinger Kalk, Wettersteindolomit and -kalk. The lowermost 80–90 m of Gutensteiner Kalk is intensely folded and cut by several minor thrusts. This implies that the thrust zone has affected c. 150–200 m of Hauptdolomit and Gutensteiner Kalk rocks.

Within the Gutensteiner Kalk, folds and crushed zones indicate thrusting. This is the case along the southern margin of the Kasberg plateau, where the bedding is highly disturbed. Crushed zones have been observed between the Kasberg peak and Schwalbenmauer, and further southward along Rabenstein. These disturbed zones all occur in the upper part of Gutensteiner Kalk/Reiflinger Kalk which, together with differences in Reiflinger Kalk levels, indicate one or maybe several minor thrust planes within the upper part of Gutensteiner Kalk.

The great thickness of the Gutensteiner Kalk, especially, could partly be explained by a stacking of low angle thrust lenses internally within Gutensteiner Kalk. Alternating thicknesses going from west to east could be explained by irregularities in the bounding thrust-plane.

The boundary between Gutensteiner Kalk/Reiflinger Kalk and Wettersteindolomit is somewhat dubious, although the rocks lie stratigraphically correct.

Two features favour the explanation that Wettersteindolomit has been tectonically displaced upon Gutensteiner Kalk/Reiflinger Kalk in this area.

The first observation is that Wettersteindolomit is cutting the chert nodule (Gutensteiner Kalk/Reiflinger Kalk boundary) horizon on the north and west sides of Langscheidalm where the dolomite is in direct contact with Gutensteiner Kalk.

The second feature is that, according to observations during this fieldwork and the 1913-map of GEYER, Wettersteindolomit rests directly on Hauptdolomit west of Almtal opposite Stranneggbach. This implies that a major thrust directly underlies Wettersteindolomit. It is most likely that this feature may continue east of Almtal, and it is reasonable to assume that the Wettersteindolomit here likewise has been tectonically placed upon the Gutensteiner Kalk/Reiflinger Kalk.

The thrust, underlying Wettersteindolomit west of Almtal, is the one that cuts Gutensteiner Kalk/Reiflinger

Kalk and further has minor later thrusts carrying lenses of Gutensteiner Kalk/Reiflinger Kalk into Wettersteinkalk.

The lens of Gutensteiner Kalk/Reiflinger Kalk in Wettersteindolomit in Zösenbach (600 m) and Langscheidalm (700–800 m) is surrounded by three thrusts. One on either side which have to join and cut through the Wettersteindolomit from Zösenbach over Hochkogel down to Katzensgraben. The Gutensteiner Kalk/Reiflinger Kalk lens is cut by a third thrust at a high angle in Zösenbach by the unit that covers Brunnkogel – Hundskogel.

Tectonic summary

Summarizing this interpretation, the area consists of three major tectonic units: The lowermost Hauptdolomit/Plattenkalk unit separated by a thrust to the Gutensteiner Kalk/Reiflinger Kalk unit, that in its turn is separated by another thrust carrying the Wettersteindolomit/-kalk unit as the uppermost unit. All three units are cut internally by minor thrusts. This is best visualized within the Wettersteindolomit unit where obvious different lithologies are involved.

Geißstein – Schindlbach – Brenntbach (JØRGENSEN)

The area is located south of Grünaubach – Stoßbach – Schwarzenbach, east of Almtal and north of the Wasenbach – Hochstein line. The mapping units in the area are the Gutensteiner Kalk (tmg), Reiflinger Kalk (tmr), Wettersteinkalk (twk), Hauptdolomit (td), Plattenkalk (tdk), Oberalmer Schichten/Schrambachschichten (io/kn), Cretaceous flysch (fy), Helvetikum? (he) and Quaternary. The distribution of the pre-Quaternary rock units in the area are governed by a number of south dipping thrust faults striking c. WNW–ESE, separating the area into four major tectonic units.

The northernmost main unit (the lowest structural level) is bordered to the south by a major southdipping (45° subvertical) thrustplane striking ESE from Langau to Jhtt. Keferreuth. Towards the western part of the area a continuation is expected of this thrust fault situated along Grünaubach (this assumption is based upon field data obtained by O. GRAVERSEN). The main unit can be subdivided into three minor thrust sheets, all southdipping. A succession of Wettersteinkalk – Hauptdolomit – Oberalmer Schichten/Schrambachschichten is overthrust by a Hauptdolomit unit (maybe Wettersteinkalk at the base?) along the Falkenmauer ridge. Both thrust sheets are again overthrust by a Wettersteinkalk unit along Stoßbach – Schwarzenbach. Rocks of the Wettersteinkalk unit from the lower thrust sheet are mostly poorly bedded pale grey limestones, but wellbedded sections are observed at several localities. Here algal laminated beds seem to alter with massive grainstone beds in a rhythmic manner. Erosive channels with algal laminated intraclast fillings are also observed in these sections. The massive grainstone beds contain large numbers of Dasycladacean algae. Some horizons consist entirely of Dasycladacean alga fragments. On basis of the erosive channels it is assumed that the rock unit is lying in an upright stratigraphic position (this assumption is supported by evidence from thin sections).

The following Hauptdolomit unit consists of fairly wellbedded massive pale to brownish grey dolomite rocks. Folding and intense fracturing are often seen in

this unit. Towards the boundary to the underlying Wettersteinkalk unit the dolomite rocks show shearing and cataclasis. The Oberalmer Schichten/Schrambachschichten unit have only been recorded from the westernmost part of the Falkenmauer ridge. The rocks are exposed in a few hundred meters broad zone in the thrust zone that separates the two Hauptdolomit units. The following Hauptdolomit unit above the thrustplane is composed of fractured pale grey poorly bedded dolomitic rocks. Rocks of this unit are only exposed in the north easternmost part of the mapped area.

Above the thrust plane of the Stoßbach – Schwarzenbach thrust fault follows a succession of poorly bedded pale grey to grey limestone rocks that are correlated with the Wettersteinkalk unit. Weathered rocks of this unit often show a characteristic spotted surface pattern. Thin sections of the rocks reveal what could be interpreted as completely recrystallized Dasycladacean alga. The rock unit becomes wider in the easternmost part of the area.

South of the previously described Wettersteinkalk unit follows the second major tectonic unit; to the south bordered by a steep (70° subvertical) dipping thrust fault extending in a east southeasterly direction from Obere Höll to Wasserböden. This thrust fault is also known as the Teichl (Schwerek) Fault (A. TOLLMANN, 1976). The main unit can be subdivided into several minor steeply dipping thrust sheets (laterally not very persistent) composed of rocks of the Gutensteiner Kalk unit, the Reiflinger Kalk unit, the Hauptdolomit unit, the flysch unit and possibly the Helvetic unit. The main unit wedges out towards ESE. The structural relationships within this unit are likely to be more complicated than it appears from the geological map. Bedrock units are not well exposed and it is difficult at individual exposures in the field to distinguish rocks of the Gutensteiner Kalk unit and the Reiflinger Kalk unit.

Rocks of the second unit are partly overthrust by rocks of the Gutensteiner/Reiflinger Kalk units belonging to the fourth main unit (the Kasberg sheet). These overthrust rocks are lying as klippen in a zone extending from Zwillingskogel along Zuckerhut, Dachskopf and Kieshütte to Geißstein. The rocks of the klippen zone do not seem to differ lithologically from the rocks of Gutensteiner/Reiflinger Kalk units of the second main unit, so only the structure makes a differentiation of the rocks of the two tectonic units possible. The lithologies are almost similar to the ones described from Kasberg Almstraße. Although in the western part of the klippen zone rocks of the Gutensteiner Kalk unit tend to become more thick bedded and less bituminous. This could mark a transitional facies to the Annaberger Kalk unit (A. TOLLMANN, 1966). Unidentified brachiopods and crinoids have been observed in the Gutensteiner Kalk unit at a few localities in the klippen zone. Due to intense weathering and erosion, the flysch sequences of the second main unit are very badly exposed and structural and stratigraphic observations are scarce.

The fine grained clastic rocks within the flysch unit favour the landslidings observed at many places in the flysch areas. Measurements of beddingplanes mostly show very random orientations, thus indicating a "floating" behaviour of the flysch rocks. Tectonic lenses of metamorphic rocks (garnet mica schists) (Helvetikum?) outcrop at two localities near Dachskopf within the

flysch zone, indicating a profound thrusting within this second main unit.

South of the Teichl (Schwerek) Fault follows the third major tectonic unit, bordered to the south by a flatlying thrust (SSE dipping in the easternmost parts of the area), known as the Kasberg thrust (A. TOLLMANN, 1976), extending from Wasenbach along Schwalbenmauer, Turmmauer to Steyrling on the neighbouring mapsheet. The unit consists of rocks of the Hauptdolomit and Plattenkalk units. The Plattenkalk unit outlines the internal structures of the whole main unit, the Plattenkalk unit being in stratigraphic contact to the Hauptdolomit unit. Strata are relatively flatlying in a stratigraphic upright position. Mesoscale folding, faulting and thrusting of the rocks are frequent, particularly close to the Teichl (Schwerek) Fault. A major south dipping thrust fault has been discovered in the north western part of the main unit where it runs parallel with the Teichl (Schwerek) Fault. A repetition of the Plattenkalk unit in this area outlines the thrust fault. A 200–300 m broad east–west striking zone of almost white brecciated dolomite rocks have been observed at Farrenauhütte. The zone seems to be steeply south dipping and cuts of the Plattenkalk unit to the north. I believe that the zone is a fault zone and that late dolomitization took place in the rocks of this zone. The Plattenkalk unit wedges out towards the eastern part of the area, and east of Jausenkogel the unit is cut off by the Kasberg thrust. In general the observed thickness of the unit is less than 80 m, but at Hochberg the thickness is c. 200 m. This difference in thickness could be explained by facies variations, but internal thrusting and folding in rocks of the Hochberg area indicate that tectonics are responsible for most of the increase of thickness. Fossils are rare in rocks of the Hauptdolomit unit, unidentified shellfragments have been observed at a few localities. Fossiliferous beds are numerous in Plattenkalk beds from where foraminiferas, gastropods and bivalves have been identified.

The southernmost part of the mapped area is occupied by the fourth major tectonic unit (the highest structural level), consisting of rocks of the Gutensteiner/Reiflinger Kalk units overthrust on rocks of the third main unit. Intense mesoscale folding and thrusting have occurred in rocks close to the thrust plane (the Kasberg thrust). In the northeastern part of the thrust sheet (south of Farrenauhütte) deformation is accompanied by a major dolomitization of the limestone rocks. Structural and petrographic observations within rocks of the klippen zone (previously described from the second main unit) support the assumption that these rocks structurally belong to this thrust sheet (the fourth main unit).

Tectonic summary

More than ten individual thrust sheets can be classed with four major tectonic units (unit 1 to 4).

The lowest structural level is represented by the northernmost tectonic unit (unit 1), composed of steep south dipping Wettersteinkalk and Hauptdolomit units. To the south along the Grünaubach – Geißstein line, unit 1 is overthrust by steep SSE-dipping rock units of flysch, Helvetikum and Gutensteiner/Reiflinger Kalk (unit 2, the Grünau Halbfenster). The most profound thrusting of the whole area is seen in this unit. Along the steep SSE-dipping Teichl (Schwerek) Fault, unit 2 is overthrust by unit 3, composed of flatlying

Hauptdolomit and Plattenkalk rock units. In the southernmost part of the area along the subhorizontal Kasberg thrust, rock units of Gutensteiner- and Reiflinger Kalk (unit 4, the Kasberg sheet) are overthrust on unit 3. Klippen derived from unit 4 are now resting on top of parts of unit 1 and unit 2, in a zone extending from Zuckerhut to Geißstein.

Distribution of rock units in the whole area reveals the presence of a complicated imbricate SSE-dipping thrust system, with indications of a duplex-like thrust system.

Tissenbach – Hochsalm (GRAVERSEN)

The geology of the northeastern borderzone of the Kalkalpen in the Grünau area reflects the structural position north of the Grünau Halbfenster. The bedrock is mainly made up of the Hauptdolomit unit and a number of limestone units that outline the structure. The mapping is, however, complicated by the discontinuous character of the outcropping mapping units that make it difficult to establish a general stratigraphy.

The structure of the area is outlined by a NW–SE strike with layers dipping 40–60° to the southwest. The general variation also includes southdipping and steeply westward dipping strata, and in a few areas northdipping strata are seen in connection with major thrusting. Minor thrusting is a general feature especially in the Hauptdolomit, while mesoscale folds are only very seldom observed. The major thrust levels are marked by crushing and shearing and the main outline must be the result of a number of disintegrated thrust sheets. The correlation and identification of the stratigraphic position of the individual limestone units have not yet been satisfactorily established.

A white compact limestone outcropping above the Hauptdolomit has been established as a continuous marker unit in the southwestern part of the area, where it has been followed from Janslkogel passing Windhagkogel to Gangjodl north of Grünauberg to the WNW. Above the white limestone unit, east of Gangjodl, there follows a layered grey limestone containing brecciated dolomite nodules. In the northern part of Grünauberg, in an overlying thrust unit, a shaly marlstone followed by a homogeneous grey limestone occurs above the nodulous limestone. On this basis it may then be tentatively suggested that the white compact limestone above the Hauptdolomit and the nodule containing limestone may be included in the Plattenkalk and the Gutensteiner Kalk respectively, while the shaly marlstone and the overlying limestone may possibly reach into the uppermost Triassic or lower Jurassic.

Although the mapping is incomplete, it is evident that a complicated imbricate thrust pattern must follow to the north indicated by successive Hauptdolomit/limestone sequences often separated by intensive thrusting. At the northernmost margin of the Kalkalpen, north of Hutkogel, the thrusting is underlined by sheets of flysch being thrust up into the tectonic succession from below.

Reconnaissance in the eastern part of the mapped area has revealed a single outcrop area of the white dolomite on Loskogel resting on the Hauptdolomit or possibly flysch as a tectonic klippe bordering the Grünau halbfenster. Intensive imbricate thrusting can

also be demonstrated east of Engeleck where the flysch, containing blocks of the white dolomite, is outcropping in the 1000–1100 m level compared to the general 500–600 m level of the Grünau Halbfenster to the west.

Blatt 69 Großraming

Bericht 1986 über geologische Aufnahmen in den Kalkalpen auf Blatt 69 Großraming

Von RAINER BRAUNSTINGL (auswärtiger Mitarbeiter)

Das Kartierungsgebiet umfaßte einen etwa 5 km breiten Streifen am Westrand des Kartenblattes. Von der Mollner Linie im N (Roßberg – In den Mösern) reicht das Aufnahmsgebiet bis knapp an das Sengengebirge im Süden heran. Es wird zur Gänze zur hochbajuvarischen Reichraminger Decke gezählt.

Der hier etwa 1000 m mächtige Hauptdolomit dominiert das Kartenbild. Gegen seine Hangendgrenze treten aus dem generell massig ausgebildeten, kleinstückig verwitternden Hauptdolomit zunehmend 1 bis 3 m dicke Bänke hervor. Dazwischen schalten sich etwas geringmächtigere Kalkbänke ein, die gegen das Hangende immer dünnbankiger werden und die Dolomitbänke allmählich in den Hintergrund drängen. Dieses Einsetzen des Dachsteinkalkes ist an folgenden Forststraßen aufgeschlossen: Großer Buchberg, Eiseneck (W der Kruppen Steyrling), sowie Lindeck, Schneeberg und E Scheiblingau (E der Kr. Steyrling). Die Mächtigkeit des Dachsteinkalkes schwankt zwischen 20 m im N (Lindeck) und 50 m im S (Buchberg). Darüber folgen meist Kössener Schichten, die nur selten aufgeschlossen sind, sowie eine Jurakalkentwicklung, deren massige, rote, selten hellbraun Krinoidenspatkalk im S eine Mächtigkeit von 200 m übersteigen. In den nördlichen Juramulden (Lindeck, Großer Buchberg) erreichen sie maximal 50 m Mächtigkeit, wobei allerdings keine stratigraphische Überlagerung gefunden wurde.

Im Vergleich zur Geologischen Spezialkarte 1 : 75.000, Blatt Weyer, konzentrieren sich die Neuerkenntnisse auf 3 Gebiete:

- Mollner Linie (In den Mösern),
- Kleiner Buchberg – Jaidhaus (Krumme Steyrling) und
- Raum Klausgraben – Vorderreuter Stein.

Der Streifen S der Mollner Linie, die „Breitenauschuppe“, ist wesentlich komplizierter gebaut, als bisher angenommen; Reiflinger Kalk in verschiedenen Ausbildungen (massig oder gebankt, mit und ohne Hornsteinknollen), Lunzer Schichten, Opponitzer Schichten (Rauwacken, braune Kalke) und Hauptdolomit sind eng miteinander verschuppt (z.B. beim Gehöft Schraml, Maroldenalm und Rosenegger Alm). Die Gesteine sind vielfach auch intern stark gestört, brekziert und gefaltet. Schöne Falten im Reiflinger Kalk findet man an der Forststraße im Schneegraben, W Kote 815.

Im S schließt steil südfallender Hauptdolomit an. Der Kleine Buchberg (Blattrand W Jaidhaus) besteht nicht aus Hauptdolomit, wie bisher angenommen, sondern hier taucht unter dem Dolomit eine Antiklinale mit Reiflinger Kalk und Opponitzer Schichten empor. Die Achse

fällt unter die quartären Schotter des Tanzbodens nach E ein. Die Fortsetzung dieser „Tanzkogel-Antiklinale“ ist durch zwei winzige Aufschlüsse mit Opponitzer Rauhwacke bei der Moseralm (Kote 640) nachweisbar. Dabei biegt die Achse dieser Antiklinale aus W-E-Richtung nach SE um. Sie streicht weiter über das Mosereck, wo die Tanzkogelantiklinale sehr schön im Hauptdolomit ausgeprägt ist.

Als dritte Neuerung konnte eine Schuppengrenze S des Klausgrabens gefunden werden. Unter dem Hauptdolomit tauchen hier Lunzer Schichten und Opponitzer Kalke auf. Am Vorder- bzw. Hinterreuter Stein ist auch noch Wettersteinkalk angeschnitten. Diese Schuppengrenze könnte auch für den Bergsturz zwischen Vorder- und Hinterreuter Stein mitverantwortlich sein; Abrißnischen und Gleitflächen bei der Schwarzlackenhütte geben davon Zeugnis.

Das Quartär wurde bereits durch VAN HUSEN (1975) detailliert aufgenommen. Lediglich aus dem Weittal (S Jaidhaus) ist eine Besonderheit zu melden: Auf einer Seehöhe von 540 m konnten in einem kleinen Aufschluß neben den üblichen Kalkschottern auch einige exotische Gerölle beobachtet werden. Diese Prasinite und Glimmerschiefer sind vermutlich aus den Zentralalpen herzuleiten.

Bericht 1986 über geologische Aufnahmen in den Kalkalpen (Reichraminger Decke) auf Blatt 69 Großraming

Von KURT DECKER (auswärtiger Mitarbeiter)

Als Grundlage für eine faziell-sedimentologische Detailbearbeitung der neokomen Roßfeldschichten der Reichraminger Decke wurde der westlichste Abschnitt der Ebenforstmulde im Bereich Brunnbach – Anlaufalm – Großer Reitpfadkogel S Großraming kartiert, wobei noch die hier N-S-verlaufenden, der Großstruktur der Weyerer Bögen folgenden Deckengrenzen zu Randecnoman und Frankenfesler Decke im E erfaßt wurden. Die Geologie dieses Gebietes ist durch die komplexe, asymmetrisch gebaute, hier in Annäherung an die Struktur der Weyerer Bögen nach SE einschwenkende Ebenforstmulde geprägt.

Die Schichtfolge des stratigraphisch vollständigeren, durch eine Rückfaltung im Bereich Keixen – Stieglboden – Hochkogel jedoch verkomplizierten Südschenkels dieser Mulde umfaßt Obertrias bis Unterkreide. Die Abfolge beginnt mit Hauptdolomit, Plattenkalk und Kössener Schichten, die durch hornsteinführende Kalke und einen sehr markanten, ca 40 m mächtigen Oolithkalk im Hangenden abgeschlossen werden. Diese Oolithe bilden einen sehr markanten Wandzug, der vom Großen Bach nach E über die Bärenmauer, Stieglboden und, an einer Störung versetzt, bis über den Hochkogel verfolgbar ist. Im Jura folgen wenige Meter mächtige, graue, foraminiferenreiche Hierlatzkalke, 50 bis 70 m Jura-Hornsteinkalk und rote Filament- und Knollenkalke. Der Oberjura umfaßt Oberalmer Schichten mit bis 5 m mächtigen Barmsteinkalkbänken und grüne Crinoidenspatkalke (Mühlbergkalk). Graue und rote Aptychenkalke (Schrambachschichten) mit geringmächtigen Einschaltungen biogen- und hornsteinreicher, allodapischer Kalke leiten die Neokomschichtfolge ein.

Die überlagernden 200–250 m mächtigen Roßfeldschichten, die auch den Muldenkern der Ebenfostsynklinale bilden, setzen über den Aptychenkalken mit bis 15 m mächtigen Basissandsteinen, die weithin verfolgbar sind, und lokal auch mit karbonatischen Brekzien ein. Letztere sind an der Forststraße NE des Hochkogelgipfels ausgezeichnet aufgeschlossen. Aus den überlagernden, ca. 150 m mächtigen, monotonen grauen Mergeln mit einzelnen Sandsteinbänken stammen einige schlecht erhaltene Ammoniten, die Valangin bis unteres Hauterive belegen: *Lytioceras* sp., *Neocomites neocomensis*, *Neolissoceras grasianum*, *Olcostephanus* cf. *sayni* (det. L. KRZYSTYN, Inst. f. Paläont. Univ. Wien). Foraminiferenfaunen mit *Lenticulina ouachensis ouachensis* und *L. ouachensis wisselmanni* weisen auf Hauterive bis Barreme. Den Abschluß der vorgosauischen Schichtfolge bildet die ca. 60 m mächtige Hangendserie mit Sandsteinen, olisthostromartigen matrixgestützten Brekzien und karbonatischen Fein- und Grobbrekzien, letztere mit bis zu 3 m großen Komponenten. Bemerkenswert ist das Auftreten von ophiolithischem Detritus in Form von Chromspinell in den Sandsteinen der Roßfeldschichten, der in den Schwermineralspektren mit Häufigkeiten von bis zu 90 % auftritt. In den nördlichen Synklinalen der Reichraminger Decke (Anzenbach- und Schneebergmulde) stehen den grobklastischen Roßfeldschichten der Ebenfostmulde neokome Mergel und Kalk-Mergel-Rhythmite mit Einschaltungen turbiditischer Sandsteine gegenüber. Grobklastika fehlen hier. Einer grobklastischen proximaleren Fazies im S steht also eine distale nördliche Fazies gegenüber (vgl. Bericht von A. MÜLLER zum selben Kartenblatt). Aus dieser Faziesbeziehung kann auf einen Materialtransport der Klastika des Neokoms von S nach N geschlossen werden.

Der wesentlich stärker tektonisierte Nordschenkel der Ebenfostmulde ist mehrfach durchschert und unterscheidet sich sowohl in seinem tektonischen Baustil wie auch durch seine Schichtfolge vom oben beschriebenen Südflügel. N der Roßfeldschichten des Muldenkerns folgt mit tektonischem Kontakt die Jurarippe der Großen Klause, die in erster Linie von mächtigen roten und weißen Hierlatzkalken, untergeordnet aber auch von oolithischen Kalktypen (?Hochfellnkalk) und Hornsteinkalken aufgebaut wird. In dieser Serie sind häufig geringmächtige Späne von Roßfeldmergeln eingeschuppt. Die Jurakalke sind nordvergent auf Mergel der tieferen Gosau (Weißwasserschichten), die im Fischergraben anstehen, aufgeschuppt. N dieses Gosauspanes folgt eine S bis SSE einfallende Abfolge von Hauptdolomit, geringmächtigem Plattenkalk und Kössener Schichten. Die markanten Oolithkalke des Südschenkels fehlen. Dunkelrote Adneter Kalke, mächtige rote und weiße Hierlatzkalke und Reste stark tektonisierten Hornsteinkalkes bilden die Juraschichtfolge.

Über den gefalteten obertriadischen bis neokomen Serien transgrediert diskordant Gosau. Über zum Teil tief verwittertem Untergrund folgen zunächst karbonatische, ausschließlich Lokalschutt enthaltende Feinbrekzien und -konglomerate. Gute Aufschlüsse in dieser Basisserie finden sich etwa am Wolfskopf S Anlaufalm. NE der Anlaufalm und am Klausriegel ist eine Serie von Karbonatsiltiten, die Übergänge in matrixgestützte und schließlich auch komponentengestützte Feinbrekzien erkennen lassen, aufgeschlossen, die ebenfalls zur Gosaubasis gezählt wurde. Als nächsthöhere Schichtglieder der tieferen Gosau folgen graue Karbonatsandsteine sowie graue Mergel („Inoceramenmergel“) der

Weißwasserschichten, die nur auf Grund ihrer meist reichen Mikrofauna von den grauen Roßfeldmergeln zu unterscheiden sind. Die planktonreichen Foraminiferenfaunen (mit *Globotruncana angusticarinata*, *G. carinata*, *G. concavata*, *G. coronata*, *G. lapparenti*, *G. sigali*, *Neoflabellina delloidea*, *N. gibbera*, *Sigalia deflaensis*) belegen (meist unteres) Santon. Die Schichtfolge der tieferen Gosau endet mit hellen Karbonatareniten und Feinbreccien, die möglicherweise mit den aus der Umgebung von St. Gallen (S Unterlaussa) beschriebenen Spitzenbachschichten vergleichbar sind. Diese Serie ist an einer Forststraße 300 m E vom Gipfel des Großen Reitpfadkogels erschlossen.

Die höhere Gosau (Flyschgosau; Brunnbachschichten) überlagert mit deutlicher Diskordanz sowohl tiefere Gosau als auch vorgosauische Serien. Die Diskordanz über tieferer Gosau ist besonders nördlich des großen Reitpfadkogels und im Bereich der Grabengabelung Reixengraben – Eibeckgraben gut faßbar. Die Brunnbachschichten sind durch das häufige Auftreten von roten Mergeln kartierungsmäßig leicht von tieferen, ausschließlich grauen Mergeln der Roßfeldschichten und Weißwasserschichten zu trennen. Planktonforaminiferen wie *Globotruncana arca*, *G. stuarti*, *Heterohelix globulosa* und *H. lala* weisen auf ein Campan/Maastricht-Alter dieser turbiditischen Serie.

In der vorliegenden Kartierung wurden noch die E des Pleißabaches bzw. des Eibeckgrabens in N–S-Richtung verlaufenden Deckengrenzen zu dem überlagernden Randcenoman und der Frankenfesler Decke erfaßt. Beide Einheiten werden von den Brunnbachschichten der höheren Gosau unterlagert.

Die bunten mergeligen Sedimente des Randcenomans sind nur schwer exakt von Brunnbachschichten der Reichraminger Decke zu trennen. Turbiditische Feinbrekzien und Sandsteine, die typisch für die Flyschgosau sind, fehlen jedoch im Randcenoman weitgehend. Charakteristisch ist hingegen das Auftreten von matrixgestützten Geröllmergeln mit bis zu 0,5 m großen, ausgezeichnet gerundeten Komponenten. Dabei handelt es sich meist um bunte Quarzporphyre und um Quarzite, untergeordnet treten auch Sedimentgesteine (biosparitische Kalke) in Erscheinung.

Im N des Kartierungsgebietes liegt die Frankenfesler Decke mit basalen tektonischen Rauhwacken und Hauptdolomit über dem Randcenoman. Diese Überschiebungslinie wird N des Eibecks durch steilstehende, E–W- bis SW–NE verlaufende Störungen versetzt, an denen auch die Randcenomanschuppe endet, sodaß weiter südlich die Frankenfesler Decke unmittelbar über Flyschgosau und S vom Eibeck auch über tieferer Gosau liegt.

Bericht 1986 über geologische Aufnahmen in der Flyschzone und in den Kalkalpen auf Blatt 69 Großraming

Von HANS EGGER (auswärtiger Mitarbeiter)

Im Jahr 1986 konnte die Kartierung der Rhenodanubischen Flyschzone auf Blatt 69 Großraming weitgehend abgeschlossen werden. Da ein ausführlicher Bericht zu diesem Thema in Vorbereitung ist, wird hier nur in aller Kürze über die Ergebnisse dieser Arbeit referiert.

Das Rhenodanubikum weist einen Schuppenbau auf, dessen Abscherungshorizonte meist im Niveau der Oberen und Obersten Bunten Schiefer liegen. Von N nach S wurden folgende Einheiten auskartiert: Schädlbachschuppe, Höllbachschuppe, Knollerbergschuppe, Spadenbergschuppe und Duftkogelschuppe. Mit Ausnahme der kleinen Duftkogelschuppe konnten diese Einheiten im Streichen über Zehnerkilometer hinweg verfolgt werden. Besonders bemerkenswert ist der Nachweis, daß die Spadenbergschuppe mindestens 3 km weit auf die Knollerbergschuppe aufgeschoben ist und dieser steiler gefalteten Einheit mit einer tektonischen Diskordanz flach auflagert.

Die Schuppenbahnen werden an vertikalen Störungen versetzt. Ein bedeutender ENE–WSW-verlaufender Bruch streicht knapp nördlich des Braschenberges vorbei. An dieser Störungslinie setzt ein Bruchsystem an, welches ungefähr parallel zum Ramingbachtal (NW–SE) streicht. Die gleiche Streichrichtung haben auch die Störungen am Südrand des Rhenodanubikums: gegen die Grestener Klippenzone zu wird das Rhenodanubikum westlich des Ahornleitengrabens an NW–SE-streichenden Brüchen staffelförmig herausgehoben. An einen dieser Brüche ist das kleine Lurbachfenster gebunden, in welchem oberkretazische Buntmergelserie innerhalb des Rhenodanubikums zutage tritt. Die steilstehende Grenzfläche zwischen Rhenodanubikum und Grestener Klippenzone streicht unter das Tiefvajuvarikum (Ternberger Decke) der Nördlichen Kalkalpen hinein, ohne dort einen Versatz zu bewirken.

Im kalkalpinen Anteil von Blatt Großraming fanden Begehungen vor allem im Hochbajuvarikum (Reichraminger Decke) südlich der Enns statt.

Die Schattleitene E von Reichraming wird zum überwiegenden Teil von mittelsteil gegen S einfallendem Hauptdolomit aufgebaut. Auf diesen folgt im Profil, wie am Spitzberg und im Bereich der Habichleralm beobachtet werden konnte, geringmächtiger Plattenkalk, welcher seinerseits von braunem ooidführendem Oberrhätalk überlagert wird. Der Hierlatzkalk tritt meist in Form von rotem, massigem Crinoidenkalk auf. In der Umgebung der Habichleralm setzt dieses Schichtglied mit einer Basisbrekzie ein, in welcher neben Rotkalken auch Oberrhätkalke aufgearbeitet sind. Diese Transgressionsbrekzie wurde weiter westlich im Arbeitsgebiet nicht beobachtet; am Spitzberg wird der hier nur etwa 2 m mächtige Krinoidenkalk von graugrünen Fleckenkalken (Allgäuschichten) überlagert. Wie eine von Hr. ANWAR (Wien) geführte Exkursion ins Gebiet des noch weiter westlich gelegenen Schneeberges zeigte, nimmt die Mächtigkeit der Allgäuschichten in diese Richtung weiter zu. Somit liegt innerhalb des Hochbajuvarikums ein lateraler Faziesübergang im unteren Jura vor, welcher auf eine allmähliche Zunahme der Wassertiefe gegen W hin schließen läßt.

Der Kamm von der Brunntalmauer bis zu Kote 1033 wird von grauen bis braunen, stark kieseligen Kalkbänken gebildet, in welche häufig dichtgepackte Echinodermenspatkalke eingeschaltet sind. Dieses Schichtglied stammt vermutlich aus dem Dogger. Es wird von roten Ruhpoldinger Schichten überlagert, welche im Hangenden in Schrambachschichten übergehen.

Im SSW von Reichraming wurden erste Begehungen im Bereich zwischen dem Höhenzug Hollerkogel – Schreindlmauer und dem Reichramingbach unternommen. Dieses Gebiet wird fast ausschließlich von Haupt-

dolomit aufgebaut. Juravorkommen stehen an der Forststraße E des Gipfels des Mitterberges (Bauerneck), an der Forststraße NNE des Stefflikogels und am Reichramingbach (etwa 300 m S von der Einmündung des Anzenbaches) an. Diese Juravorkommen sind auf einer Linie gemäß dem WNW–ESE-gerichteten Schichtstreichen angeordnet. Der Schichtverband aus Hierlatzkalk, Ruhpoldinger Schichten und Schrambachschichten ist durchwegs stark gestört.

An der Flanke des Mitterberges ist der Hauptdolomit im Süden der Juraschichten auf einer Strecke von mehreren 100 m steilgestellt. Dieser überwiegend saigere Bereich setzt sich gemäß dem vorherrschenden NW–SE-Streichen ins Tal des Großen Weißenbaches und in den Wilden Graben hinein fort. Südwestlich dieses Profilabschnittes fällt der Hauptdolomit mit durchschnittlich etwa 60° gegen NE ein. Der Verlauf des Kammes Schreindlmauer – Mieseck ist ungefähr parallel zum Schichtstreichen ausgerichtet. Am NE-Abfall dieses Kammes deutet eine ausgedehnte Brekzierung und Mylonitisierung des Hauptdolomites auf eine größere Störung hin.

Bericht 1986 über geologische Aufnahmen in den Kalkalpen auf Blatt 69 Großraming

Von ANDREAS M. MÜLLER (auswärtiger Mitarbeiter)

Das aufgenommene Gebiet liegt im Bereich der Weyerer Bögen zwischen Großraming und Reichraming, in der Reichraminger Decke, Nördliche Kalkalpen. Der Hauptanteil des Kartierungsareales wird von dem unmittelbar südlich der Enns gelegenen, generell W–E-streichenden Ostteil der Schneebergmulde eingenommen.

Während die Synklinale an der Westbegrenzung im Raume Dirnbach am Reichramingbach elliptisch-spitz aushebt, wird sie im Osten, am Hieselberg von einem NNE–SSW zu N–E eindrehenden, der Struktur der Weyerer Bögen folgenden Gosaustreifen diskordant abgeschnitten. Auch diese Gosauanteile wurden in die Kartierung einbezogen. Die Begrenzungen des bearbeiteten Gebietes sind demnach im Westen Dirnbach a. Reichramingbach, im Osten Lumpfgraben, im Norden Gebiet Schattleitlen und im Süden Bereich Marbachlergut (ca. 1 km westlich Brunnbach).

Die stratigraphisch älteste Entwicklung, und zugleich den geologischen Rahmen der Schneebergmulde bildet der mächtige Hauptdolomit. Es folgen Plattenkalk, Kössener Schichten, Rote Knollenkalke, Vilser Kalke, Steinmühlenkalk und schließlich die neokomen Kernzonen in Aptychenkalkfazies. Der östlich und südlich der Schneebergsynklinale vorbeiziehende Gosaustreifen wurde in Tiefere Gosau und Flyschgosau (Brunnbachschichten) differenziert.

Der Hauptdolomit stellt das regional mächtigste (ca. 500 m) und weitest verbreitete Schichtglied dar. Es herrschen bebankte Typen, häufig mit Alphenlaminiten vor, während massige Bildungen (z.B. Sandluckengraben in Richtung Atzenbacher Eck) stark zurücktreten. Selten werden die monotonen, charakteristisch bräunlich-grauen bis grau-violetten Gesteine von dunkelgrauen bis bläulich-schwarzen, bituminösen Partien unter-

brochen (Steinbruch Fahrenbergstraße, Jägerbodenstraße). Im Hangenden der Entwicklung vermitteln leicht calzitische Übergangsbereiche zum überlagernden Plattenkalk.

Dieses lithologisch dem Hauptdolomit überaus ähnliche Schichtglied konnte lediglich auf Grund der Kalkgehalte abgetrennt werden. Da sowohl Übergangstypen zum unterlagernden Hauptdolomit als auch zu den überlagernden Kössener Schichten bestehen, ist die Mächtigsangabe von 90–150 m teilweise problematisch. Faziell spiegeln die Gesteine eine Absenkung von intertidalen (? supratidalen) Hauptdolomit zu intertidalen bis subtidalen Bedingungen wider.

Verschiedenste Kalktypen charakterisieren die Kössener Schichten dieses Raumes: hellgraue, unregelmäßig gelagerte, teils massige Kalke mit Korallen, mittelgrau-bräunliche, gebankte Korallenkalke, hellbraune bis leicht rosa Kalke und dichte, gebankte Mudstones. Pelloide, Ooide, Intraklasten, Rindenkörner und Biogene treten oft in sehr wechselnder Zusammensetzung und Anhäufung auf. Vor allem im Südschenkel der Mulde konnten in Hangendposition zu den Kalken auch geringmächtige, dunkle Kössenermergel beobachtet werden. Die Gesamtmächtigkeit beträgt 70–150 m, davon entfallen 10–15 m auf die Mergelentwicklung. Auf Grund von Fossilienfunden können Teilbereiche der Entwicklung der Korallenkalkfazies (Kuss, 1983) zugeordnet werden.

Am Ende der oberen Niglgrabenstraße tritt eine knollig-flaserige Rotkalkentwicklung des Typus Adneter Kalk auf. Durch Lithologie und Fossilfunde (u.a. *Involutina liassica* (JONES)) erhalten die Gesteine Liasbezug. Faziell werden die Bildungen im Stillwasserbereich der flachneritischen Zone beziehungsweise in Schwellenbereichen angesiedelt. Eine lokale Mächtigkeit von 5 bis max. 10 m wurde festgestellt.

Die Liasfleckenkalke (Allgäuschichten) werden durch eine Wechselfolge grauer, gutgebankter Kalke beziehungsweise mergeliger Kalke und feinschichtiger Mergelzwischenlagen repräsentiert. Innerhalb dieser charakteristischen, stark durchwühlten Sedimente treten zum Teil mehrere mächtige, meist gebankte Crinoidenspatkalkkörper beobachtet werden. Die Häufigkeit dieser Einschüttungen ist im betrachteten Bereich überhaupt im Liegendbereich der Allgäuschichten bedeutend größer. Dennoch konnte auch in hangenden Positionen immer wieder das Auftreten spatritischer Entwicklungen konstatiert werden. Die im Nordschenkel der Mulde 100 m und im Südschenkel 180 m mächtige Gesamtentwicklung konnte mit Foraminiferen und Ammoniten ins Oberste Sinemurien eingestuft werden. Faziell ist die Entwicklung im flach- bis tiefneritischen Bereich anzusiedeln; die Crinoidenspatkalkeinschaltungen könnten als Schüttungen aus Schwellenbereichen in angrenzende tiefere Räume interpretiert werden.

Unter dem Begriff „Jurassische Hornsteinkalke“ wurden verschiedenste Kalktypen zusammengefaßt: graue bis bräunliche, gebankte bis knollig-wellige Kalke mit braunen oder schwarzen Hornsteinen, graue bis gelbliche Kalke mit tiefrotem Hornstein, sowie im Bereich Rodelsbach (Jagdhaus) vollständig verkieselte, zum Teil massige Kalke. Die komplexe Entwicklung steht teilweise in unterschiedlicher stratigraphischer Position zu den Vilser Kalken beziehungsweise verzahnt sich mit diesen. Da keine aussagekräftigen Fossilfunde gemacht werden konnten, kann das Alter von Dogger nur vermutet werden. Die Bildungen könnten demnach mit

den „Chiemgauer Schichten“ verglichen werden. Da im bearbeiteten Gebiet keine typische Untermalementwicklung festgestellt werden konnte, könnte die Kieselkalkfazies allerdings auch mehr oder weniger weit in den Malm hinaufreichen.

Innerhalb der Hornsteinkalke, sowie im Südschenkel der Schneebergmulde im Hangenden derselben treten Vilser Kalke auf. Auch hier kann Dogger-Alter der hellen, meist gut gebankten Crinoidenspatkalke lediglich vermutet werden. Die Gesamtmächtigkeit der Hornsteinkalk- und Vilser Entwicklung beträgt 100 bis 300 m, jene der Vilser Kalke 40 bis 90 m (im Nord-schenkel: 90 m).

Unter dem Sammelbegriff „Steinmühlkalk“ wurden rote, meist gut gebankte, seltener knollig-flaserige Kalke mit meist beträchtlichen Kieselgehalte ausgeschieden. Diese 10 bis 30 m mächtige Tiefschwellenkalkfazies konnte zwar nicht direkt durch Fossilien eingestuft werden, nachdem die unmittelbar überlagernden basalen Anteile der Aptychenkalke mit Nannofloren und Calpionellen als Berrias erkannt wurden, ist tithones Alter anzunehmen.

Die Aptychenkalkentwicklung wurde in eine kalkige Liegendserie und eine mergelige Hangendserie gegliedert. Für die gesamte Fazies ist der Begriff „Schrambachschichten“ bezeichnend.

Die Liegendserie besteht aus hellgrauen, muschelig brechenden, mikritischen, meist gut gebankten Kalken. Die häufig bioturbaten Kalke weisen sehr selten auch dunkle Hornsteinlagen und -linsen auf. Ihre Mächtigkeit beträgt 70 bis 1450 m, wobei eine 20–30 m mächtige Übergangszone zu der hangenden Mergelserie vermittelt. Sehr schön ist dieser Übergang im Bereich Spriedlgraben und auf der Forststraße um das Geißhörndl zu verfolgen. Diese als Nannomikrite mikrofazial gut beschriebenen Kalke könnten mit Nannofossilien und Calpionellen ins Berrias eingestuft werden, ein Hinaufreichen bis ins Valangin erscheint möglich. Fazial handelt es sich um eine pelagische Tiefwasserkarbonatfazies.

Kalk-Mergel-Wechselfolgen und Turbiditeinschaltungen in Form siliziklastikführender Kalkarenite bilden die 150–200 m mächtige mergelige Hangendserie. Die Turbidite liegen in distaler Fazies (D1 nach MUTTI & RICCI LUCCHI, 1975) vor. Ihr Auftreten ist auf die Kernzonen der Mulde, d. h. auf die Hangendbereiche der Neokomentwicklung beschränkt. Die in die Kalk-Mergel-Folge eingeschalteten grauen bis graublauen Kalkfeinsandsteinbänke zeigen feine Parallellaminationen und convolute bedding; basale Gradierungen treten nur in seltenen Fällen auf. Im Bereich Scharnreitnergut, sowie am Güterweg Kronsteiner konnte eine pelagische Turbiditfazies in Form radiolarien- und schwammspiculaeführender Biomikrite beobachtet werden.

Schwermineralspektren der Turbidite zeigen durchwegs Chromspinell Dominanz. Vergleiche mit zwei südlicher gelegenen Mulden – der Anzenbach- und Ebenforstmulde – der Reichraminger Decke belegen einen Faziesübergang im Neokom von Tiefwasserkarbonaten im Norden (Schneebergmulde) zu einer mergelreichen, grobklastikführenden Entwicklung der Roßfeldschichten im Süden (Ebenforstmulde). Die Mergelentwicklung setzt bereits in der Anzenbachmulde ein. Aus Ähnlichkeiten des Terrigenmaterials läßt sich auf ein gemeinsames, im Süden gelegenes Liefergebiet schließen. Die Turbiditeinschaltungen in den Aptychenkalken wären demnach als nördliche Ausläufer einer Turbiditfazies

weiter im Süden zu verstehen (vgl. DECKER, FAUPL & MÜLLER, 1983; 1987).

Im östlichen Teil der Kernzone der Schneebergmulde wurde ca. 300 m südwestlich des Scharnreitnergutes im Hangenden der Aptychenkalkfazies ein reliktsches Turonvorkommen (Nannoflora) in Form von rötlichen, siltigen Mergeln und groben Breccien festgestellt. Das massive, unsortierte Sediment führt Komponenten kalkalpiner Juraschichtglieder und grauer und rosa Aptychenkalke im dm-Bereich. Vergleiche mit dem Blockbreccien-Abschnitt der Unteren Brandnerfleckschichten (GAUPP, 1982) erscheinen angebracht.

Die in die Schneebergsynklinale diskordant Gosauentwicklung wurde in Tiefere Gosau und in Brunnbachschichten (= „Flyschgosau“) differenziert.

Innerhalb der tieferen Gosau werden einerseits basale Karbonatbreccie mit kalkalpinen Komponenten unterschieden, wobei die Zusammensetzung stark von den lokal aufgearbeiteten, unterlagernden Schichtgliedern beeinflusst wird. Andererseits wurden im Graben am nördlichen Hieselberg sowie im Bereich östlicher Hieselberg und Werfnersiedlung graue bis graugrüne, mergelige Sandsteine beobachtet. Die linsig bis unregelmäßig gelagerten Gesteine sind allerdings nur mangelhaft aufgeschlossen, was eine stratigraphische Positionierung erschwert.

Diskordant über der Tieferen Gosau setzen die mergelreichen Turbidite der Brunnbachschichten ein. Mergelabschnitte mit unterschiedlich häufigen Sansteinzwischenlagen repräsentieren die kalkige, distale Turbiditfazies (D nach MUTTI & RICCI LUCCHI, 1975), während grünliche und rote Tonsteine die hemipelagische Nordsedimentation stellen. Im Raume Marlbacher und im Sandluckengraben konnten wiederholt bunte Feinbreccien gefunden werden, deren Stellung allerdings auf Grund der schlechten Aufschlußverhältnisse unsicher ist. Foraminiferenfaunen aus Brunnbachmergeln sprechen für Campan–Maastricht.

Der tektonische Bau der vorgosauisch angelegten Schneebergmulde ist durch die nordvergente Überkipfung des Südschenkels charakterisiert. Der Internbau der neokomen Kerbezone wird einerseits durch eine im Westteil auftretende tektonische Teilung der Aptychenkalkfazies im Zusammenhang mit einer Auffaltung jurassischer Steinmühlkalke geprägt; andererseits werden im Ostteil der neokomen Kernzone im Bereich Rodelsbach – Hieselberg ebenfalls durch eine interne Antiklinalstruktur jurassische Hornsteinkalke zu Tage gebracht, in dessen Zentralzone durch eine neuerliche Synklinalausbildung verbunden mit kleinräumiger Bruchtektonik wieder Aptychenkalke auftreten. Ausgeprägte Bruchtektonik tritt vor allem im Nordschenkel der Schneebergmulde im Bereich Spitzberg und westlich Rodelsbach auf. Es handelt sich um Diagonal- und Horizontalverschiebungen einerseits zwischen Hauptdolomit und Plattenkalk, andererseits zwischen jurassischen Hornsteinkalken, Vilser Kalken und Aptychenkalken mit teilweise abgesicherten Steinmühlkalken im Liegenden. Westlich Rodelsbach kommt ein Zehnermeter mächtiger Bewegungshorizont mit chaotischer Verfallung, Breccien, und Myloniten festgestellt werden. Die Versetzungsweiten dieser Brüche dürften mehrere Dekameter erreichen.

Im Osten wird die Schneebergmulde im Bereich Hieselberg – Riesbauer – Klein- und Groß Madertaner – Hirner von der Gosau diskordant abgeschnitten. Die Tiefere Gosau, deren Fallrichtungen im bearbeiteten

Raum nicht exakt festgestellt werden konnten, wurde intragosauisch verfaltet und diskordant von den Brunnbachschichten übergriffen. Im Kartierungsgebiet fallen dieselben generell nach SE ein.

Der gesamte Gosastreifen wurde abschließend in nordwestlicher Richtung von der Cenoman-Randschuppe und der ihr auflagernden Frankenfesler Decke überschoben.

Bericht 1986 über geologische Aufnahmen auf Blatt 69 Großraming

Von RUDOLF W. WIDDER (auswärtiger Mitarbeiter)

Dieser Bericht ist die Fortsetzung der vorangegangenen Bearbeitungen im Gebiet des L. v. Buch-Denkmales von W. SCHNABEL (Verh Geol. B.-A., 1971, 1972).

Die topographischen Grenzen des kartierten Bereiches sind wie folgt: Im W der Ahornleitengraben und der Pechgraben, im S der Rabenreitkogel, im SE der Neustiftgraben, im E die Blattgrenze 69/70, im N die Glasenberg-Roßgraben-Höhe.

Das Gebiet wird im N (Glasenberg 971 m), E (Arthofberg 861 m, SE (Höhenberg 875 m) und S (Rabenreitkogel 713 m) durch Höhenzüge und Klippenmorphologie bestimmt, die das große niedriggelegene Buntmergelareal des Mossboden- und Pechgrabengebietes umgrenzen.

Von N gegen S ergibt sich eine klare großtektonische Abfolge:

- Flyschzone
- Grestener Klippenzone
- Cenomanrandschuppe
- Frankenfesler bzw. Ternberger Decke

Flyschzone

Streichen E–W mit mittelsteilem N-Fallen. Zusammenhängende aufrechte Schichtfolge von Zementmergelserie über Pernecker Schichten (Oberste Bunte Mergel) und Alltlenbacher Schichten, (Mürbsandsteinserie) in bekannter typischer Fazies.

An der Grenze Hauptflyschdecke – Klippenzone verläuft eine bis mehrere 100 m breite Schuppenzone aus basalen Flyschgliedern (Gault, Reiselsberger Sandstein, Obere Bunte Schiefer) und Buntmergelserie.

Ein tektonisch isoliertes Vorkommen von Neokomflysch in der Fazies der Tristelschichten konnte auch weiter im S, 500 m NE Buch-Denkmal, umgeben von Buntmergelserie (BMS) festgestellt werden. Dieses Vorkommen hat bereits W. SCHNABEL 1971 erwähnt.

Grestener Klippenzone

Ein Aufbau aus vier tektonischen Einheiten ist ersichtlich: Vom Hangenden zum Liegenden handelt es sich um folgende tektonische Elemente:

- Ma. Neustift Schuppe
- Arthofbergschuppe
- Höhenbergschuppe
- Pechgrabendecke

Die obersten drei Schuppen gehören zu den „Klippen-schuppen“, die Pechgrabendecke bildet geschlossene Buntmergelareale.

Generell bildet die Grestener Klippenzone in diesem Gebiet eine aufgewölbte Schuppenzone mit achsialem Abtauchen gegen E. Im N ist das Einfallen unter die

Flyschzone, im Süden unter die Cenomanrandschuppe ersichtlich.

Zwischen den einzelnen tektonischen Einheiten fungiert die Buntmergelserie (Alb–Mittel-Eozän) als trennendes Element.

Die Pechgrabendecke

ist tiefstes tektonisches Element der Klippenzone mit einer großen regionalen E–W-Erstreckung, (vom Pechgraben nach Osten hin bis über Waidhofen a.d. Ybbs) sowie einheitlicher Position im N der großen Klippenzüge. Dieses Element tritt mit einer N–S-Breite (normal zum Streichen) von 2 km im Pechgraben- und Moosboengebiet auf.

Starke Interntektonik und der dominante Aufbau aus exotikaführender paläogener BMS kennzeichnen diese Zone.

Die von H. LÖGTERS (Jb. oberösterreich. Musealver., 87, 1937) als Grestener Schichten bezeichneten Areale sind im wesentlichen der paläogenen BMS zuzuordnen (belegt durch reiche, überwiegend eozäne, Mikroplanktonproben).

Das Buch-Denkmal und analoge Exotikavorkommen gehören zur eozänen Wildflyschfazies. Die Mergel und Tonmergel dieses Gebietes bilden oft ausgedehnte Rutschareale, die den Einblick in den Gebirgsbau erschweren.

Die Höhenbergschuppe

wird aus dem NE–SW-streichenden und SE-fallenden Berggrücken des Höhenberges aufgebaut. Am SW-Fuß des Berges schneidet die Kohlgrabenstörung (NW–SE-Verlauf) die Schuppen ab. Die Fortsetzung SW der Störung ist reduziert und streicht im südkonvexen Bogen in den Pechgraben gegen NW hinüber. Einfallen steil gegen S. Die Schichtfolge dieser Schuppe umfaßt Lias bis Neokom mit einer senonen Buntmergelhülle.

Die Arthofbergschuppe

baut den Arthofberg auf und streicht über mehrere km gegen SW bis an die Kohlgrabenstörung; darüber hinaus gegen W reduzierte Schichtfolge und isoliertes Auftreten. Am Arthofberg bildet sie eine kuppelförmige Aufwölbung mit axialem Abtauchen gegen E. Schichtfolge von Posidonienschichten (Dogger) bis Neokom mit reduzierter oberkreazischer Buntmergelhülle.

Maria Neustift Schuppe

Im Streichen ist diese Schuppe mit tektonischer Unterbrechung 5 km gegen W zu verfolgen. Im Kartenausschnitt keilt die Schuppe im Bereich Neuhager aus.

Schichtfolge von Posidonienschichten bis O. Blassensteinschichten. Tithon ist in der Fazies der Arzbergkalke entwickelt. Die Klastikafazies fehlt.

Buntmergelhülle in reduzierter Schichtfolge; im wesentlichen in der Fazies cenomaner Fleckenmergel.

Stratigraphie der Grestener Klippenzone

- Grestener Schichten (Lias) in typischer Fazies; sandig-tonige Pelite, Sandsteine, Arkosen, untergeordnet auch geringmächtig Grestener Kalke am SW-Fuß des Höhenberges. Kein damit verbundenes kristallines Basement i.S. von H. LÖGTERS (1937). Gesamtmächtigkeit: 150 m
- Posidonienschichten (?Lias–Dogger); sandig-toniger Schiefer mit geringmächtigen Sandkalklagen und häufigem Auftreten von „Posidonien“ (*Bositra bronni* (VOLTZ), *Bositra buchi* (RÖMER)).

- Lampelsbergschichten (Oxford?): bunte Chertgesteine und schwarzgrüne Tone, untergeordnet Radiolarite; Mächtigkeit 5–15 m.
- Scheibsbachschichten (Oxford?–Kimmeridge): kieselig feinklastische Serie mit lokalen Einschaltungen meter-mächtiger grobklastischer Schüttungen des Konradsheimer Kalk. Hauptverbreitung am W-Fuß des Höhenberges und SE des oberen Kohlgraben am Lärchkogel. Mächtigkeit bis 40 m
- Konradsheimer Kalk (Kimmeridge–tiefes Neokom): grobe Karbonatbrekzie, gebankt (m bis Zehnermeter) bis massig. Hauptverbreitung am Aufbau des Höhenberges und in den isoklinalen Hängen des westlichen und südöstlichen Arthofberg. Mächtigkeit bis 150 m.
- Arthofer Kalk (nov. nom.; Kimmeridge): mikritischer, fossilfreier dunkler Graukalk (Mudstone) – im Gegensatz zu den helleren Calpionellenkalken der Blassensteinschichten – überlagert und verzahnt sich mit der proximalen Fazies des grobklastischen Konradsheimer Kalks. Hauptverbreitung E des Gehöftes Arthofer/Arthofberg; teilweise feinsandige Einstreuung und Gradierung zu beobachten. Mächtigkeit bis 40 m.
- Arzbergkalk (Tithon): roter knolliger Schwellenkalk mit teilweiser brekziöser Ausbildung; reich an Belemniten und Ammoniten. Hauptverbreitung in der Ma. Neustift Schuppe und als lokale Sonderfazies in der Höhenbergschuppe.
- Blassensteinschichten (Tithon–Neokom): ausgebildet in der typischen Calpionellenfazies des Tithon mit den zyklischen Einschaltungen von grauen Tonmergeln im Neokom.
- Buntmergelhülle (Oberkreide): auf den Klippen überwiegend rote und grüne Tonmergel als pelagische Normalsedimente über den neokomen Blassensteinschichten. Teilweise tektonische Reduktion der Schichtfolge. Durchwegs zwischen den Schuppen als trennende Hülle vorhanden; kein Hüllentausch im Sinne einer „substitution de couverture“. Im Sinnreithgebiet (oberer Steinergraben) durch sekundären Nachschub der Höhenbergschuppe gegen NW eine Breite von 150 m erreichend; diese Zone ist wegen seiner zahlreichen Quellhorizonte für die Wasserversorgung von Ma. Neustift von Bedeutung. Die überwiegend uncharakteristischen Sandschalerfaunen geben meist nur senone Alter; im Cenoman bis Unterturon herrschen in der Ma. Neustift Schuppe graue kalkreiche Fleckenmergel vor.

Cenomanrandschuppe

Der stratigraphische Umfang umfaßt im wesentlichen Losensteiner Schichten mit typischer Geröllasoziation. Häufiges Auftreten von Glimmerschiefergeröllen. Sedi-mentäre? Klippen von kalkalpinen Schichtgliedern der Obertrias–Oberjura-Sedimente. Hauptsächlich aber große Hauptdolomitspäne (Dimensionen: mehrere 100 m) und rote Tithonkalk.

Im Pechgrabengebiet ergibt sich die Schwierigkeit der tektonischen Abgrenzung zu der faziell gleichartigen Losensteiner Mulde der Ternberger Decke.

Frankenfelser bzw. Ternberger Decke

Die Frankenfelser Decke überfährt mit intensivem NW vergentem Faltenbau die Cenomanrandschuppe im Bereich des Neustiftgrabens.

Schichtfolge von (?Opponitzer) Rauhwanke, Hauptdolomit über Kössener Schichten bis in die mächtig entwickelten Allgäuschichten.

Ternberger Decke: hierher gehört möglicherweise der Rabenreitkogel, dessen tektonische Stellung allerdings noch zu diskutieren sein wird.

Schichtfolge: Losensteiner Schichten, bunte Oberhätkalke, Jura-Hornsteinkalke.

Blatt 71 Ybbsitz

Bericht 1983–1986 über geologische Aufnahmen in den Kalkalpen auf Blatt 71 Ybbsitz

Von ANTON RUTTNER (auswärtiger Mitarbeiter)

Die Geländearbeiten für dieses Kartenblatt sind nunmehr endgültig abgeschlossen. Derzeit (März 1987) laufen die kartographischen Druckvorbereitungen, und es ist zu erwarten, daß dieses geologische Kartenblatt noch in diesem Jahre in Druck erscheinen wird.

Wie zu erwarten war, ergab sich während des Zusammenzeichnens der Manuskriptkarte die Notwendigkeit umfangreicher Revisionsbegehungen. Es waren Lücken zu schließen, Unklarheiten zu beseitigen und alte Aufnahmeergebnisse (z.T. noch auf der alten Schrafen-Karte 1 : 25.000) auf die moderne Karte zu übertragen. Diese Begehungen wurden während der vergangenen 4 Jahre durchgeführt. Dabei ergab sich vielfach eine Erweiterung oder Veränderung des Kartenbildes, die weit über eine bloße „Kartenkosmetik“ hinausging. Im folgenden seien 3 Themenbereiche herausgegriffen, für die dies besonders zutrifft.

Die hier verwendeten topographischen Namen beziehen sich ausschließlich auf das neue Kartenblatt Ybbsitz der Österreichischen Karte 1 : 50.000 (aufgenommen 1979).

1) Die „Königsberg-Überschiebung“ und die „Oisberg-Mulde“ östlich der großen Blattverschiebung Ybbsitz – Göstling

Über den Bereich nördlich der Lunzer Musterfalte (Hamahdkogel – Stockgrund; Bölzenberg – Lorenzberg; Höhensteineck – Egger Berg – Kreuzkogel – Roterd) lagen Aufnahmen aus den Jahren 1938, 1950 bis 1953 und 1959 vor, die zum Teil lückenhaft waren und zudem zum Teil völlig veraltete topographische Karten zur Grundlage hatten.

Das wichtigste Ergebnis der dadurch notwendig gewordenen Neubehgehungen (1983, 1984) ist der Nachweis, daß der ursprüngliche Muldencharakter der Königsberg-Überschiebung auch östlich der großen Blattverschiebung Ybbsitz – Königslehen – Vorstadtau – Gaistal noch deutlich zu erkennen ist. In dem Bericht für das Jahr 1951 wurde darauf schon hingewiesen.

Der Kern dieser schmalen und durch die Überschiebung zerscherten Mulde wird überall von Schrambach-Schichten gebildet. Am Hamahdkogel ist südlich davon eine Schichtfolge Aptychenkalk – Kieselkalk – „Königsberg“(Oberrhät-)-Kalk mit Andeutungen von Kössener Schichten – Hauptdolomit aufgeschlossen.

Plattenkalk ist etwas weiter südlich (Schwarzkogel) in Hauptdolomit steil eingefaltet. Im N liegen die Schrambach-Schichten flach auf Hauptdolomit.

Gegen O keilt der in seiner Mächtigkeit wechselnde „Königsberg“-Kalk des Südflügels der Mulde am Nordhang des Bergrückens P. 1051 (Stockgrund) allmählich aus. Westlich der Siedlung Bodingbach ist beiderseits der Schrambach-Schichten Aptychenkalk aufgeschlossen; dazu gesellen sich im Südfügel der Mulde ENE P. 1051 Rotkalk und Radiolarit, im Nordflügel unmittelbar westlich von Bodingbach Plattenkalk und ebenfalls Rotkalk (Crinoiden- und Flaserkalk). Das Gleiche ist östlich von Bodingbach am Nordhang des Berger Kogels der Fall: Nördlich der Schrambach-Schichten Aptychenkalk, Radiolarit (selten), roter Flaserkalk, gelber und roter Crinoidenkalk und dichter gelber (?Rhät-)Kalk, südlich der Schrambach-Schichten Aptychenkalk und etwas Plattenkalk. Ähnliche Verhältnisse finden wir noch weiter östlich im Bereich der Gehöfte, „Rottenlehen“ und „Königslehen“ am Nordhang des Mitterau-Tales. Auch hier sind die Schrambach-Schichten zu beiden Seiten von Aptychenkalk flankiert; dazu kommt an beiden Seiten immer wieder zerdrückter roter oder gelber Kalk und an der Ostseite des Grabens E „„Königslehen“ unter der Eisenbahnbrücke auch Plattenkalk.

Nördlich und östlich der „Vorstadtau“ ist die muldenartige Struktur dieses Neokom-Streifens nicht mehr so deutlich: Die Schrambach-Schichten sind hier sehr schmal, auf ihnen liegt ein südfallender Lappen von Hauptdolomit und nur an einer Stelle östlich des Gehöftes Vorder-Vorstadtau kommt unter diesem Dolomit etwas Aptychenkalk zutage. Südwestlich Gaistal erreicht diese Überschiebungszone das Mitterautal und wird dort unter den Talalluvionen an einer SW–NE streichenden Störung um etwa 800 m gegen NE versetzt. Sie kommt erst beim „Bockmäuerei“ südlich des Fadenauberges wieder zum Vorschein und ist von dort im Bereich des Blattes Mariazell über die Nordseite des Polzberges, die Gföhler Alm und über die Nordflanke des Rainstocks gegen O weiter verfolgbar.

Es kann keinen Zweifel darüber geben, daß die Königsberg-Überschiebung ein sehr wichtiges Strukturelement innerhalb der Lunzer Decke darstellt. Sie ist im Westen, an der Nordflanke des Königsberges westlich von Göstling, eine durchscherte und etwas gegen N bewegte überkippte Synklinale, die gegen O allmählich den Charakter einer echten Überschiebung annimmt. Es geht aber nicht an, darin eine Trennfuge zwischen zwei selbständige Decken, geschweige denn eine solche zwischen Bajuvarikum und Tirolikum (A. TOLLMANN, 1976) zu sehen. Sie ist die Trennfuge zwischen zwei Schuppen – oder bestenfalls Teildecken – der Lunzer Decke im Sinne von E. SPENGLER (1951, 1959) und P. STEINER (1967).

Aber nicht nur die Synklinale, sondern auch die dazugehörige Opponitzer Kalk-Antiklinale (Frenzberg-Antiklinale) des Königsberges ist östlich der großen Blattverschiebung noch vorhanden. Diese Antiklinale ist am schönsten unmittelbar nördlich der Siedlung Bodingbach entwickelt, wo ein Streifen von Lunzer Schichten, flankiert im S wie im N von steil S- bis SE-fallenden Opponitzer Kalk, die Muldenzone im Norden begleitet. Diese Antiklinale ist gegen O bis „Gaistal“ verfolgbar und westlich von Bodingbach durch einen schmalen Streifen von Opponitzer Kalk – z.T. begleitet von Lunzer Schichten – angedeutet.

Im Westen ist dieser Streifen von Opponitzer Kalk von der Neokom-Mulde durch ein 200 m breites Band von Hauptdolomit getrennt. Weiter östlich, unmittelbar westlich der Siedlung Bodingbach, wird daraus ein nur 50 bis 100 m breites Band bestehend aus Dolomit-Mylonit und Rauhwaacke, das dann 4 km weiter östlich, westlich der „Vorstadtau“, zwischen Opponitzer Kalk und Schrambach-Schichten auskeilt. Es ist dies eine Art von Reibungsteppich, der eine kräftige Durchbewegung unmittelbar nördlich der Überschiebungszone anzeigt. Auch der Opponitzer Kalk der Antiklinale ist tektonisch sehr stark beansprucht. Das gilt zum Teil auch für den Hauptdolomit unmittelbar nördlich der Antiklinale; nordnordwestlich der Siedlung Bodingbach wird der zertrümmerte Dolomit an dem Güterweg nach „Höhenstein“ als Schotter aus zwei Gruben geschaufelt, und im Osten ist der Dolomit des Vorsprunges, auf dem das Gehöft „Chor“ steht, in eine Dolomit-Breccie (mit Rauhwaacken) verwandelt.

Kleinere Querstörungen durchsetzen gleichermaßen die Neokom-Mulde und die nördlich davon gelegene Antiklinale. Im W wird ein etwa 300 m langes Stück der Neokom-Mulde und des schmalen Antiklinal-Streifens (Opponitzer Kalk und Lunzer Schichten) mit dem dazwischen liegenden Hauptdolomit an zwei WSW–ENE (N50°–60°E) streichenden Störungen um etwa 200 m gegen NE versetzt, und im O (westlich und östlich von „Rottenlehen“) verwerfen drei kleinere N–S-verlaufende Querstörungen den jeweils östlichen Teil der Mulde um 50–100 m gegen N.

Der Hauptdolomit südlich der Königsberg-Überschiebung ist auf der ganzen Strecke zwischen dem Hamahdkogel im W und „Gaistal“ im O bei SE-Fallen invers gelagert. Dies entspricht dem inversen Hangendflügel der Königsberg-Mulde westlich von Göstling. Der Übergang in die aufrechte Lagerung des NW-Flügels der Sulzbach-Antiklinale (Lunzer Musterfalte) vollzieht sich westlich des Bodingbachtals schon etwa 1 km südlich der Überschiebung an der NW-Seite des Kothberg-Tales, bzw. an der SE-Flanke des Bergrückens Hauseck – Grünkogel – Schwarzkogel – Hamahdkogel – Stockgrund, wahrscheinlich in Form einer mehrfachen Verfaltung. Die erwähnte Einfaltung von Plattenkalk im Hauptdolomit im Bereich Grünkogel – Schwarzkogel dürfte damit zusammenhängen. Östlich des Bodingbach-Tales ist dieser Übergang ebenfalls schon 1 km südlich der Überschiebung (Minichkogel – Grubberg) zu beobachten. Im Bodingbach-Tal selbst herrscht überall im Hauptdolomit bis zum Opponitzer Kalk bei der Mündung des Kothberg-Tales inverses SE- bis ESE-Fallen.

Das beherrschende Struktur-Element der Lunzer Decke im Gebiet nördlich der Königsberg-Überschiebung ist die große inverse Synklinale des Egger Berges; ihr entspricht im Gebiet westlich der Blattverschiebung die Oisberg-Mulde. Gegen ENE hat sie eine durch Störungen unterbrochene Fortsetzung in der ebenfalls gegen N überkippten Mulde von Roterd, und weiterhin in der Zürnermulde westlich von Gaming. Wie schon P. STEINER (1967) hervorhob, ist dieser nördliche Muldenzug der Lunzer Decke (Oisberg – Egger Berg – Roterd – Zürnerberg) von der südlicheren Königsberg-Mulde durch eine etwas abweichende Schichtfolge, vor allem durch das Fehlen typischer Kössener Schichten und durch eine mächtige Entwicklung der Aptychen-Kalkmergel, gekennzeichnet.

Im Muldenkern und im inversen südlichen Hangendflügel der Egger Berg-Mulde ist diese Schichtfolge vollständig entwickelt; der aufrechte Nordflügel dagegen ist sehr reduziert und nur durch dünne linsenförmige Körper, bestehend aus Plattenkalk und/oder verschiedenen bunten Jura-Kalken, zwischen Aptychen-Kalkmergeln und Hauptdolomit, angedeutet. Offensichtlich wurde auch diese gegen N überschlagene Mulde an ihrer Basis etwas gegen N bewegt. Bezeichnenderweise befindet sich auch hier nördlich der Mulde – ebenso wie nördlich der Königsberg-Überschiebung – westlich und östlich der Gehöftes „Federlehen“ (nordwestlich des Kreuzkogels) eine durch einen schmalen Streifen von zertrümmertem Opponitzerkalk und Rauhwacke angedeutete eng gepreßte Antiklinale.

Der Kern der Egger Berg-Mulde ist ein kaum 40 m mächtige Lage von Schrambach-Schichten am Nordhang des Egger Berges westlich des Gehöftes „Ramsleiten“; die Aptychen-Kalkmergel zu beiden Seiten dieses Streifens von Schrambach-Schichten sind gut 100 m mächtig. Im Hangendflügel der Mulde liegt invers darüber ein roter Hornsteinkalk, dann folgen am Südhang des Egger Berges mächtige Hierlatzkalke, ein späterer grauer (manchmal auch gelblicher oder rötlicher) Kieselkalk mit Hornsteinen, ein gelber (Rhät-)Kalk, der in typischen Plattenkalk übergeht, und schließlich Hauptdolomit. Der gelbe (Rhät-)Kalk ähnelt lithologisch dem Königsbergkalk; stellenweise sind Anklänge zu Kössener Schichten (Lumachellen) zu finden.

Der inverse Südflügel der Roterd-Mulde ist ähnlich aufgebaut mit dem Unterschied, daß dort der Hornsteinkalk zwischen Aptychen-Kalkmergel und Hierlatzkalk durch roten Radiolarit ersetzt ist. Der aufrechte Nordflügel der Synklinale ist am Nordhang des Roterd-Berges vollständiger erhalten als am Nordhang des Egger Berges und besteht aus Plattenkalk, Rotkalk und Radiolarit in durchgehend verfolgbaren Lagen. Schrambach-Schichten fehlen hier im Muldenkern. Der Muldenschluß konnte im Osthang des Roterd-Berges, unmittelbar westlich des Gehöftes „Hochalm“, ebenso schön herauskartiert werden wie seinerzeit der Muldenschluß der Zürner-Synklinale im Föhrenriedel jenseits des Tales der Kleinen Erlauf. Ein von S her in die Aptychen-Kalkmergel hineinragender Keil von Dolomit-Mylonit vermittelt am Osthang des Roterd-Berges den Eindruck eines „doppelten Muldenschlusses“.

Die beiden Synkinalen Roterd und Zürnerberg werden nicht nur durch den tiefen morphologischen Einschnitt der Kleinen Erlauf, sondern auch durch die Querstruktur von Gaming (Spitzberg – Oberau; Reiflinger Kalk – Lunzer Schichten – Opponitzer Kalk) voneinander getrennt. Gegen den Egger Berg ist die Roterd-Mulde an zwei SW–NE-streichenden Störungen etwas gegen NE versetzt.

Im Gebiet südlich des Kreuzkogels sorgten zwei kleinere Einfaltungen der gleichen Schichtfolge, wie sie im Südflügel der Egger Berg-Mulde entwickelt ist, bei der seinerzeitigen Kartierung auf unzulänglichen topographischen Unterlagen für einige Verwirrung. Die eine dieser Einfaltungen ist der Kogel P. 913 südlich von „Schwarz“; sie wird von den beiden erwähnten SW–NE-streichenden Störungen durchschnitten. Die andere ist der Bölzenberg (P. 1057); sie wird am SW-Hang des Berges von einer ESE-WNW-verlaufenden Störung begrenzt. Dadurch entsteht auch auf der modernen topographischen Kartenunterlage ein sehr unruhiges geologisches Bild. Ein Schichtflächen-Diagramm

von 83 Messeungen in diesem Gebiet ergibt ein sehr deutliches β , das mit 30° gegen WSW (255°) geneigt ist. Nordöstlich des Gehöftes „Grub“ ist der Kieselkalk an der Basis des Hierlatzkalkes durch eine Hornstein führende Breccie ersetzt.

2) Die prä-Würm-Vergletscherung im Raume nördlich von Lunz

Die Ergebnisse der Revisionsbegehungen ermöglichen nunmehr auch eine recht genaue Umgrenzung einer schon mehrfach erwähnten alten Vergletscherung. Dies möge die nun folgende zusammenfassende Darstellung der Ergebnisse – soweit sie das Gebiet von Blatt 71 Ybbsitz betrifft – rechtfertigen. Herrn Dr. van HUSEN möchte ich sehr herzlich für seine freundliche Anteilnahme an diesen Ergebnissen und deren Deutung danken.

In dem ausgedehnten Dolomitgebiet nördlich der Lunzer Musterfalte findet man weit verbreitet an der Geländeoberfläche einen sehr charakteristischen kaffeebraunen Lehm, in dem einzelne Geschiebe bzw. Gerölle von Lunzer Schichten eingebettet sind. Diese Lehmschicht ist meist 1–2 m, manchmal bis 5 m mächtig. An Stellen, wo die Lehmschicht durch Erosion oder menschliche Eingriffe aufgebrochen ist, kommt darunter meist eine Art Grundmoräne zum Vorschein: ein dicht gepackter, verlehmtter Dolomitgrus mit mehr oder weniger deutlich gekritzten Kalkgeschieben und facettierten Geschieben von Lunzer Sandstein. Manchmal ist es aber auch ein gewaschener Schotter mit gut gerundeten Kalk- und Sandstein-Geröllen. In wenigen, gut aufgeschlossenen Profilen ist in einem bestimmten Horizont die chemische Zersetzung und das Verschwinden der Karbonat-Komponenten in dem Lehm gut zu beobachten. Manchmal liegt der braune, Erratika führende Lehm unmittelbar auf zersetztem und vergrustem Hauptdolomit. Moränenwälle wurden nicht beobachtet. Stellenweise sind aber größere erratische Kalkblöcke (bis 50 cm Durchmesser) zu finden.

Am schönsten sind diese alten glazialen Ablagerungen im Bereich des Kothberg-Tales zu verfolgen. Hier sind nicht nur große Teile der breiten Verebnungsflächen mit den Gehöften „Wintersbach“ im NE und „Pramellehen“ im SW (700 m bzw. 760 m Sh.) von ihnen bedeckt, es sind auch die Gräben an der Nordwestflanke des Höhenzuges Ahorneck – Sulzbacheck – Pramelleithen Eck (Schattwald) mit ihnen geradezu vollgestopft. Die glazialen Ablagerungen reichen bis zu einer Seehöhe von 800–820 m, südöstlich von „Pramellehen“ sogar bis 870 m.

Die flachen Rücken zwischen den Gräben bestehen aus Dolomit, der tiefgründig zu verlehmtem Dolomitgrus verwittert ist. Die glazialen Ablagerungen liegen auf bzw. in einer alten Landoberfläche, zu der auch die zahlreichen verlehmtten Ebenheiten im Gebiet „Fürsteneith“ – „Windlehen“ – „Gotthardsberg“ zwischen 760 und 800 m Sh. gehören. Der Kogel südwestlich von „Fürsteneith“ (P. 818) ist von allen Seiten eingehüllt mit Moränen. Der Charakter dieser glazialen Ablagerungen ist in der Schottergrube unmittelbar südöstlich unterhalb des Gehöftes „Pramellehen“ zu studieren: gut gekritzte Geschiebe von grauem und hellem Kalk, sowie Stücke bzw. Gerölle von Rauhwacken und Lunzer Sandstein liegen hier in lehmigem Dolomit-Grus.

An der Nordseite des Kothberg-Tales sind vor allem die Ebenheiten der „Breiteneben“ (750 m Sh.) mit Glazialablagerungen bedeckt. Ein guter Aufschluß befindet

sich am Güterweg NW unterhalb von „Hinterbreiteneben“. Solche Ablagerungen liegen aber auch in den Gräben südwestlich davon, wie z.B. im Jägergraben, oder nördlich und bei „Presselreith“ oder – gut aufgeschlossen – in der „Weißenbachau“. Auch hier ist der Dolomit unter diesen Ablagerungen tiefgründig verwittert.

Im Westen waren die beiden Sättel W „Fürstenreith“ (bei und WNW „Prämellehen“) vom Eis überflossen. Die Moränen reichen über diese Sättel (740 bzw. 750 m Sh.) an deren Westseite in Resten in das Ybbstal bei und westlich von Kogelsbach hinunter. Moränenmaterial liegt im hinteren Kogelsbachgraben östlich oberhalb P. 587 (in dem Graben entlang des markierten Weges gut aufgeschlossen), auf den Wiesen des Sattels zwischen dem Ausbrennkogel und dem Plattenkogel westlich der „Sackstraße“, am Westhang des Kohlengrubenwaldberges nördlich von Kogelsbach, an der Südwestseite des Plattenkogels östlich von „Bromau“ und sogar noch nordwestlich von P. 720, nordöstlich von „Großbreitental“ am Weg zum „Jörgl“ bis zu einer Seehöhe von 740 m, 140 m oberhalb des heutigen Ybbstales (Gerölle von Gutensteiner Kalk, Reifflinger Kalk und Lunzer Sandstein in Lehm).

Bemerkenswert ist das Moränen-Vorkommen bei der Bachler Alm westlich von Windlehen. In einer Schottergrube an der Ostseite des Sattels sind einzelne Kalkgerölle (Gutensteiner Kalk, Reifflinger Kalk) in lehmigem Dolomitgrus eingebettet, auf den Wiesen des Sattels liegen Blöcke von Reifflinger Kalk und an der Westseite des Sattels ist an einer Forststraße Moräne mit deutlich gekritzten Kalk-Geschieben in Dolomitgrus aufgeschlossen. Ein Eislappe hat sogar noch über den Sattel der Bachler Alm (840 m Sh.) den oberen Feierabend-Graben bzw. das Einzugsgebiet der Schwarzen Ois erreicht.

Charakteristisch für die Moränen im westlichen Kothberg-Gebiet („Fürstenreith“ – „Prämellehen“) und im Bereich nördlich, bzw. nordwestlich von Kogelsbach sind vor allem Geschiebe und z.T. größere Blöcke von Reifflinger Kalk, während die Moränen des östlichen Kothberg-Gebietes neben Kalken aus der Ötscher-Decke hauptsächlich Lunzer Sandstein als Erratika enthalten. Im W können die Reifflinger Kalk-Erratika nur vom Trübenbachkogel (südlich von Kogelsbach) stammen. Es ist somit das Eis im O aus dem Dürrenstein-Gebiet über das Seetal und Bodingbach-Tal, im W dagegen aus dem Hochkar-Gebiet über das Ybbstal in das Kothbergtal gekommen.

Im südöstlichen Paralleltal des Kothbergtales (Saugraben) sind die Spuren der in Rede stehenden Altvergletscherung weniger gut zu verfolgen, weil hier ja der Untergrund aus Lunzer Schichten (Sulzbach-Antiklinale der Lunzer Musterfalte) besteht. Aber immerhin ist südwestlich des Gehöftes „Sulzbach“, beim Gehöft „Schönau“, zweifelsfrei Moränenmaterial an dem gegen das Gehöft „Ahorn“ führenden Güterweg aufgeschlossen, und nördlich unterhalb des Gehöftes „Ramsau“ wurde an dem gegen P. 691 hinabführenden Güterweg Moränenmaterial bei Planierungsarbeiten unter Lehm freigelegt. Wahrscheinlich liegen Ablagerungen der Altvergletscherung weit verbreitet auf den Ebenheiten der Gehöfte „Ahornberg“, „Ramsau“, „Schwabenreith“ und „Ahorn“ unter einer Lehmdecke. Gegen W sind auch hier Spuren der Alt-Vergletscherung bis ins Ybbstal südlich von Kogelsbach zu verfolgen. Bei dem Gehöft

„Pernegg“ liegt weit verbreitet Moränenmaterial bis zu einer Seehöhe von etwa 800 m auf Reifflinger Kalk.

Östlich des Bodingbach-Tales sind im Bereich nördlich des Lunzer Berges (P. 1004) mehrfach Reste einer alten Vergletscherung zu finden. Ein schöner Moränen-Aufschluß befindet sich südöstlich des Hochkogels westlich des Gehöftes „Zwiesel“ an der Zufahrtsstraße zu einer Jagdhütte in etwa 850 m Sh., und westnordwestlich des Hochkogels liegen Erratika in einer lehmigen Grundmasse noch in 910 m Sh. Erratika (Gerölle und Blöcke von Kalk, Gerölle von Lunzer Sandstein) auf Hauptdolomit gibt es auch östlich oberhalb von „Loosbichl“ (780–800 m Sh.), südlich und östlich von „Neidfleck“ (zwischen 700 und 800 m Sh.) und südlich von „Salchen“ (730–740 m Sh.). Am Grubberg-Sattel, 4,5 km östlich des Bodingbach-Tales sind bei einer Bachschwinde nordwestlich des Gehöftes „Grubwies“ Gerölle von Lunzer Sandstein, eingebettet in braunem Lehm, zu finden; sie stammen möglicherweise aus Schottern des östlichen Randes dieses alten Gletschers.

Von besonderem Interesse ist die nachgewiesene Ausbreitung der alten Vergletscherung gegen Norden.

In den Hackstockgraben westlich der Siedlung Bodingbach dürfte das Eis nur bis zu dem Gehöft „Ober-Hackstock“ eingedrungen sein (etwa 1,8 km WNW der Siedlung Bodingbach). Die Wiesen bei und westlich des Gehöftes „Haslau“ lieferten noch verbreitet Erratika und in einer kleinen Sandgrube südwestlich des Gehöftes sind in knapp 800 m Sh. Gerölle eines grauen Kalkes bis zu 10 cm Durchmesser mit feinen Kritzern und einzelne Stücke von Lunzer Sandstein in Dolomitgrus eingebettet. Nach Aussage des Grundbesitzers (Gehöft „Haslau“) sind die Gerölle im ungestörten Profil lagenweise angereichert; die ganze Ablagerung ist 2–3 m mächtig. Wahrscheinlich handelt es sich dabei um eine Eisrandbildung. Südöstlich des Gehöftes „Unter-Hackstock“, westlich der Brücke P. 706, liegen Erratika auf einer terrassenartigen Verebnung in etwa 720 m Sh., ebenso beim Gehöft selbst. Westlich des Gehöftes „Ober-Hackstock“ konnten jedoch keinerlei Hinweise für eine ehemalige Eisbedeckung gefunden werden. Der Gscheid-Sattel (P. 843) wurde offensichtlich vom Eis nicht mehr erreicht oder gar gegen W überschritten.

Östlich der Siedlung Bodingbach ist eine Eisbedeckung etwa 2 km weit bis zum Gehöft „Königslehen“ nachweisbar. Auf den Wiesen nördlich und südlich von „Pfaffenschlag“ sowie nordöstlich des Gehöftes „Rotenlehen“ liegen Gerölle von Kalk und Lunzer Sandstein in braunem Lehm und südwestlich unterhalb des Gehöftes „Königslehen“ kommen noch am unteren Rand der Wiese Blöcke von gelblichem Kalk dazu. Der Graben zwischen „Königslehen“ und „Vorstadt“ könnte ungefähr den östlichen Rand der Vergletscherung bezeichnen. Die Spuren dieser Vergletscherung sind jedoch auf den Sattel von Pfaffenschlag und auf die Ebenheiten nördlich des Mitterau-Tales beschränkt. Der enge Einschnitt des oberen Mitterau-Tales scheint eine junge Erosionsrinne zu sein. Die Frage, ob die Gehängebreccie von Stickelleithen (3 km nordöstlich von „Königslehen“) in irgendeinem Zusammenhang mit der alten Vergletscherung steht, muß offen bleiben.

Auf der Höhe Bodingbach – Pfaffenschlag war also der alte Gletscher noch etwa 4 km (in E–W-Richtung) breit. Ebensoweit läßt sich aber die Eisbedeckung von dort gegen Norden nachweisen.

Unmittelbar südlich der Siedlung Bodingbach liegen beim Gehöft „Bodingstein“ kopfgroße Gerölle von Lunzer Sandstein; beim Aushub für den Bau einer Garage wurde eine Lage von gewaschenen Schottern freigelegt. Die Fundstelle befindet sich auf einer Art Terrasse, etwa 30 m oberhalb des heutigen Talbodens. Ähnliche Gerölle sind auch nördlich von „Klein-Pfaffenschlag“ zwischen den beiden Straßen östlich von „Graben“ zu finden. Wahrscheinlich handelt es sich dabei um durch Schmelzwasser umgelagertes Moränenmaterial (unter Eisbedeckung?).

Weiter nördlich sind Erratika auf den Wiesen westlich und östlich des Gehöftes „Graben“ (720–780 m Sh.) und zwischen den Gehöften „Grub“ und „Schwarz“ (820–860 m Sh.) weit verbreitet. Nordöstlich oberhalb des Gehöftes „Zettelreith“ kamen im nordöstlichen Eck der Wiese bei Planierungsarbeiten Gerölle von Lunzer Sandstein und verschiedenen Kalken, eingebettet in Lehm, in einer Seehöhe von 860–880 m zutage; der braune Lehm auf Hauptdolomit ist darüber im Wald noch bis zu einer Seehöhe von 910 m vorhanden. Im Jahre 1959 wurden südlich des Bolzenberges Erratika noch bis zu 940 m Sh. gefunden. Es war daher mit der Möglichkeit zu rechnen, daß der alte Gletscher gegen Norden die Wasserscheide zwischen Ybbs und Erlauf über den Sattel südwestlich des Kreuzkogels (P. 900) überschritten hat.

Tatsächlich fand ich schon im Jahre 1959 Moränen mit reichlich erraticem Material (Lunzer Sandstein, Gutensteiner Kalk usw.) an der Straße östlich des Sattels von „Gadenweit“ und beiderseits des Grabens nordwestlich von „Langsenlehen“. Jetzt kamen noch Funde bei den Gehöften „Hinteregg“, „Vorderegg“ und „Möhlerlehen“ am Nordhang des Egger Berges dazu.

Ein besonders schöner Aufschluß befindet sich in der Kurve der neu angelegten Straße nördlich von „Möhlerlehen“. Er zeigt unsortiertes, z.T. zementiertes Moränenmaterial mit Hierlatzkalk und Lunzer Sandstein als Komponenten. Aber auch nahe der Abzweigung dieses Güterweges von der Straße nach Maria Seesal, östlich von „Zogelsbach“, sind schön gekritzte Geschiebe im Straßengraben zu sehen. Moränenmaterial und Blöcke von Nagelfluh liegen beiderseits des Grabens zwischen den Gehöften „Hinteregg“ und „Vorderegg“. Gute Aufschlüsse befinden sich am Güterweg zum Gehöft „Hinteregg“ nördlich unterhalb des Gehöftes in 700 m Sh. und unmittelbar südlich des Gehöftes selbst. Die Blöcke von Nagelfluh dürften von basalen Teilen der Moräne stammen; in lehmig verkittetem Dolomit-Grus liegen einzelne faustgroße Kalkgerölle.

Am gegenüberliegenden Südhang des Rehberges bzw. Gadenweitecks liegen Blöcke von Hierlatzkalk bei und östlich des Gehöftes „Gadenweit“ und nördlich des Gehöftes „Zogelsbach“ bis zu einer Seehöhe von 680–700 m; sie können nur von S her durch Eis dorthin verfrachtet worden sein.

Etwa 1,5 km ostnordöstlich von „Gadenweit“ liegen Erratika in dem kleinen Sattel südlich des Rothensteinkogels. Von dort gegen N (Richtung Gresten) konnten keine Relikte dieser alten Vergletscherung mehr gefunden werden. Gegen NW, Richtung Ybbsitz, wurden Terrassen und Schotter, die wahrscheinlich mit dieser Vergletscherung zusammenhängen, von W. SCHNABEL verfolgt.

„Gadenweit“ liegt 8 km nordnordöstlich von den Endmoränen des Würmgletschers bei Lunz/See entfernt.

Dies macht das Ausmaß der hier in Rede stehenden alten Vergletscherung deutlich.

Es bleibt nun noch die vermutliche Erstreckung des alten Gletschers entlang des Ybbstales gegen W zu diskutieren, soweit sie den Bereich des Blattes Ybbsitz betrifft. Wie schon erwähnt, waren die Übergänge vom Kothberg-Tal und vom Saugraben zum Ybbstal bei Kogelsbach vom Eis bedeckt. H. NAGL (Mitt. Geol. Ges. Wien, 63, 1970, Karte 1) verzeichnet unmittelbar östlich von Kogelsbach „Altmoräne“. Es ist dies eine terrassenartige, leicht gegen das Ybbstal geneigte Ebenheit zwischen dem Ahornbach-Tal und dem Kogelsbach-Tal in einer Sh. von 560–580 m, 50–70 m über dem rezenten Talboden. Tatsächlich wurde bei Aushubarbeiten für einen Haus-Neubau in der Siedlung südlich des Dorfes am Fuß der Ebenheit Moränenmaterial erschlossen. Ein Moränenaufschluß befindet sich an der Straße nach „Meisserleithen“ bzw. „Trummelleithen“ am oberen Ende der Ebenheit. Andererseits sind Schotter mit gut gerundeten Geröllen im Steilhang von dieser Ebenheit gegen den Ahornbach, nördlich von „Hinterau“, sichtbar. Reste dieser Ebenheit sind auch noch südöstlich des Ahornbaches und nordwestlich des Kogelsbaches vorhanden.

Ybbs-abwärts befindet sich etwa 3–3,5 km westlich von Kogelsbach und unmittelbar südlich der Ortschaft St. Georgen am Reith die von H. NAGL als „Hauptrißterrasse“ angesprochene Ebenheit der Hochau ebenfalls etwa 60 m oberhalb des heutigen Talbodens (550 m Sh.). Der Schotterkörper dieser Terrasse ist durch zwei große in Betrieb befindliche Schottergruben südlich des Gehöftes „Tonibauer“ gut aufgeschlossen. Er besteht hier aus gut gewaschenen und kreuzgeschichteten Sanden und Feinschottern. In diesen Schottern fiel im Jahre 1985 eine etwa 5 m mächtige stark verlehnte Lage auf, die sich bei näherem Hinsehen als dicht gepackte Moräne mit deutlich gekritzten Geschieben entpuppte. Es liegt hier somit eine Verzahnung von Moränenmaterial mit Schottern vor.

Etwa 1 km nördlich dieser Schottergruben haben W. SCHNABEL und ich bei der Reithbachquelle im steilen Gehänge am Ende des kurzen Grabens nördlich der Kirche von St. Georgen einen weiteren sehr schönen Moränenaufschluß entdeckt. Auch NAGL verzeichnet dort „Altmoräne“. Meines Erachtens gehören sowohl die Ablagerungen bei Kogelsbach wie jene bei und südlich von St. Georgen am Reith zu unserer alten Vergletscherung, die hier ihr westliches Ende fand.

In den erwähnten Schottergruben südlich des „Tonibauer“ ist die Lehmbedeckung der Hochau-Terrasse bis zu 5 m mächtig. Reste dieser Terrasse sind talabwärts an der Südflanke des Ybbstales südöstlich der Gehöfte „Moosau“ und „Grießau“ erhalten; an der Nordseite des Ybbstales gehört wahrscheinlich der Terrassenrest nördlich des Gehöftes „Blamau“ dazu. Sie befinden sich alle etwa 80 m oberhalb des heutigen Talbodens. Andererseits haben zwei von der Sohle der Schottergruben südlich des „Tonibauer“ abgeteufte Untersuchungsschächte bei 20 m Teufe den Felsuntergrund nicht erreicht. Der Schotterkörper der Hochau-Terrasse hatte demnach eine beachtliche Mächtigkeit.

Für das Alter der hier in Rede stehenden Vergletscherung konnten im Zuge der Kartierungsarbeiten keine schlüssigen Hinweise gefunden werden. Wahrscheinlich handelt es sich um eine Hochriß-Vergletscherung; dann wäre die Hochau-Terrasse eine echte Hochterrasse im Sinne NAGL's. Die mächtige Lehmbe-

deckung könnte aber auch die Zuordnung zu einer noch älteren (?Mindel)Eiszeit nahelegen. Es ist auch nicht ausgeschlossen, daß die geschilderten Ablagerungen von mehreren, zeitlich voneinander getrennten Vereisungen stammen. Da morphologische Relikte wie Moränenwälle oder dergleichen völlig fehlen, wäre eine entsprechende Zuordnung der glazialen Ablagerungen eventuell nur mit Hilfe der Feststellung einer unterscheidbaren Verlehmung möglich. Vielleicht könnten hier Handbohrungen weiterhelfen.

Zweifelsfrei jünger als alle bisher beschriebenen oder erwähnten Glazialablagerungen sind jene, die von einem Gletscher stammen, welcher auf das Ybbstal beschränkt war und bei Göstling endete. H. NAGL hat diesen Gletscher als Teil der Spättrib-Vereisung auf Karte 3 seiner oben zitierten Veröffentlichung dargestellt. Diese jüngeren Ablagerungen sind deutlich frischer als die unserer alten Vergletscherung und nur von einer dünnen, höchsten 1 m mächtigen Lehmschicht bedeckt.

Der große Spättrib-Gletscher hat, wie NAGL richtig auf seiner Karte verzeichnet, gegen N im Bodingbachtal nicht weiter als bis zum Gehöft „Pöllendreith“ (1 km nordwestlich von Lunz) und im Hagergraben bis zum Gehöft „Herdengl“ gereicht; wahrscheinlich hat er auch das Gebiet der Gehöfte „Kogl“ – „Übelgraben“ – „Poschendreith“ – „Groß-Schöpftal“ bedeckt. Es könnten hier aber außerdem auch Glazial-Ablagerungen der alten Vergletscherung verborgen sein. Die Obergrenze des Spättrib-Eises dürfte im Gebiet „Herdengl“ – „Übelgraben“ bei etwa 720–740 m Sh. gelegen gewesen sein.

Zu diesem Spättrib-Gletscher gehört nach H. NAGL eine Terrassenflur, die unterhalb von Göstling in Resten noch erhalten ist. Sie liegt etwa 20–30 m tiefer als das Niveau der Hochterrasse und ist dieser bei Kogelsbach vorgelagert. Südlich von St. Georgen sind an der Westseite der Hochau-Terrasse zwei tiefere Terrassen vorhanden. In der tieferen Schottergrube südlich des „Tonibauer“ ist eine Anlagerung dieser tieferen Terrassen an die Hochau-Terrasse nicht zu erkennen; die tieferen Terrassen scheinen aus dem gleichen Schotterkörper zu bestehen wie die Hochau-Terrasse selbst. Es dürfte sich demnach hier um Ausräumungsterrassen handeln.

3) Der große Talzusub nördlich von Göstling

Das Westende der Lunzer Musterfalte war seit BITTNER (1893) ein Problem. Seit O. AMPFERER (1930) wissen wir zwar, daß die einfach gebaute aufrechte Lunzer Musterfalte von der gegen N überschlagenen Doppelfalte des Königsberges durch die Ybbsitz-Göstling-Blattverschiebung getrennt ist, aber die genaue kartographische Festlegung dieser großen Querstörung machte im Gebiet nordwestlich von Göstling immer noch Schwierigkeiten. Eine Nachschau war daher notwendig (1984, 1985). Sie bestätigte die Vermutung, daß hier die Ybbsitz-Göstling-Blattverschiebung auf einer Strecke von 2 km durch einen gewaltigen Talzusub verdeckt ist.

Dieser Talzusub ist durch das Zusammenwirken zweier Faktoren bedingt: durch die inverse Lagerung der Königsberg-Mulde und -Antiklinale, und durch die

tektonischen Störungen in der Nachbarschaft der großen Querstörung. Am Nordhang des Königsberges liegt heller Muschelkalk (Kern der Königsberg-Antiklinale) verkehrt auf Reingrabener bzw. Lunzer Schichten. Die überkippte Königsberg-Mulde (Schrambach-Schichten mit den begleitenden Aptychenkalken und bunten Jura-Gesteinen) liegt an der Königsberg-Überschiebung auf diesem Muschelkalk.

Östlich von „Aschenmoos“ ist nun dieser Muschelkalk mitsamt seinen aufgeschobenen Jungschichten zerglitten und in ein Mosaik von Kalkschollen aufgelöst, welches nördlich von „Zwickelreith“ – „Bromreith“ eine Fläche von fast 4 km² bedeckt („Lacken“ – „Prammelleithen“ – „Sattelbrunn“ – „Altmais“). Die länglichen Kalkschollen sind durch Bruchlinien – die Ausstrichlinien der Gleitflächen – voneinander getrennt. Diese Bruchlinien sind radial angeordnet und laufen im Gebiet von „Prammelleithen“ zusammen. Sie treten in der sehr unruhigen Landschaft als Senken und/oder Dolinenreihen in Erscheinung. Stellenweise kommen auch die unterlagernden Reingrabener Schichten entlang dieser Bruchlinien zutage. Vielfach ist der Muschelkalk an der Grenze gegen die Reingrabener Schichten, also an der Basis der Kalkschollen, als Reiflinger Kalk entwickelt.

Am Riedel südwestlich von „Riesenlehen“ schwimmen zwei isolierte Kalkschollen auf Lunzer Schichten. Sie lösen sich gegen N in eine Blockhalde auf, die bis zur Ybbs hinunterreicht. Ähnliche Blockhalden gibt es auch bei „Sattelbrunn“ und östlich von „Prammelleithen“.

Der Riedel südlich von „Widerleiten“ besteht von P. 749 gegen O abwärts bis zur Ybbs hinab aus einer Reihe mehr oder weniger zusammenhängender Kalkschollen, die an ihren Grenzen Zeichen von Bergzerreißung zeigen. Die von O. AMPFERER (Jb. Geol. B.-A., 80, 1930) beschriebenen Neokom-Schichten beim Einlaufbauwerk für das Kraftwerk Opponitz (Aptychenkalk + Schrambachschichten mit etwas buntem Jura) liegen auf einer solchen Muschelkalk-Scholle; mit ihr ist auch ein Stück der Königsberg-Überschiebung abgeglitten. Der dazugehörige Muschelkalk ist nicht nur beim Stollen-Mundloch und nördlich davon, sondern auch weiter südlich am rechten Gegenhang des Ybbstales (gleich bei der Abzweigung des Güterweges nach „Hagengrist“) aufgeschlossen. Die Wiesen westnordwestlich von „Bromreith“ werden von der Jungschichten-Auflage (Aptychenkalk, bunter Jurakalk) einer anderen größeren Muschelkalk-Scholle gebildet. An der Basis dieses Schollen-Mosaiks treten einige größere Quellen aus, wie z.B. jene im Graben östlich von „Sattelbrunn“ oder die große Quelle 300 m südöstlich von P. 523 hinter den Häusern knapp oberhalb der Ybbs.

Die Ybbsitz-Göstling-Blattverschiebung“, die westlich von Göstling als ein bis zu 200 m breiter Streifen von Haselgebirge zutage tritt, verschwindet 500 m nordwestlich der Kirche von Göstling – zunächst unter Rutschgelände – und kommt erst 2 km weiter nördlich, westlich oberhalb des Gehöftes „Zettellehen“, unter den Kalkschollen wieder hervor. Dort grenzt zertümmerter Gutensteiner und Reiflinger Kalk der Sulzbach-Antiklinale (Lunzer Musterfalte) gegen Lunzer Schichten des Königsberges. Die Blattverschiebung quert südlich von „Bromau“, etwa 600 m nordwestlich von Kogelsbach, das Ybbstal und wurde von dort durch W. SCHNABEL weiter gegen N verfolgt.

Blatt 73 Türrnitz

Bericht 1986 über geologische Aufnahmen in den Kalkalpen auf Blatt 73 Türrnitz

Von WOLFGANG PAVLIK (auswärtiger Mitarbeiter)

Im Zusammenhang mit der Kartierung auf ÖK 103 Kindberg wurde, um die tektonischen und stratigraphischen Probleme dieses Gebietes besser studieren zu können, der Südrand des Blattes Türrnitz nördlich Halltal und Terztal bis in den Hauptdolomit begangen.

Der Talgrund wird zum überwiegenden Teil von Haselgebirge und Werfener Schichten gebildet. Südlich Gruberkogel ist auf der Südseite der Salza ein neuer Haselgebirgsaufbruch von einem Bach ausgewaschen worden. Dies führte zu einer Verlegung des Bachbettes, und die letzten 20 m verläuft der Bach nun im Untergrund.

Der Gipfelaufbau der Wildalpe zeigt zwischen Freinsattel und Mürrschlucht Hauptdolomit, Dachsteinkalk und Gosau-Basiskonglomerat. Die von E. SPENGLER ausgewiesenen Hallstätter Kalke müssen als Dachsteinkalke (Wildalpen-Nordwestseite) und Basiskonglomerate der Gosau (Ostseite der Wildalpe) interpretiert werden.

Die Mitteltriasdolomite der Göller-Decke erscheinen zwischen Frühwirt und Terz ungefähr nördlich der Straße. Diese Zone springt sehr weit nach Norden vor, und erreicht den Grenzgraben. Die Lunzer Schichten und die Opponitzer Schichten sind nur sehr vereinzelt in schmalen Streifen zum Hauptdolomit hin aufgeschlossen.

Von der Terz bis zum Lahnsattel verläuft die Grenze Permoskyth-Hauptdolomit entlang der Straße. Östlich Kriegskogel treten in dem Permoskyth kleine Areale mit Mitteltriasdolomiten auf. Sie bilden auch hier, wie schon im Halltal Antiklinalen der Göller-Decke unter der Halltal-Deckscholle.

Die Mitteltriasdolomite auf der Südostseite der Wildalpe müssen noch genau studiert werden, ob Zusammenhänge mit dem von W. LEITHNER aufgenommenen Mitterberg bestehen. Diese Klärung kann erst erfolgen, wenn genügend Conodontenproben bearbeitet worden sind.

Blatt 74 Hohenberg

Bericht 1986 über fazielle Untersuchungen im Wettersteinkalk des Schneeberg-Plateaus auf Blatt 74 Hohenberg

Von HARALD LOBITZER

Obwohl sich das ÖK-Blatt 74 Hohenberg zur Zeit nicht im Aufnahmeprogramm der GBA befindet, sei es gestattet, einige fazielle Daten, den Wettersteinkalk des Schneeberg-Plateaus und des Eingangs zum Großen Kesselgraben betreffend, mitzuteilen. Die Daten resultieren aus blattüberschreitenden Begehungen, die sich im Rahmen der „Fazieskartierungen“ auf den Blättern 104 Mürrzuschlag bzw. 75 Puchberg am Schneeberg ergaben. Da die Ergebnisse wohl zu einem besseren Verständnis der Faziesverteilung im Wettersteinkalk

des Kalkalpen-Südrandes und somit zur tektonischen Abwicklung beitragen können, erscheint im Hinblick auf die Kartierung der Nachbarblätter eine gestraffte Mitteilung angebracht.

Eingang des Großen Kesselgrabens

Gleich am Eingang vom Schwarzatal komend steht hell- bis dunkelgrauer Wettersteinkalk mit Mollusken-schill und Rindenkörnern an, der häufig *Teutloporella herculea* (STOPPANI) PIA führt. Frau Dr. Olga PIROS (MAFI Budapest) konnte zusätzlich folgende Algenassoziation bestimmen: *Poikiloporella duplicata* PIA, *Acicullella bacillum* PIA, *Gyroporella* sp., *Physoporella heraki* BYSTRICKI, Solenoporaceae, Codiaceae. Die Dasycladaceen-Vergesellschaftung spricht für karnisches (julisches) Alter. Mikrofaziell handelt es sich meist um Birdseye-Sparite, wobei außer den Kalkalgen vor allem die randliche Mikritisierung der Körner auffällt; nicht selten finden sich auch komplett mikritisierte Peloiden. An Biogenen sind noch gelegentlich Gastropoden sowie sehr selten schlecht erhaltene und uncharakteristische Foraminiferen zu beobachten.

Die Teutloporellen-Fazies hält im Großen Kesselgraben auf ÖK 74 auch weiter bis über 1000 m Sh. an. Auch auf ÖK 104 (siehe Aufnahmsbericht im selben Heft) hält im Großen Kesselgraben diese Faziesentwicklung weiterhin an.

Das südöstliche Schneeberg-Plateau

Das gesamte Gebiet zwischen der östlichen Blatt-schnittgrenze beim Waxriegel über das Damböckhaus und den Ochsenboden bis zum Kammbereich des Klosterwappens und Kaisersteins ist aus Wettersteinkalk des zentralen Riffbereichs sensu E. OTT aufgebaut. Bereichsweise zeigt der Wettersteinkalk jedoch erheblich Rekrystallisation und/oder Dolomitisierung. Der Fossilgehalt unterliegt ebenso regional den gewohnten starken Schwankungen hinsichtlich Individuenreichtum und Taxa-Spektrum.

Der Waxriegel (1888 m) besteht aus hellem, großteils stark milchig rekrystallisiertem, z.T. brecciiertem Wettersteinkalk. Eine Schliiffprobe aus dem südwestlichen Bereich zeigt einen milchig rekrystallisierten Pelsparit mit einer Dominanz von Röhrrchen im Riffdetritus sensu OTT. Daneben sind noch Reste von Brachiopoden, Ostrakoden, Gastropoden sowie sehr selten uncharakteristischen Foraminiferen zu beobachten.

Die Umgebung des Damböckhauses zeigt Wettersteinriffkalk mit Kalkschwämmen (Inozoa und Sphinctozoa), wobei ebenso bereichsweise stärkere Rekrystallisationen bzw. Dolomitisierung zu beobachten ist. Schliiffe, die vom Weg gleich nordwestlich des Damböckhauses in Richtung Ochsenboden stammen, zeigen Biosparit in milchiger Rekrystallisation mit schönen Palisadenkalzit-Rasen. Die Biofazies zeichnet sich durch eine Assoziation aus, in der kleine Exemplare von *Baccanella floriformis* häufig mit *Tubiphytes obscurus* vergesellschaftet sind. Weiters sind Röhrrchen im Riffdetritus sensu OTT und feiner Schalendetritus indet. charakteristisch.

Der Ochsenboden zeigt im südlichen Teil typischen Wetterstein-Riffkalk mit der charakteristischen scheckigen Riffzement-Ausbildung, wobei die Zemente hinsichtlich der Größe der Zwickelfüllungen zwischen den winzigen Birdseyes und den Großoolithen zu liegen kommen. Sphinctozoen sind in dem einigermaßen gut erhaltenen Riffkalk ebenso nicht selten. In Schliiffen

sind im mittelstark rekristallisierten Biopelsparit fibröse Zemente bzw. Palisadenkalzit charakteristisch. Authigen gesproßte Dolomitrhomboeder finden sich z.T. in *Tubiphytes*, wobei die Rhomboeder braune Farbe mit weißem Rand zeigen. An Biogenen sind *Ladinella porata* OTT – die nicht selten von *Tubiphytes obscurus* umwuchert wird – sowie *Baccanella floriformis*, Röhrchen im Riffdetritus sensu OTT, Ostracoden und sehr selten wohl unbestimmbare Foraminiferen zu beobachten.

Am Aufstieg vom Ochsenboden zum Klosterwappen (2076 m) steht ebenso Wetterstein-Riffkalk mit schönen fibrösen Zementen an. Im Schliff zeigen sich im Biopelsparit Bruchstücke porater Sphinctozoen, Röhrchen im Riffdetritus sensu OTT, zartschaliger Muschel- und Gastropoden-Detritus, sehr selten auch uncharakteristische Foraminiferen. Der Gipfelbereich des Klosterwappens zeigt recht schön entwickelten, großoolithisch zementierten Wetterstein-Riffkalk. Der relativ geringfügig rekristallisierte Bereich etwa 20 m nördlich des Gipfelkreuzes zeigt im Schliff Palisadenkalzit, Sphinctozoen-Reste und Röhrchen im Riffdetritus sensu OTT.

Eine Conodontenprobe (Probe 86/36) wurde einer etwa 10 cm mächtigen, lithologisch nicht zweifelsfrei mit Hallstätterkalk assoziierbaren Rotkalkeinschaltung etwa 40 m westlich der Fischerhütte beim Gedenkstein an Heini Roiss und Kollegen entnommen. Die Lösprobe wurde von G. MANDL untersucht und erwies sich leider als völlig Conodonten-steril.

Der Vollständigkeit halber soll auch noch eine kluftgebundene, lediglich bis einige Zentimeter dicke Lage eines dumpf metallisch glänzenden Gesteins erwähnt werden, die dem Wetterstein-Riffkalk, der etwa 450 m östlich des Damböckhauses ansteht, eingeschaltet ist. Eine chemische Analyse durch P. KLEIN (Untersuchungsbericht Nr. Ch-18/86 vom 11. 11. 1986) erbrachte folgendes Ergebnis:

H₂O (110°C): 0,59 %
 Glühverlust (1000°C): 22,63 %
 Fe: 0,62 %
 Mn: 33,60 %.

Die mineralogische Zusammensetzung dieser manganreichen Spaltenfüllung ist unklar; es dürfte sich wohl um ein „Manganerz“ liassischen Alters handeln. Ökonomische Bedeutung kommt dieser „Rucksacklagerstätte“ absolut keine zu,

Blatt 75 Puchberg

Bericht 1986 über geologische Aufnahmen in den Kalkalpen auf Blatt 75 Puchberg am Schneeberg

Von GERHARD W. MANDL

Die diesjährige Arbeit besaß zwei Schwerpunkte. Einerseits wurde eine verbesserte biostratigraphische Gliederung der Gesteine des Ödenhof-Fensters angestrebt, andererseits schienen nach dem gegenwärtigen Kenntnisstand der regionalen Situation Revisionsbegehungen der großflächigen „Gutensteinerkalk“-Areale (Schneebergkarte von H. P. CORNELIUS, 1951) im Umfeld von Puchberg angebracht.

Abgesehen von einer karnischen Pollenflora können zur Zeit noch keine biostratigraphischen Angaben gemacht werden; eine Aufbereitung des umfangreichen Probenmaterials war bisher nicht möglich.

Ödenhof-Fenster

Die hellen, oft stark dolomitisierten Hallstätter Kalke im Bereich Strengberg – Hochberg wurden detaillierter beprobt, um die ersten Mitteltriasdaten (siehe Vorjahrsbericht) weiter zu verfeinern. Neu entdeckte dunkle Bankkalke auf der Hochberg-SW-Seite düften den stratigraphisch tiefsten Anteil der Abfolge bilden.

Die Hallstätter Kalke konnten heuer auch über das Sierningtal hinweg zur Schacherberg N-Seite verfolgt werden. Entgegen allen bisherigen Darstellungen waren hier nahezu keine Gesteine zu finden, deren Habitus der Bezeichnung Gutensteiner Kalk gerecht würde. Dem makroskopischen Befund nach ergibt sich folgende Gliederung der unteren Hälfte dieser Bergflanke: Über dem letzten Ausläufer des Dachsteinkalkes des Anzberges folgen geringe Reste von Werfener Schichten, helle bis blaßbunte massige Kalke (?Mitteltrias), schwarze Schiefertone und eine weitere Felsklippenreihe aus hellen Kalken.

Die Schiefertone lieferten in einer von drei Proben Pollen und Sporen, welche karnisches Alter anzeigen (det. I. DRAXLER, GBA):

Probe 86/15 *Caytonipollenites pallidus*

Ovalipollis sp.

Paraconcavisporites lunzensis

cf. *Taeniaesporites*

sowie nicht näher bestimmbare Reste bisaccater Pollen und trileter Sporen

Aus den auflagernden hellen Hallstätter Kalken konnten bisher nur tektonisch verquetschte Conodontenbruchstücke isoliert werden, die keine sichere Altersangabe erlauben. Aus der Position des Kalkzuges erscheint Nor möglich.

Darüber folgen, mit Werfener Schichten beginnen, die Serien der

Schneebergdecke

Innerhalb der Mitteltriaskarbonate beginnt sich allmählich eine deutliche Faziesdifferenzierung abzuzeichnen, entsprechend variabel ist die Schichtfolge in den einzelnen Gebietsabschnitten (von Liegend nach Hangend):

- laminierte Gutensteiner Kalke, z.T. dolomitisch;
- dunkle Bankkalke mit Hornsteinknollen und einzelnen Biogendetrituslagen sowie mit dunklen bis grünlichgrauen Mergelkalkeinschaltungen im hornsteinarmen Hangendabschnitt, nahe der Hangendgrenze vermutlich Tuffite („Grüne Schichten“ in der Literatur);
- Wettersteinkalk (Resediment-reiche riffnahe Ausbildung) mit vereinzelt rötlichbraunen mikritischen Bänken an der Basis.

Damit vergleichbar ist die Abfolge im Bereich Schacherberg. Hier sind allerdings die dunklen Hornsteinkalke deutlich geringer mächtig, während die bunten pelagischen Kalke, die zum Wettersteinriffkalk überleiten, 50 m Mächtigkeit überschreiten dürften.

Im Bereich Asandberg und östlich des Sierningtales fehlen die dunklen Hornsteinkalke völlig. Die Abfolge lautet hier: Gutensteiner Kalk – helle „Massenkalke“ – Wettersteinriffkalk.

Dieser helle, z.T. bunte Massenkalk stellt eines der Probleme dieses Arbeitsgebietes dar. Er bildet ein bis 100 m mächtiges Gesteinspaket zwischen schwarzem Gutensteiner Kalk und Wetterstein(riff)kalk. Die große Masse dieses Gesteins ist völlig fossilfrei und ohne Sedimentstrukturen. Dünnschliffe zeigen nur ein mikroporitisch rekristallisiertes Kalzitmosaik und erlauben ebenfalls keine Identifizierung des Ablagerungsmilieus.

Die eigentliche Problematik besteht nun darin, daß diese Serie teils von Hornsteinkalken überlagert (Gahnplateau, ÖK 105) oder von diesen unterlagert wird (Schacherberg N-Seite), oder ohne Zwischenschaltung anderer Gesteine direkt zwischen Gutensteinerkalk und Wettersteinkalk liegt (Asandberg und weiter gegen E) oder überhaupt völlig fehlt (Schneeberg, Umgebung Puchberg). Wo ursprüngliche Strukturen noch erhalten blieben, sind diese widersprüchlich. Sowohl für pelagisches Milieu (Mikrite mit Filamenten, Lumachelle-Lagen, Conodonten; Bereich Schacher – Gutenmann) als auch für Seichtwasser (lagenweise umkrustete, mm-große Litho- und ?Bioklasten; Bereich Gösing – Schratenstein) finden sich Argumente. Die unklare stratigraphische und fazielle Zuordnung und die verschwommene Grenze zum Wettersteinkalk tragen mit bei zum derzeit noch unbefriedigenden Kartenbild.

Wiederum ganz anders sieht die Abfolge in der Umgebung von Puchberg aus. Die Felswände östlich des Hengsttales werden von Gutensteiner Kalk gebildet. Darüber folgen südwestlich des Kiengrabens graue knollige Hornsteinkalke, die teilweise von roten und grünlichen Tonflasern durchsetzt sind. Die Kuppe des Buchberges (852 m) bietet überhaupt keine Aufschlüsse, im häufig rotbraun gefärbten lehmigen Boden findet man, oft gut gerundete, dunkle Kalke und braune Gosausandsteine. Im Bereich Himberg – Wegscheidgraben wird der Gutensteiner Kalk völlig durch dm-gebankte graue Dolomite ersetzt. Über diesen folgen graue, knollige Hornsteinkalke, die lokal in rote Knollenflaserkalke übergehen und von graubraunen Bankkalke überlagert werden. Ein kleines Vorkommen von Wettersteinkalk NE des Gehöftes Diertl könnte das Hangendste dieser Folge darstellen. 1 km weiter nördlich, auf der Himberg-Nordseite, bilden schwarze allodapische Hornsteinkalke das Hangende der graubraunen Bankkalke. Wettersteinkalk fehlt hier völlig. Dafür dürften die bereits von CORNELIUS (1951) in den Erläuterungen (p. 17) erwähnten schwarzen Schiefer-tone entgegen seiner Auffassung doch karnischen Alters sein und die westfallenden Hornsteinkalke überlagern.

Zusammenfassend bietet sich hier innerhalb der Schneebergdecke das Bild eines \pm nordexponierten, mitteltriadischen Karbonatplattformrandes mit Riffwachstum und Übergängen in ein Hornsteinkalkbecken. Letzteres zeigt eine Differenzierung von dunklen, allodapischen Sedimenten im Westen zu hellen, lokal auch bunten Kalken mit Hallstätter-Anklängen im E. Diese könnten bei Rücknahme der Tektonik ihre Fortsetzung gegen E in den Rotkalken und im „pelagisch beeinflussten Wettersteinkalk“ des Dachensteins (Fischauer Berge, ÖK 76) finden.

Eine kurze Exkursion galt auch den bekannten Hallstätter Kalken bei Losenheim. Während CORNELIUS (1951) hier rote Hallstätter Kalke auf Dachsteinkalk verzeichnete, bestätigte R. LEIN 1975 (Verh. Geol. B.-A., p. 54ff.) zusätzlich zur bereits bekannten Algenflora mit Foraminiferen das anisische Alter der hellen Kalke und

trennte die norischen Hallstätter Kalke durch eine tektonische Linie davon ab.

Die Übersichtsbegehung des Höhenrückens zwischen Burgfelsen, Abfall (K. 966 m) und Wasserfallwirt zeigte die Beteiligung folgender Serien am Aufbau dieser Schollen:

Heller Algenkalk (Steinalmkalk; Anis) – hellgraue dickbankige Kalke, zur Hangendgrenze hin mit vereinzelt Hornsteinknollen (?Ladin) – dunkle Mergelkalke und Splitter von Schiefertonen („Halobien-schiefer“; karn) – „Massiger Hellkalk“ (typischer Hallstätter Kalk; Nor) – „Hangendrotkalk“ (dm-gebankter, wellig schichtiger Rotkalk; Nor), z.T. wolfig grau gefärbt – fragliche Zlambachschichten (dunkle Mergelkalke mit etwas Crinoidenstreu).

Die Algenkalke des Lärchkogels dürften mit oben genannten Aniskalken vergleichbar sein und zu den Losensteiner Schollen gehören, während die hellen Kalke der „Wiege“ (K. 595 m) dem typischen Wettersteinkalk des Schneeberges entsprechen. Die direkte Auflagerung auf Werfener Schichten unter weitgehendem Ausfall der sonst mächtigen Gutensteiner und Reiflinger Kalke läßt den Verdacht auf eine Platznahme in Form einer alten Massenbewegung aufkommen. Ein ausgeprägtes Relief stand ja offenbar seit der Oberkreide immer wieder zur Verfügung, wie die Auflagerung von Gosauschichten bis auf Werfener Schichten hinab im Puchberger Becken zeigt.

Bericht 1986 über geologische Aufnahmen in den Kalkalpen auf Blatt 75 Puchberg am Schneeberg

Von BENNO PLÖCHINGER (auswärtiger Mitarbeiter)

Wiesen und Äcker kennzeichnen im Bereich Dörenbachtal – Scheuchenstein die Verbreitung der Allgäuschichten (Göller-Decke), der Raibler Schichten und der Werfener Schichten (Hohe Wand-Decke). Vor allem um Verwechslungen der beiden erstgenannten, oft faziesähnlichen Schichtglieder möglichst auszuschließen, wurde eine Revision der brach liegenden Äcker und eine Untersuchung neuerer Aufschlüsse vorgenommen.

Kalkige, graue Mergelschiefer der Allgäuschichten sind gelegentlich am NW-Fuß der Hinteren Wand, am Güterweg SW des Leiterbauern, an der Kote 757 (Gruber) und NW davon am Weg zum Gehöft Veith aufgeschlossen. Bei diesem Gehöft sind ihnen hellgraue Crinoidenkalklinsen eingeschaltet. Eher atypisch sind die steil NW-fallenden, schiefrig-plattigen Mergel im Graben beim „s“ von „Hausberg“ (Probe 530). Ebenso zu den Allgäuschichten gehören die grauen sandigen Mergel (Probe 544) unmittelbar westlich des Gasthofes Berger in Scheuchenstein und die mattgrauen, splitttrigen Mergelschiefer am Parkplatz des Gasthofes. Gegen NNE ruht ihnen an der bis zum Gehöft Ungerbach reichenden Kuhweide eine Reichenhaller Rauhwacke der Hohen Wand-Decke auf.

Sanft SW-fallende, dunkle, kohlige Schiefer der Raibler Schichten lassen sich vom Bereich „Auf der Höh“ gegen NE bis zum Leitenbauer verfolgen. Sie bilden offenbar das normale Hangende einer 700 m langen, schmalen Felsrippe aus physoporellenführendem Wettersteinkalk und -dolomit, die von „Auf der Höh“ bis über den Leitenbauer (Schönthaler) gegen NE streicht.

Zwischen dieser Rippe und der Wettersteinkalkkuppe des Kreuzsteines liegen kleine Schlierenkalkvorkommen (= norischer Wandkalk in Schlierenkalkfazies nach M. SCHAUER, vorher Opponitzer Schlierenkalk nach E. KRISTAN). Wie Lesesteine erkennen lassen, sind sie von gröberklastischen Gosauablagerungen umhüllt. Am Weg von Miesenbach 84 (Panzenböck) zum Gehöft Schramböck zeigen sich auf kurze Erstreckung auch bunte, schiefrige Gosauergel (Probe 477). Ein Silo-aushub bei Haus Schramböck zeigt wieder mattgraue Mergelschiefer der Allgäuschichten. Sie gehören der Zone an, die über das Gehöft "An der Leithen" (Miesenbach 63) zum Gehöft Arnold steicht. Die im NW säumende, SW-NE-streichende Felsrippe besteht, wie ebenso zuerst von E. KRISTAN (1958) erkannt, aus Schlierenkalk.

Um das Gehöft Berger (Zellinger) sind plattige Werfener Quarzite verbreitet, die zum nördlichen Ausstrich einer 400 m breiten und ca. 1 km langen, bis zum Ungerbach reichenden Zone aus Werfener Schichten gehören. Die steil ENE-fallenden, bräunlichgrauen, glimmerreichen, myophorienführenden, teilweise quarzitisches Werfener Schiefer am Weg westlich des Gehöftes Kaiser (= W „An der Leithen“) werden gegen das Miesenbachtal von steil ostfallenden, grauen Mergelkalen mit eingeschalteten bunten Tonschieferlagen abgelöst, dem höheren Niveau der Werfener Schichten. Der daraus resultierenden inversen Lagerung der Werfener Schichten entspricht auch das Auftreten von Reichenhaller Rauhwacke und Brekzie westlich davon, entlang des Miesenbachtals. Das invers gelagerte Schichtpaket kennzeichnet eine Stirnschuppe am Überschiebungsrand der Hohe Wand-Decke auf die Göller-Decke.

Östlich Gehöft Bachfranz werden Werfener Schiefer von Raibler Schichten überlagert. Mittelsteil SSW-fallende, pflanzenhäcksselführende, dunkelgraue Schiefer der Raibler Schichten stehen unmittelbar nördlich des Hauses Kaltenberg 6 an (Probe 545).

Von NW bis W Gehöft Rostberg taucht zwischen der Hallstätter Kalk-Scholle „Rostberg“ (K. 806) und dem karnischen Cidariskalk SE und NNE des Gehöftes fensterförmig ein 450 m langer, NNE-SSW-streichender Härtlingsrücken aus dunkelgrauem, steil SSE-fallendem Crinoidenkalk der Allgäuschichten auf. In der Mitte ruht dem Rücken noch eine kleine Scholle aus Mitteltriasdolomit der Hohe Wand-Serie auf.

Begehungen mit M. SCHAUER verfolgten vor allem den Zweck, Kartierungsergebnisse aufeinander abzustimmen.

Blatt 77 Eisenstadt

Bericht 1986 über geologische Aufnahmen im Tertiär und Quartär auf Blatt 77 Eisenstadt*)

Von PAUL HERRMANN

Die Untersuchungen auf Blatt Eisenstadt wurden auf dem links der Leitha gelegenen Bereich der Jüngeren Steinfeldschotter begonnen. Aufgrund der enttäuschenden Aufschlußverhältnisse konnten hier keine neuen Ergebnisse gewonnen werden.

Von Interesse ist jedoch ein auf der topographischen Karte noch nicht eingetragener Aufschluß an der Bundesstraße 16 südöstlich von Wimpassing. Unter der dünnen Haut quartärer Schotter sind hier kryoturbar verwürgt Sande von etwa 2 m Mächtigkeit, darunter Konglomerat aufgeschlossen. Der Fund eines Pectinidenbruchstückes läßt auf Baden schließen. In südwestlicher Richtung befinden sich am Abfall des Tertiärbereichs gegen die Leithaalluvionen mehrere Aufschlüsse, die (gelegentlich kreuzgeschichtete) Sande zeigen. Proben aus diesen Sanden erwiesen sich als fossillos. An der Straße Pottendorf – Hornstein findet sich in dieser Aufschlußreihe allerdings noch sehr mürber, aber lagenweise an Algenästchen reicher Kalk, sodaß eine Einstufung ins Baden zumindest ins Auge gefaßt werden muß.

Südwestlich von Hornstein wird Mitteltriaskarbonat nur von ganz geringmächtigem tertiärem Kalk (etwa 1 m) überlagert. Eine Mergelablagerung in diesem Kalk lieferte sarmatische Foraminiferen.

Auf dem Höhenrücken südlich von Hirm konnten wahrscheinlich quartäre Schotter festgestellt werden. Die Komponenten sind bis 5 cm groß, sehr unterschiedlich gerundet und zeigen deutlich Anreicherung von Quarz und Quarzit; Kristallin ist jedoch noch nicht völlig ausgemerzt. Aus den tertiären Sedimenten im Raum Pöttsching – Hirm wurden Proben entnommen, deren mikropaläontologische Untersuchung jedoch noch aussteht.

Blatt 96 Bad Ischl

Bericht 1986 über paläontologische Untersuchungen in den Schreyer Alm-Kalken der Typlokalität auf Blatt 96 Bad Ischl

Von FRANZ TATZREITER (auswärtiger Mitarbeiter)

Nach fruchtlosen Anstrengungen, die Bicrenatus- und Suessi-Zone in dem jüngst entdeckten Profil (siehe Kartierungsbericht 1985) doch noch mit Ammoniten nachzuweisen, wurde den mitteltriadischen Fundstellen auf der Siechlinghöhe und Schreyer Alm ein erster Besuch abgestattet.

Seit 1979, als ich das erste Mal Gelegenheit hatte, die anisich/ladinischen Schreyer Alm-Faunen von Epidaurus an Ort und Stelle zu studieren, erkannte ich die Notwendigkeit, daß die alpinen Typlokalitäten auf der Schreyer Alm neu aufgenommen werden sollten, um die notwendige Revision der Ammoniten dieses Zeitabschnittes durchführbar zu machen.

Ein erster Schritt in diese Richtung wurde heuer gemacht, wobei vorerst einmal versucht wurde, einiges Material horizontiert aufzusammeln, obwohl nach den Angaben bei DIENER (1926, p. 86) die Aussichten nicht sehr erfolgversprechend waren. Wie zumeist in solchen Fällen irrte DIENER aber auch diesmal. Die Fundstelle nächst der Schreyer Alm war nämlich nicht völlig erschöpft. Ganz im Gegenteil, obwohl der Abbau durch die Zähigkeit des Gesteins sehr erschwert wird, gelang es mir in der relativ kurzen Zeit, eine größere Menge signifikanter Ammoniten zu bergen, die direkte Vergleiche mit der Fauna aus Epidaurus gestatten. Leider ist

der Erhaltungszustand des alpinen Materials durchweg erheblich schlechter.

Die von mir ausgebeutete Fundstelle liegt ca. 300 m SW der südlicheren Almhütte auf der Schreyer Alm in 1420 m Sh., direkt oberhalb des blau markierten Weges. Eine 1,20 m mächtige Bank, die mit der Basis einer intensiv gelb, weiß und rot gefleckten Schicht aufliegt, lieferte überwiegend schlanke, seltener globose Ptychiten, dann Gymniten und selten Arcesten. Eine zweite, kleinere Fundstelle, ca. 50 m davon gegen SW, erbrachte neben *Ptychites* div. sp. und *Gymnites* div. sp. auch noch Sturien, vermutlich *Sturia semiarata* MOJS., 1882 und gut erhaltene Brachiopoden. Aufgrund einiger vorläufiger Bestimmungen aus dem umfangreichen Material von Fundpunkt 1 ergibt sich eine alstersmäßige Einstufung in die Parakellnerites-Zone des Oberanis.

Bisher konnten bestimmt werden:

- Gymnites obliquus* MOJSISOVICS, 1882
- Discopychites* cf. *megalodiscus* (BEYRICH, 1866)
- Flexopychites flexuosus* (MOJSISOVICS, 1882)
- Ptychites* cf. *oppeli* MOJSISOVICS, 1882
- Gymnites* cf. *incultus* (BEYRICH, 1866).

Blatt 100 Hiefrau

Bericht 1986 über geologische Aufnahmen in den Kalkalpen auf Blatt 100 Hiefrau

Von FRANZ K. BAUER

Vom Schwabeltal ausgehend wurden die Aufnahmen in nördliche Richtung fortgeführt. Die Gesäusestörung zieht von Hiefrau über Jagersattel und Winteralm in das hintere Schwabeltal. An der vom Gasthaus Bierhütte gegen WSW führenden Forststraße findet man bei 800 m Sh. Reste von Werfener Schichten, welche die Störung hier deutlich markieren. Darüber liegen Gesteine des Alpinen Muschelkalkes, die ostwärts die unteren Hänge der südlichen Talseite aufbauen.

Im nördlich anschließenden Gebiet Beilstein – Steinberg – Großkogel nimmt der Hauptdolomit eine größere Fläche ein. Östlich Franzbauer liegen darüber in einem schmalen Streifen Plattenkalke, die an einer Stelle reichlich Echinodermenschutt führen.

Im Westen ist der Hauptdolomit von einer bedeutenden Störung begrenzt. An dieser liegen beim Franzbauer Werfener Schichten, die hier als kleine Schuppe innerhalb der Obertrias auftauchen. Darüber liegen Liasfleckenmergel, an einer neueren Forststraße gut aufgeschlossen.

Nordwestlich schließt der Raum der Gosau von Gams an, von H. KOLLMANN (1964) aufgenommen. Wie diese Karte zeigt, gibt es eine Reihe von in nord-südlicher Richtung verlaufenden Störungen, eine erstreckt sich vom Gosaubach über Reiteralm bis Palfau. An ihr müssen bedeutende Verstellungen erfolgt sein. Östlich der Noth grenzen Saalfeldner Rauhwacken und Werfener Schichten an die Gosau bzw. den Dachsteinkalk. Auch nördlich der Reiteralm treten diese Gesteine in einer kleinen Schuppe auf.

Die Gebiete westlich und östlich weisen erhebliche Unterschiede im Bau auf. Östlich der Reiteralm liegen Oberalmer Schichten, die auch fensterartig bei den Vor-alpen auftauchen. Es handelt sich um meist graubraune Kalke, die vielfach Hornsteinknollen enthalten. Darüber liegen die größeren Flächen einnehmenden, feinkörnigen, meist hell-weißen Plassenkalke. Nördlich der Reiteralm ist an der Straßenkehre bei 900 m Sh. eine kleine Scholle von Crinoidenkalken aufgeschlossen.

Westlich dieser Störung liegt Dachsteinkalk, den nördlichen (1171 m) und den südlichen Akogel (1190 m) aufbauend. Unterlagert wird er von dem zwischen diesen beiden Erhebungen auftretenden Hauptdolomit, dessen intensive Zertrümmerung an der Forststraße gut zu beobachten ist.

Die bedeutendste Störung (Deckengrenze) begrenzt den Dachsteinkalk im NW. Sie zieht beim Gamsbauer in nördliche Richtung und schwenkt dann gegen NE um. Die Überschiebungszone ist sehr gut an der von Eschau ausgehenden neueren Forststraße zu sehen. Bei Eschau werden die unteren Hänge (Sandriedel) vom Hauptdolomit aufgebaut. Die höher führende Straße schließt sehr gut Werfener Schichten auf, welche NE–SE streichen. Es handelt sich um einen schmalen, tektonisch ausgequetschten Streifen von rötlichen Schiefern, die in der Bewegungsfuge liegen. Darüber liegen, ebenfalls tektonisch in der Mächtigkeit stark reduziert, Gesteine des Alpinen Muschelkalkes. Diese Störung verläuft parallel dem Salzatal Eschau – Palfau.

Bericht 1986 über eine geologische Revision auf Blatt 100 Hiefrau

Von BENNO PLÖCHINGER (auswärtiger Mitarbeiter)

Mit dem Bearbeiter des Blattes (F. K. BAUER) wurden einige Punkte am Schwarzsattel und im Schindelgraben untersucht. Dabei wurde in einem alten aufgelassenen Bruch am Ausgang des Schindelgrabens ein Hauptdolomit vorgefunden, dem dunkelgraue bis schwarze, teilweise an Muschelschalen (darunter *Alectryonia* cf. *montis caprillis*) reiche Mergelkalklagen eingeschaltet sind. Eben solche dunkle, karnische Mergelkalklagen wurden bei einer früheren Begehung im Hauptdolomit des nahen Flößleitengrabens in 660 m Sh. angetroffen.

Der Berichtersteller kartierte die aus der Niederterrasse südlich der Ortsmitte von St. Gallen auftauchenden Vorkommen von Gutensteiner Kalk, das Haselgebirgsvorkommen der „Gipsleiten“ im Bereich der alten Nusserbrücke (K. 498) und neue Aufschlüsse an der Pfarralm-Forststraße zwischen der Laussa und dem Spitzenbach. Dabei wurde der 150 m langen und 10 m mächtigen, NNW–SSE-streichenden, aus malmischen bis unterkretazischen Gesteinen bestehenden Scholle besondere Aufmerksamkeit geschenkt, die die Pfarralm-Forststraße 300 m nach der Abzweigung von der Rutscheralm-Forststraße quert; sie kann dem Tiefbajuvarikum zugerechnet werden. Weitere Revisionen galten den mitteltriadischen, der Lunzer Decke zugehörigen Schollen an der Zufahrt zum Gehöft Ennsbauer und der schmalen tiefbajuvarischen Cenomanschuppe in der Teufelskirchzone südlich des Spitzenbaches.

Nähere Angaben erübrigen sich hier, da über dieses Gebiet am Südende der Weyerer Querstruktur ein Jahrbuchbeitrag (130/1, 93–108) geschrieben wurde.

Blatt 103 Kindberg

Bericht 1986 über geologische Aufnahmen im Gebiet der Veitschalpe auf Blatt 103 Kindberg*)

Von FRANZ K. BAUER

Für das in Arbeit stehende Blatt 103 wurde mit Aufnahmen im Gebiet der Veitschalpe begonnen. Ausgangspunkt war der gegen E abfallende, keilartig zugeschnittene Rücken, der im wesentlichen aus Wettersteinkalk bzw. -dolomit besteht.

Im Raum Mürzsteg – Neuberg gibt es eine Reihe von Forststraßen, welche mehrfach die Grenze Kalkalpen – Grauwackenzone queren. Die zahlreichen Aufschlüsse bieten eine gute Möglichkeit, die Tektonik an der Basis der Kalkalpen zu studieren.

Die Basis der Kalkalpentrias bilden die Präbichlschichten, die hier in unerwarteter Mächtigkeit auftreten. Bei der Kartierung war sehr deutlich zwischen einem liegenden Abschnitt, der aus mächtigen Konglomeraten besteht und einer hangenden sandig-schiefrigen Serie zu unterscheiden. Die Konglomerate sind im wesentlichen Quarzkonglomerate mit meist nur wenig gerundeten Komponenten, sei bauen einen Rücken auf, der sich von der Grundbauernhütte bzw. vom Blaskögerl ostwärts über Hirschsitz in den Graben von Tebrin erstreckt. Weiter ostwärts sind sie über den Erzberg (wo Funde von Hämatit gemacht wurden), Hallegg und S Kuhhörndl zu verfolgen. Die Mächtigkeit wird auf etwa 100 m geschätzt.

Die hangenden sandig-schiefrigen Gesteine fallen durch überwiegend dunkelgraue Färbung auf. Es gibt Übergänge zu dunkelvioletten und selten grünen Farben.

E Tebrin fehlen die Werfener Schichten. Sie sind von hier westwärts bis zur Grundbauernhütte zu verfolgen, wo es die besten Aufschlüsse gibt. Sie liegen hier in einer sandig-schiefrigen Ausbildung mit Karbonatbänken vor. Die Schiefer sind grau bis grünlich, selten violett gefärbt. Auffallend gegenüber den liegenden Präbichlschichten sind braune Verwitterungsfarben.

Gutensteiner Kalk bzw. Dolomit sind in auffallender Weise in der Mächtigkeit reduziert bzw. fehlen streckenweise völlig. Die Abscherungstektonik an der Basis der Kalkalpen muß als bedeutend angesehen werden.

In einigen Detailprofilen sind Zusammenhänge noch gut zu sehen. Z.B. liegt im Gebiet Bärensteinwand über Gutensteiner Dolomit Steinalmkalk, darüber rötlicher bis sehr hellgrauer bis weißer Hallstätter Kalk, der an einer Forststraße gut aufgeschlossen ist. Ein ähnlich gut aufgeschlossenes Profil liegt bei der Grundbauernhütte.

W Tebrin liegt eine kleine Scholle aus Gutensteiner Dolomit, Steinalmkalk und Hallstätter Kalk in Werfener Schichten eingeschuppt vor. Die guten Straßenaufschlüsse ermöglichten eine genaue Abgrenzung dieser Schuppe.

Über dieser Mitteltrias liegt der Wettersteinkalk, der im wesentlichen die Veitschalpe aufbaut. Allgemein fällt eine starke Klüftung und Zerlegung durch Störungen auf. Besonders am Südrand sind zahlreiche große Harnische zu beobachten. Großteils gehören die Kalke einer Riff-Fazies an (siehe Bericht von H. LOBITZER). N gegen das Mürztal folgen Dolomite, welche das Liegende des Kalkes bilden. In den Kalken im Randbereich zu den Dolomiten wurde mehrfach *Teutloporella herculea* ge-

funden. In verschiedenen Bereichen sind im Dolomit Schichtung und Bankung erhalten geblieben.

Im Gebiet Lanauwand liegen über dem Wettersteindolomit auffallen dunkle, deutlich gebankte Dolomite, die in die Kalke der Lanauwand übergehen. Es handelt sich bei diesen Kalken um den Tisovec-Kalk, der von R. LEIN aufgrund von *Poikiloporella duplicata* in das Oberkarn eingestuft wurde.

Bericht 1986 über geologische Aufnahmen in den Kalkalpen auf Blatt 103 Kindberg*)

Von RICHARD LEIN (auswärtiger Mitarbeiter)

Der zwischen Lieglergraben und Jagerbauerngraben eingebettete Höhenzug der Neunkögel, welcher sich vom Aschbachtal aus in südwestlicher Richtung gegen das Nideralpl erstreckt, darf als einer der Schlüsselpunkte für die Auflösung des komplexen tektonischen Aufbaues des Sütteiles der Mürzalpendecke im Bereich der Dobreinlinie angesehen werden.

Was die geologische Erforschung dieser Region betrifft, ist die detaillierte, vor allem den stratigraphischen Aufbau klar erfassende Darstellung GEYER's (1889, Jb. Geol. R.-A., 39, 545–556) bis heute unübertroffen geblieben, während die spätere Neubearbeitung desselben Gebietes durch CORNELIUS (1936, Karte; Jb. Geol. B.-A., 89) in dieser Hinsicht eher einen Rückschritt darstellt. Die von den genannten beiden Autoren angefertigten geologischen Karten geben den komplizierten tektonischen Aufbau der Neunkögel allerdings in nur stark schematisierter Form wieder. Erst die Anlage von Forststraßen hat dieses wegen seiner überaus steilen Flanken nur schwer begehbare Terrain der nötigen Detailkartierung erschlossen.

Der tektonische Aufbau des weiteren Umfeldes der Neunkögel konnte erst jüngst von uns in groben Zügen geklärt werden (LEIN, 1981, Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., 27, 220–223; 1982, J.-Ber. Hochschulschwerpunkt S 15, Abb. 1,2, Prof. 5). Dieser Darstellung zufolge ruht in dieser Region dem bis auf seinen mittel- bis tiefobertriadischen Anteil reduzierten Sockel der Mürzalpendecke (bestehend aus Wetterstein-/Tisovec-Dolomit) eine vermutlich dem Rücken der Mürzalpendecke entnommene und lokal verschleppte tektonische Hüllserie auf (= Aschbachtaler Schuppensystem), welche sich im wesentlichen aus Aflenzer Kalken, Zlambachschichten und Dachsteinkalken zusammen setzt. Darüber folgt im Bereich der Neunkögel als tektonisch höchstes Element eine aus Hallstätter Buntkalken zusammengesetzte Deckscholle (= Hiasbauernalm-Deckscholle).

Hiasbauernalm-Deckscholle

Einen Eindruck von der ungefähren Ausdehnung der Deckscholle bekommt man bereits beim Betrachten der GEYER'schen Manuskriptkarte (1889). Die Scholle, welche in der Felskulisse oberhalb der Hiasbauernalm ihren Ausgang nimmt, setzt sich in südöstlicher Richtung fort, umfaßt den Kamm und die Nordostflanke der Neunkögel und erstreckt sich schließlich, den Lieglergraben querend, bis zum Fuß der Tonionwände.

Die ihrerseits aus zwei Schuppen zusammengesetzte Deckscholle bildet bloß eine sehr dünne, selten eine Gesamtmächtigkeit von 60 m überschreitende Hülle,

welche größtenteils direkt den hellen Dolomiten der Sockeleinheit der Mürzalpendecke auflagert. Nur an ihrem Nordwestende wird sie im Bereich der Hiasbauernalm von Zlambachschichten des Aschbachtaler Schupensystems überlagert.

Die nur die kurze Zeitspanne von Oberladin bis Unterkarn umfassende Schichtfolge der Deckscholle setzt sich aus folgenden kartierbaren Lithofaziestypen zusammen:

1) Grauvioletter Bankkalk (Langobard–Cordevol)

Grauviolette bis rötliche, gut gebankte Kalke, die sich u.d.M. als filamentführende Intrabiosparite bis -mikrite erweisen. Dem autochthonen mikritischen Sedimentanteil sind häufig Seichtwasser-Extraklasten beigemischt (u.a. mit *Tubiphytes obscurus* MASLOV).

G 16a: N-Abfall der Neunkögel, Sh. 1285 m, Unterkarn

Halobia rugosa GÜMBEL

A 286B: NW-Spitze der Neunkögel, oberhalb der Hiasbauernalm, Sh. 1110 m; Unterkarn

Gladigondolella tethydis (HUCKR.)

Gondolella cf. polygnathiformis BUD. & STEF.

Gondolella cf. polygnathiformis BUD. & STEF.

Gondolella tadpole HAYASHI

A 297: Lokalität wie A 296B, Sh. 1160 m; Unterkarn

Gladigondolella tethydis (HUCKR.)

Gondolella inclinata KOVACS

Gondolella tadpole HAYASHI

Epigondolella mungoensis (DIEBEL)

2) Heller Biogenschuttkalk (Cordevol)

Hellgraue, dickbankige bis massige, z.T. leicht kieselige Kalke mit Einschaltungen makroskopisch erkennbarer feiner Biogenschuttlagen.

U.d.M.: filamentführende Intrabiosparite; vereinzelt authigene Quarzsprossung.

A 290: Forststraße hinterer Liegler Graben, 600 m N Anderlhütte; Unterkarn

Gladigondolella tethydis (HUCKR.)

Gondolella cf. inclinata KOVACS

Gondolella cf. polygnathiformis BUD. & STEF.

A 461: Felswand 30 m SE Liegleralm; Unterkarn

Gladigondolella tethydis (HUCKR.)

Gondolella inclinata KOVACS

Gondolella polygnathiformis BUD. & STEF.

„*Turritellella*“ *mesotriassica* KOEHN-ZANINETTI

A 1071: Forststraße NE-Flanke Neunkögel, Sh. 1180 m, 450 m SW Kote 907 m; Unterkarn

Gladigondolella tethydis (HUCKR.)

Gondolella polygnathiformis BUD. & STEF.

A 1085: 230 m NNW Hiasbauernspitz, Sh. 1150 m; Unterkarn

Gladigondolella tethydis (HUCKR.)

Gondolella polygnathiformis BUD. & STEF.

A 1086: Felsen 250 m ENE Hiasbauerspitz, Sh. 1200 m; Unterkarn

Gladigondolella tethydis (HUCKR.)

Gondolella cf. auriformis KOVACS

Gondolella inclinata KOVACS

Gondolella polygnathiformis BUD. & STEF.

Gondolella tadpole HAYASHI

A 1090: Brekzienlage, bestehend aus hellen, diagenetisch stark überprägten Seichtwasserklasten in mittelgrauer Mikritmatrix; Forststraße Jägerriegel – Tonionboden; Unterkarn

Gladigondolella tethydis (HUCKR.)

Gondolella tadpole HAYASHI

3) Dunkler Bankkalk (Unterkarn)

Tiefschwarze, gut gebankte, ebenflächige Kalke (z.T. makroskopisch zu verwechseln mit Gutensteiner und Aflenzer Kalken). Durch starke Bioturbation oft geflaßert.

U.d.M.: sterile Mikrite bis Pelsparite, selten Intrabiosparite.

A 291: Forststraße hinterer Lieglergraben, Holzbrücke 220 m S Kote 907 m; Unterkarn

Gladigondolella tethydis (HUCKR.)

Gondolella cf. polygnathiformis BUD. & STEF.

Gondolella tadpole HAYASHI

A1070: Forststraße NE-Flanke Neunkögel, Sh. 1170 m, 250 m NE Kote 1363 m; Unterkarn

Gladigondolella tethydis (HUCKR.)

Gondolella tadpole HAYASHI

H 150: Gipfelbereich Kuhkogel (1130 m; = Wehrleiten); Ladin bis Karn

Ophthalmidium tricki (LANGER)

Ophthalmidium cf. exiguum KOEHN-ZANINETTI

4) Halobienchiefer mit dunklen Biogenschuttkalken (Unterkarn)

Wechselfolge von schwarzen Tonschiefern mit mittel- bis dunkelgrauen gut gebankten Kalken, die reich an Biogendetritus sind. In den Schiefern stecken bis mehrere dm große zugerundete Cipit-Blöcke vom Typ der Leckkogelschichten. Aus diesen stammt die unten angeführte Flora.

A 998, A 999: Forststraße NE-Flanke Hiasbauernalm, Sh. 1050 m, 350 m NNW Hiasbauernspitz; Karn

Uvanella irregularis OTT

Tubiphytes obscurus MASLOV

Tubiphytes gracilis SCHÄFER & SENOWBARI-DARYAN

?, „*Tubiphytes*“ *carinthiacus* (FLÜGEL)

Ladinella porata OTT

Clypeina besici PANTIC

+ div. porostromate Algen etc.

Fallenstein-Schuppe

An ihrem NW-Ende wird die Hallstätter Deckscholle von Zlambachschichten der Fallenstein-Schuppe unterlagert. Diese nehmen den vom Aschbachtal zur Hiasbauernalm emporziehenden Bergrücken ein und setzen sich in den Gräben beiderseits des Rückens fort. Wo Halobienchiefer der Deckscholle den Zlambachschichten der Fallenstein-Schuppe unmittelbar aufliegen, was im schlecht aufgeschlossenen Umfeld der Hiasbauernalm mehrfach der Fall ist, bereitet die Grenzziehung Schwierigkeiten.

Auf Grund ihrer typischen Foraminiferen-Assoziation (s.u.) ist das obernorische bis rhätische Alter der am NW-Fuß der Hiasbauernalm-Deckscholle aufgeschlossenen Zlambachschichten eindeutig belegt.

H 85: Güterweg Aschbachtal – Hiasbauernalm, Sh. 910 m; Obenor bis Rhät

Trocholina grassa KRISTAN

Ammobaculites sp.

H 86: Lokalität wie H85; Obenor bis Rhät

Pseudotaxis inflata KRISTAN

„*Tetralaxis*“ sp.

Sauwand-Tonion-Schuppe

Den NE-Rahmen des Kartierungsgebietes bilden die größtenteils aus Dachsteinkalk aufgebauten Wände der Tonion.

Am Fuße derselben sind helle, dickbankige, feinkörnige Kalke aufgeschlossen, die mit dm-starken Bänken roter Kalke wechsellagern.

Mikrofaziell sind diese Gesteine als Hallstätter Kalk (Typus Mürztaler Fazies) anzusprechen.

U.d.M.: foraminiferen- und schwammführende Mikrite mit Intraspariteinschaltungen.

A 1093: Basis Felsgrat 400 m WSW Toniongipfel (1699 m), Sh. 1360 m; höheres Unternor.

Epigondolella abneptis spatulata (HAYASHI)

Agathammina austroalpina KRISTAN-TOLLMANN & TOLLMANN

Ophthalmidium leischneri (KRISTAN-TOLLMANN)

A 1094: Basis Wand 350 m SW Toniongipfel, Sh. 1390 m; Mittelnor

Epigondolella slovakensis (KOZUR)

Gondolella steinbergensis (MOSHER)

A 460: Rollstück aus dem Bereich der Wände S Tonionalm; Unter- bis Mittelnor

Halobia hochstetteri MOJS.

Epigondolella abneptis 1 (entspricht *E. zapfei*)

Miliolipera cuvillieri BRÖNNIMANN & ZANINETTI

Duostomina sp.

Sigmoilina sp.

Trochammina sp.

Die Basis des über dieser mikritischen Serie folgenden Dachsteinkalkes sollte demnach ein mittelnorisches Alter besitzen.

Ähnliche Hallstätterkalk-Einschaltungen finden sich in vergleichbarer stratigraphischer Position auch in der Hochschwabregion, u.a. an der Nordseite der Mitteralm (LOBITZER, 1973).

Unterlagert werden die hallstätterkalkartigen Gesteine am Fuß der Tonionwände von einem hellen, kleinstückig zerfallenden Dolomit (Wetterstein-/Tisovec-Dolomit), der vermutlich der Sockeleinheit der Mürzalpendecke angehört. Infolge ausgedehnter Schuttfächer am Fuß der Tonionwände ist die (wohl tektonische) Grenze zwischen diesen beiden Gesteinskomplexen nicht aufgeschlossen.

Sockeleinheit der Mürzalpendecke

Für das Alter des die Hallstätter Serien der Hiasbauernalm-Deckscholle unterlagernden Dolomites der Mürzalpendecke konnten im unmittelbaren Kartierungsbereich keine Anhaltspunkte gefunden werden. Es besteht allerdings der begründete Verdacht, daß diese Dolomitabfolge entgegen der Darstellung von CORNELIUS (1936) stellenweise weit in die Obertrias hinaufreicht (maximal bis zum basalen Mittelnor!). Im Bereich des Aschbachtals könnten allerdings aus tektonischen Gründen die stratigraphisch höheren Anteile des Dolomits fehlen.

Der einzige einigermaßen konkrete Altershinweis aus dieser Region stammt von den bereits dem benachbarten Kartenblatt 102 angehörenden Spielmauern, wo über dem Dolomit helle, massige Kalke folgen, welche im Gipfelbereich sowie an verschiedenen Stellen ihrer Wände *Teutloporella herculea* (STOPP.) führen (Proben A 464, A 465). Diese Kalkalge besitzt zwar eine beträchtliche stratigraphische Reichweite (Oberanis–Unternor), tritt aber im Bereich der Nördlichen Kalkalpen gehäuft im Karn auf, sodaß wir für die hellen massigen Kalke ein (?ober)karnisches Alter vermuten.

Auf der den Spielmauern gegenüber gelegenen Tal- seite sitzt dem Dolomitkörper im Gipfelbereich des

Schwalbenkogels eine aus Aflenzer Kalk bestehende kleine Deckscholle (Schwalbenkogel-Deckscholle), ein tektonisches Äquivalent der Sauwand-Tonion- Schuppe, auf.

H 88: Schwalbenkogel-Nordgipfel; Alaun 2–Sevat juvenile *Epigondolella* (Typus *E. slovakensis* oder *E. bidentata*)

H. 87: Schwalbenkogel-Südgipfel

Ophthalmidium sp.

Sigmoilina sp.

Die Bestimmung der im Bericht angeführten Faunen und Floren verdanken wir B. GRUBER (Linz; Lamelli-branchiaten), L. KRYSZYN (Wien; Conodonten), J. HOHENEGGER, W. PILLER (Wien; Foraminiferen), P. RIEDEL (Erlangen; Kalkschwämme) und J. BYSTRICKY (Bratislava; Kalkalgen).

Bericht 1986 über fazielle Untersuchungen im Wettersteinkalk des Veitschalpen-Plateaus auf Blatt 103 Kindberg*)

Von HARALD LOBITZER

Im Zuge von Vergleichsbegehungen in früheren Jahren wurde auch das Plateau der Veitschalpe zwecks fazieller Untersuchungen des Wettersteinkalkes begangen sowie eine Serie von Dünnschliffen angefertigt. Die Ergebnisse dieser Untersuchungen sollen hiermit in die aktuelle Kartierung des Blattes 103 Kindberg eingebracht werden.

Sohlenalm – Gingatzwiese

Die Werfener Schichten der Sohlenalm erstrecken sich nach S zu entlang des markierten Weges nicht ganz bis zur in der ÖK 50 vermerkten zweiten Quelle (ca 1 km südlich der Sohlenalm). In der Folge stehen indifferente, stärker rekristallisierte Dolomite bzw. grobspätige dolomitische Kalke an, die gelegentlich Korallengeister erahnen lassen. Etwa auf halbem Weg zwischen der Jagdhütte und der Quelle westlich der Gingatzwiese steht korallenführender Wettersteinkalk an, der sich im Dünnschliff als Riffschuttentwicklung erweist. Mikrofaziell handelt es sich um einen Biointraparität mit schöner fibröser Zementation, mikritisierten Körnern – insbesondere Mikritisierung der Echinodermereste – sowie *Tubiphytes*, *Ladinella porata* OTT und fragile Sphinctozoen in schlechter Erhaltung, Gastropodendetritus, sehr selten grobschalige Ostracoden.

Lesesteine vererzten Dolomites in der Umgebung der Quelle westlich der Gingatzwiese dürften wohl der Grauwackenzone angehören.

Gingatzwiese – Graf Meran-Haus – Hochveitsch

Der Westbereich des Veitschalpen-Plateaus ist durch eine mehr oder weniger rekristallisierte rifoide Wettersteinkalk-Entwicklung gekennzeichnet. Sehr charakteristisch ist die häufige Sprossung zonarer Dolomitekristalle vornehmlich in mikritischen bzw. mikritisierten Partien des Riffkalkes. Nicht selten finden sich Korallenstotzen, auch Pharetronen, *Tubiphytes* sowie ein mehrere cm großes, gegliedertes Problematikum, das wohl am ehesten zu den poraten Sphinctozoen zählt und auch in anderen Wettersteinkalk-Riffen und gelegentlich in der Teutloporellen-Fazies beobachtet wurden; eine Bestimmung steht noch aus. In Dünnschliffen finden sich weitere typische biogene Elemente des Wettersteinkalkes

wie *Ladinella porata* OTT in ausgezeichneten Exemplaren, in denen bis zu drei Pölderchen übereinanderwachsen, ferner untypische Exemplare von *Lamellitubus cauticus* OTT, Muschelschalen und Echinodermen-Detritus, sehr selten Ostrakoden und untypische Röhren im Riffdetritus sensu OTT. Neben eindeutig marinen fibrösen Zementen finden sich auch Zwickel, die von (?)vadosem „Hundezahnezement“ ausgekleidet sind.

Seeboden – Hoher Muckenriegel – Hasenkogel

Der nordwestliche Bereich des Veitschalpen-Plateaus zeigt ebenso riffoiden Wettersteinkalk von sehr unterschiedlichem Rekristallisationsgrad. Bio(intra)pelsparite zeigen häufig neomorphe Sprossung von Dolomitromboedern in zonarer Ausbildung in den mikritischen bzw. mikritisierten Bereichen. Die Rekristallisation kann bis zur völligen Zerstörung der biogenen Komponenten reichen, so z. B. im Bereich westlich des Seeboden Kogels (1859 m). Der Wettersteinkalk südlich des Hohen Muckenriegels (1835 m) zeigt hingegen teilweise exzellente Erhaltung mit typischer litho- und biofazialer Entwicklung eines zentralen Riffbereiches. Es sind dies hellgraue, seltener auch dunkelgraue Kalke, gelegentlich mit kleinen Korallenstotzen und auch Sphinctozoen, selten Brachiopoden. Im Dünnschliff zeigen sich Biopelsparite, nicht selten *Tubiphytes*-dominierte Kalke mit schön entwickelter mariner Zementation von fibrösem Palisadenkalzit. Die begleitende Biogenassoziation ist reich und umfaßt auch zahlreiche der typischen Wettersteinkalk-Riffelemente wie *Baccanella floriformis*, Röhren im Riffdetritus, selten *Ladinella porata*, *Thaumatoporella parvo-vesiculifera*, *Lamellitubus cf. cauticus* und *Plexoramea cf. cerebriformis* MELLO sowie sehr selten Foraminiferen, grobschalige Ostracoden und Detritus von Echinodermen.

Seeboden Kogel, Hasen Kogel sowie der auf der ÖK 50 namenlose Kogel östlich des Hasen Kogels zeigen im allgemeinen stärker grobspätig rekristallisierten Wettersteinkalk, z. T. mit schöner neomorpher Dolomitierung. Korallen und Spongien (vor allem Inozoa) charakterisieren die Makrofauna. Im Schliff erweisen sich – mit Ausnahme von *Tubiphytes obscurus* – die meisten Biogene als spätig rekristallisiert und biogen umkrustet. Ansonsten sind nur noch Röhren im Riffdetritus sensu OTT sehr selten zu beobachten und Zementation durch Palisadenkalzit. Die neomorphe Sprossung von Dolomitkristallen bevorzugt das mikritische Substrat von *Tubiphytes*.

Vorkogel und östliches Veitschalpen-Plateau

Der Wettersteinkalk des zentralen südlichen Veitschalpen-Plateaus im Bereich des Vorkogels bzw. der Aiblwand ist relativ rekristallisiert und z. T. partiell dolomitisiert. Die neomorphe Dolomitsprossung bevorzugt mikritische Bereiche des Bio(intra)pelsparits. Gut erkennbar ist noch die palisadenkalzitische Zementation, während hingegen die biogene Fraktion nur noch bruchstückhaft identifizierbar ist. Relativ häufig finden sich dicke Crinoiden-Stielglieder, spätig rekristallisierte (?)Korallen und undeutliche Reste von (?)Sphinctozoen.

Der Wettersteinkalk am Weg nördlich der Wand, die in der ÖK 50 als Lenzer Freidorf und weiter im E als Sperrkogel (1716 m) bezeichnet wird, zeigt meist stärker rekristallisierte Riffentwicklung mit gelegentlichen Korallenstotzen. Dünnschliffe zeigen – soweit die Biogene überhaupt noch identifizierbar sind – Peloidsparite mit gelegentlicher neomorpher Dolomitsprossung in den mikritischen Bereichen, insbesondere auch

in *Tubiphytes*. Letzterer stellt das dominierende Biogenelement dar, daneben finden sich auch *Baccanella floriformis*, Röhren im Riffdetritus, *Ladinella porata*, Pharetronreste indet. sowie biogene Umkrustungen.

Weitere Proben wurden noch am Abstieg nördlich des Senksteins (1407 m) etwa auf halbem Weg zwischen der Jagdhütte (ÖK 50) und dem Dobrein-Tal genommen. Die fazielle und stratigraphische Zuordnung dieser i. a. stärker rekristallisierten Kalke, die gelegentlich Korallen führen, ist noch nicht eindeutig geklärt. Schlifffolien zeigen auch erhebliche Dolomitierung und Anzeichen von Druckflaserung in Form von Stylolithen. Es könnte sich bereits um eine Plattformentwicklung des Wettersteinkalks handeln, wofür verbreiteter Echinodermen- und Gastropodendetritus gemeinsam mit verbreiteter Birdseye-Lithofazies (stark rekristallisiert) sowie sehr schlecht erhaltene (?)Dasycladaceen-Bruchstücke sprechen.

Schlußbemerkung

Zusammenfassend kann festgehalten werden, daß der Wettersteinkalk des Veitschalpen-Plateaus tektonisch einem hochalpinen Südrandelement entstammt und fazial einer stark riffoid beeinflussten – wahrscheinlich Plattformrand-Entwicklung – entspricht. Sowohl die Biofazies als auch die Lithofazies zeigt jedoch eine im Vergleich zu manchen Wettersteinkalk-Riffen kümmerliche Entwicklung, was sich vor allem auch im weitgehenden Zurücktreten ausgedehnter großoolithischer Zementationsbereiche und damit verknüpfter riffoider Strukturen mit *Tubiphytes*/Sphinctozoen/Korallen äußert. Interessant ist ferner die nahezu immer präsente Sprossung neomorpher zonarer Dolomitkristalle, bevorzugt in mikritischen bzw. mikritisierten Bereichen sowie in *Tubiphytes*.

Zusätzliche Informationen über eine eventuell auch hier gegen N bzw. NE lateral anschließende Teutloporellenkalk-Entwicklung wären zur Abrundung der tektonischen/paläogeographischen Situation wünschenswert. Weiters fehlen noch weitgehend Daten hinsichtlich des stratigraphischen Umfangs des Wetterstein-(und ?Tisovec-)Kalks des Plateaus der Veitschalpe.

Bericht 1986 über geologische Aufnahmen im kalkalpinen Anteil auf Blatt 103 Kindberg*)

VON GERHARD W. MANDL

Der Kartierungsschwerpunkt lag heuer im Bereich zwischen den Vierundzwanzig Gräben, dem Höhenzug Proles – Königskogel – Dürriegel und dem Buchalpengaben.

Das Rückgrat der Mürzalpendecke wird von großflächig verbreitetem, mittel- bis obertriadischem, hellgrauem Dolomit gebildet. An der Ostflanke des Fischerriegels (Mürztal) entgingen basale Anteile der Dolomitierung und lassen Wettersteinkalk mit ästigen Korallenstöcken und grobem Riffschutt erkennen.

Der Dolomit wird von dunklem Aflenzer Kalk überlagert. Der Kontaktbereich kann recht gut beiderseits des Gschwandgrabens in Straßenanschnitten studiert werden; dunkelbraune Mergellagen und dünne Hornsteinbänder sind charakteristisch für dieses Niveau. Lokal kann auch der unterlagernde, körnige Dolomit schwarz gefärbt sein.

Der Aflenzer Kalk erreicht seine größte Mächtigkeit von mindestens 120 m im Buchalpengraben, gegen den Proles zu ist jedoch eine (?primäre) Reduktion auf einige 10 m und weniger zu beobachten. Auch die Lagen mit grobem Riffdetritus setzen gegen Nordosten hin aus.

Hangend folgen Zlambachschichten, die im Bereich des Dürriegels dem Kartenbild nach beträchtliche Mächtigkeit besitzen. Sie werden von einer dicken, kleine Wandstufen bildenden Kalkbank zweigeteilt, welche bisher über eine Distanz von etwa 1,5 km lateral verfolgt werden konnte. Heller Kalk mit Riffdetritus und groben Schalenbruchstücken (?Bivalven) bildet die Hauptmasse dieser Einschaltung, dickbankige grobe Crinoidenspatkalk und dunkle, z.T. bereits mergelige Kalke vermitteln zu den über- und unterlagernden Zlambachmergeln. Anzeichen für invers liegende, tektonisch abzutrennende Zlambachschichten, welche dann zu den im Norden folgenden Hallstätter Kalken von Falenstein, Geisterstein oder Proles gehören sollten, konnten bisher nicht gefunden werden.

Eine bedeutende, wohl südgerichtete Verschuppung innerhalb der Mürzalpendecke zeichnet sich in den Gräben des Schwarzenbachtals ab, wo zwei Zungen von Aflenzer Kalk und Zlambachmergel über 1 km weit in den Dolomit hineinziehen.

Die geologischen Verhältnisse entlang der Do-breinlinie sind derzeit noch schwer durchschaubar. An grauen Dolomit mit auflagernden Orbitoidensandsteinen und bunten Fossilkalken der Gosau grenzen entlang meist steilstehender tektonischer Flächen schwarze, hellgraue und selten auch bunte Kalke, meist in Form isolierter Felsklippen mit zwischengeschalteten Mergelarealen (Rote Mauer – Lechnerriegel – Seebachtal).

Die Schwierigkeiten ergeben sich – neben dem oft indifferenten Gesteinshabitus – vor allem daraus, daß diese Serien keine ursprünglich zusammenhängende Schichtfolge bilden, sondern mit Sicherheit verschiedenen tektonischen Stockwerken angehören.

Im letzten Aufnahmebericht (LEITHNER, MANDL & POBER, 1986) angegebene Mutmaßungen zur Seriengliederung im Bereich Jägerriegel – Brachkogel Südseite – Aschauer Graben dürften, nach freundlicher mündlicher Mitteilung biostratigraphischer Anhaltspunkte durch R. LEIN, einer tektonisch bedingten Scheinserie aufgefressen sein.

Schwarze Bankkalke können in diesem Gebiet Gutensteiner Kalke, Aflenzer Kalke oder Zlambachkalke der Mürzalpendecke sein, oder ins Anis, Cordevol oder zu Leckkogelschichten der nächsthöheren tektonischen Einheit gehören. Ähnliches gilt für die begleitenden dunklen Mergelserien, die karnisches, rhätisches oder oberkretazisches Alter besitzen können; Riffschutt und Korallen treten lokal in allen drei Niveaus auf und scheiden als makroskopisches Unterscheidungsmerkmal aus.

Isolierte hellgraue und bunte Kalktypen sind derzeit überhaupt nicht seriös horizontierbar.

Eine befriedigende Kartendarstellung dieses Gebietsstreifens – auch nur im Maßstab 1 : 50.000 – erscheint ohne begleitende mikropaläontologische und karbonatfazielle Standarduntersuchungsmethoden zunehmend aussichtslos.

Bericht 1986 über geologische Aufnahmen auf Blatt 103 Kindberg*)

Von JOSEF NIEVOLL (auswärtiger Mitarbeiter)

Kartiert wurden das Troiseck-Kristallin zwischen Hochreiterkogel im E und Pogusch im W, die nördlich anschließende zentralalpine Permotrias zwischen Weikengraben und Turnau sowie die Grauwackenzone südlich der Straße Turnau – Pretalsattel.

Grauwackenzone

Zwischen Blasseneckporphyroid und dem morphologisch markanten Zug aus Thörlern Kalken liegt eine kompliziert gebaute Schuppenzone aus Gesteinen des Altpaläozoikums (Silbersbergschiefer), des Karbons der Veitscher Decke und des Kristallins vor. Die Silbersbergschiefer umfassen graue Phyllite und silbrig glänzende, tw. geröllführende (Chlorit-)Serizitphyllite, östlich vom Weikengraben auch geröllführende Chloritoid-Pyrophyllitschiefer (Alpiner Verrucano?). Zum Altpaläozoikum werden noch weiße Marmore (Auergraben) und Grünschiefer (Auergraben, Schattleitner) gezählt. Das Veitscher Karbon (Metaklastika, Dolomit/Magnesit bzw. dunkelgraue Marmore) steckt z.T. zwischen Blasseneckporphyroid und Silbersbergschiefern (E Weikengraben), z.T. in Silbersbergschiefern (Dirnbacher). Gneise und Amphibolite (mit Ausnahme der Granatamphibolite gegenüber vom Zwanzenhof meist stark mylonisiert) ziehen vom Auergraben bis zum Zwanzenhof und kommen weiter im Westen noch beim Schattleitner, bei der Kapelle 808 und beim Dirnbacher zum Vorschein. Lesesteinen zufolge ist Kristallin auch zwischen Weiken- und Auergraben im Liegenden der östlichsten Magnetitlinse vorhanden. In ähnlicher Position treten Gneislesesteine SE Schattleitner auf.

Zentralalpine Permotrias

Thörlern Kalke (vorwiegend dunkelblaugraue Kalke), bauen vom Weikengraben bis knapp E Turnau einen morphologisch markanten, seiger stehenden Zug auf. Die Grenze zum Semmeringquarzit ist ein bevorzugter Abscherungshorizont und beinhaltet an mehreren Stellen Einschuppungen fremder Gesteine (Gneisdiaphthorite, Verrucanoschiefer und Roßkogelporphyroid zwischen Weikengraben und Auergraben; Verrucanoschiefer S Punkt 1088; Gneisdiaphthorite S und SW Kalcher). Auch in den Kalkzug selbst sind an einigen Lokalitäten Gesteine aus dem ursprünglich Liegenden eingeschuppt (Verrucanoschiefer und Gneisdiaphthorite E Weikengraben; Gneisdiaphthorite S Punkt 826; Semmeringquarzit, Verrucanoschiefer und Gneisdiaphthorite S Kalcher). Isolierte Späne von Thörlern Kalk treten S Dirnbacher im Semmeringquarzit bzw. in Verrucanoschiefern sowie S Turnau am Nordrand des Verrucano-Areals auf. Die Metaquarzkonglomerate des Alpenen Verrucano weisen vom Auergraben bis zum Blattrand im W große Mächtigkeiten auf (z.T. tektonisch bedingt, wie aus eingeschuppten Thörlern Kalken S Dirnbacher bzw. Semmeringquarziten S Turnau hervorgeht). An der Basis zum Troiseck-Kristallin sind im Weikengraben sowie vom Auergraben bis zum Blattrand im W durchgehend Porphyroide bzw. von Porphyroid-Detritus dominierte Schiefer zu finden. Am Südrand des Troiseck-Kristallins sind zwischen Pölzl und Stollinggraben Biotit-Uralitschiefer und auch Porphyroide wesentlich weiter verbreitet als von CORNELIUS 1936 verzeichnet.

Troiseck-Kristallin

Das Spektrum der Paragneise, die die Hauptmasse des Troiseck-Kristallins aufbauen, reicht von sehr feinkörnigen Biotit-Plagioklasgneisen bis grobknotigen Schiefergneisen mit Muskovitvornacht. Den Paragneisen sind zahlreiche, meist geringmächtige Amphibolite eingeschaltet. Größere Mächtigkeiten erreichen die Amphibolite im Gebiet der Aueralm (hier meist Granatamphibolite vom Rittinger Typ), zwischen Töllmarkogel und Bauer im Schlag, sowie S Pogusch. Plagioklasgneise (meist stark zerbrochen) besitzen größere Verbreitung nur im Pretalgraben. Am Nordrand des Troiseck-Kristallins wurden dünnplattige, schwach karbonatische, feinkörnige Quarzite, teilweise mit schwarz abfärbenden Schieferungsflächen, von den Paragneisen abgetrennt. NE und W vom Kalcherberg sind geringmächtige quarzitisches Marmore und Eisendolomite mit den Quarziten verknüpft. Porphyroidgneise bilden im Südteil des Troiseck-Kristallins km-weit verfolgbare Züge. Am Südrand des Gschwandkogels sind kaum deformierte Typen zu finden, die neben Feldspateinsprenglingen auch mm-große porphyrische Quarze führen. Pegmatoide Mobilisate (meist parallel s) sind über das gesamte Kristallin verstreut vorhanden. Gehäuft treten Pegmatoide an bzw. nahe der Basis des Troiseck-Kristallins auf (Steinwändrainer, Pölzl, Bauer in der Au, Ulmanner, Hinterbuchrieser).

Miozän

Am Eingang des Maurergrabens sind beim Kalcher durch eine Schottergrube Sande, Tone und Kohlentone aufgeschlossen. Die Begrenzung im Osten gegen den Thörl Kalk stellt eine N-S-streichende Störung dar. Die teils verfestigten miozänen Schichten fallen mittelsteil nach N ein und führen reichlich Gastropoden, lagenweise auch dickschalige Muschelbruchstücke bzw. Blattabdrücke. Am Waldrand S Schnurrer sind Tone und Silte aufgeschlossen. An der Auffahrt zum Pogusch wurden durch den Straßenneubau kohlige Feinsande und verlehnte Schotter angeschnitten. Unter den Geröllern auf den Feldern S Schrittwieser dominieren Kristallinkomponenten; weiters findet man Blasseneckporphyroid, sehr selten auch Werfener Schichten. Ebenfalls durch den Straßenneubau wurden knapp S der Zufahrt zum Kamsker söhlig liegende Sande und Kiese (Geröllspektrum wie oben) aufgeschlossen.

Quartär

Hangschutt bedeckt weite Teile der Grauwackenzone im Stübminggraben. Westlich Kalcher bildet eine Hangbrekzie aus Thörl Kalk kleine Felsköpfe in den Wiesen. Der Maurerbach besitzt einen Schwemmfächer, der vom Stübmingbach erodiert wird (Abstufung max. 5 m). Das Gehöft Dirnbacher steht auf einer Schotterterrasse (ca. 10 m über Talboden). Die Halde im Stölinggraben stammt von einem Bergbau auf Federweiß, der in den Dreißigerjahren umgegangen ist. Abgebaut wurden retrograd überprägte, serizitreiche Schiefergneise.

Bericht 1986 über geologische Aufnahmen in den Kalkalpen auf Blatt 103 Kindberg*

Von WOLFGANG PAVLIK (auswärtiger Mitarbeiter)

Im Kartierungsjahr 1986 wurde die Südseite der Wild-

alpe vom Freinsattel bis zur Mürz, sowie die Nordseite des Proles vom Tasch bis zur Mürzschlucht aufgenommen.

Oberhalb von 1200 m wird die Wildalpe vom Hauptdolomit gebildet.

Zwischen 1100 m und 1200 m treten Dachsteinkalke (Ooidkalke etc.) auf. Im Freinsattel kommen braune bis schwarze Quarzsandsteine vor, die der Gosau zuzurechnen sind. Das Gebiet zwischen Freinsattel – Gschwand – Moosbrand besteht aus Haselgebirge und Werfener Schichten. In dieses Permoskyth sind Späne aus Mitteltriaskalken und -dolomiten (Gutensteiner Schichten, Wettersteinkalke, Wettersteindolomite) eingespießt. Der Höhenzug östlich Gschwand wird von grauen, gut gebankten Kalken (Gutensteiner Schichten) und Mitteltriasdolomiten aufgebaut. Der östliche Gipfel (südlich Moosbrand) weist einige Lagen mit Bivalven und Ammoniten auf, sie stellen Hallstätterkalkeinschaltungen im Gutensteiner Kalk dar. Östlich dieses Zuges bilden Permoskythserien den Hangfuß der Wildalpe. Bei Kote 891 m im Freiner Tal streichen Hallstätter Kalke herüber und bilden eine dünne Deckschicht (ungefähr 10–40 m). Diese Kalke ziehen bis auf 1100 m den Hang herauf und bilden den Felsvorsprung östlich Lahngang. Gegen Südosten hin werden sie von Zlambachschichten und Mitteltriasdolomiten unterlagert. Am Hangfuß nahe dem Forsthaus liegen einige kleine Vorhügel, die zum Teil von Hallstätter Kalken aufgebaut werden. Der Berg nördlich des Ortes Frein (1013 m), zeigt einen komplizierten Aufbau. Der Kern wird von Mitteltriasdolomiten mit auflagernden Zlambachschichten gebildet. Hierauf lagern Hallstätter Kalke. Eine intensive Bruchtektonik erschwerte die Kartierungsarbeit. An der Basis der Hallstätter Kalke sind sehr vereinzelt graue, gut gebankte Hornstein führende Kalke aufgeschlossen. Vereinzelt treten auch im Verband mit Mitteltriasdolomiten graue Hornsteinkalke auf. Im ersten Fall ist eine Mitteltrias (Reiflinger Schichten) oder Karn möglich. Im zweiten Fall liegt wahrscheinlich Mitteltrias vor.

Südlich des Freiner Baches setzt sich die Mitteltriaszone im Bereich Gschwand – Kohlanger am Nordfuß des Proles fort. Hier sind sehr mächtige Gutensteiner Schichten im Gebiet nördlich Reiter Kogel aufgeschlossen. Gegen Osten werden diese von Wettersteinkalken überlagert, die östlich Kohlanger Algen führen. Die Unterlagerung dieser Mitteltrias durch das Permoskyth kann im Bereich Kohlanger sehr genau studiert werden, wo die Werfener Schichten fast bis zum Freiner Bach vorstoßen. Gegen Osten ist diese Deckscholle (Kohlanger Deckscholle) bis zu der Störung östlich Hochbodenkogel verfolgbar. Die Hügelkette südlich dieser Deckscholle wird entgegen den Ansichten von H. P. CORNELIUS von Hallstätter Kalken gebildet. Knapp nördlich dieser Kalke liegen Zlambachschichten. Die Lagerungsverhältnisse zwischen den Zlambachschichten und dem Permoskyth sind nicht eindeutig, aber die Werfener Schichten scheinen die Zlambachschichten und die Hallstätter Kalke zu überlagern. Die Hallstätter Kalke bilden nur eine sehr dünne Platte (10–40 m) über den Zlambachschichten und den Mitteltriasdolomiten. Die Alterszuordnung der verschiedenfarbigen Hallstätter Kalke (graue, braune, rote Kalke, schwarze Hornsteinkalke, dunkelgraue Kalke mit vielen Calcitgenerationen) kann erst nach Auswertung der Conodontenproben erfolgen. Südlich dieser Zone die über Reiter Kogel, Baumannkogel und Hochbodenkogel zieht, folgt ein breiter

Streifen mit Zlambachschichten. Oberhalb 1300 m liegt eine fast geschlossene Decke aus Hallstätter Kalken. Auch hier ist diese Platte sehr geringmächtig, so daß in den Gräben und Mulden immer wieder die unterlagernden Zlambachschichten und Mitteltriasdolomite zu Tage treten. Dies ist in allen Gräben wie im Spießental und im Hundsgschwand, sowie in den Mulden südlich Hundsgschwand erkennbar. Nördlich dieser Kalke verlaufen die Zlambachschichten, und der Hangfuß wird von Werfener Schichten eingenommen. Von Kote 891 m bis 200 m westlich des Hammergrabens verläuft auch südlich des Baches ein schmaler Streifen mit Hallstätter Kalken. Das Areal östlich des Hammergrabens ist durch eine Störung sehr stark gegen den Westteil versetzt. Westlich des Grabens ziehen die Hallstätter Kalke sehr weit nach Norden bis zum Freiner Bach. Östlich der Störung wird das Gebiet von Zlambachschichten und unterlagernden Mitteltriasdolomiten aufgebaut. Im Osten zur Mürschlucht hin treten graue, gut gebankte Hornsteinkalke auf. Für diese Kalke ist eine genaue stratigraphische Zuordnung noch nicht möglich. Sie können die Mitteltrias oder das Karn zu den Mitteltriasdolomiten darstellen, oder sie bilden die Mitteltrias, das Karn, oder das Nor zu den Hallstätter Kalken.

Die tektonische Gliederung ist ohne diese Daten nicht möglich.

Der Hauptteil der Wildalpe ist seiner Schichtfolge der Tribeinschuppe zuzuordnen. Das Permoskyth könnte der Brunntal-Deckscholle zugerechnet werden. Die Kohlinger Deckscholle sollte als das Äquivalent der Student-Deckscholle zu verstehen sein. Die Hallstätter Zone kann wegen der noch kaum bekannten Lagerungsverhältnisse und der noch unklaren Schichtfolge noch nicht eingepaßt werden.

Blatt 104 Müzzzuschlag

Bericht 1986 über geologische Aufnahmen auf Blatt 104 Müzzzuschlag*

Von AXEL NOWOTNY

Nachdem in den Jahren 1984 und 1985 die Anteile der Grauwackenzone auf den Kartenblättern 104, Müzzzuschlag und 105, Neunkirchen kartiert wurden, sind 1986 Anteile des Unterostalpinen Kristallins im SW des Kartenblattes und nördlich der Linie Müzzzuschlag – Steinhaus begangen worden.

Im Süden des Kartierungsgebietes treten Grobgnese mit einem teilweise steilen Einfallen nach N auf. Sie werden überlagert von sandigen Phylliten, welche das Hangende einer Aufwölbung von Glimmerschiefer und Paragneis mit Einschaltung von Amphibolit sind.

Weiters konnten innerhalb des Glimmerschiefer-Paragneiskomplexes helle bis weiße Serizitphyllite bis Quarzite beobachtet werden. Die tiefsten Anteile der Antiklinale im kartierten Gebiet finden sich im Bereich des Traibachgrabens. Einschaltungen von mächtigen Amphibolitlagen und steil einfallenden Aplitgängen sind N von Zutrum an der Forststraße zum Jagdhaus Hasenbauer aufgeschlossen. Die Hochebene im Gebiet der Hiasbauerhöhe und Peterbauer-Steinriegel im N des Traibachtales und Krubzbachhöhe – Hauereck im S

bzw. Granegg – Peterbauer W von Alpl werden von sandigem Phyllit bedeckt.

Die sehr schlechten Aufschlußverhältnisse in diesem Gebiet lassen eine genaue Abgrenzung zu den tieferliegenden Glimmerschiefern nicht zu. Die im Pretulgraben innerhalb der sandigen Phyllite beobachteten Grobgnese sind ebenso wie die im Traibach im Bereich des Jagdhauses Zachbauer aufgefundenen Muskovitschiefer als größere Schürflinge zu deuten.

Jüngere Bedeckung findet sich im Müzztal mächtig entwickelt. Die tertiären Beckenfüllungen bestehen aus Blockschotter mit Sandzwischenlagen. Innerhalb der Blockschotter lassen sich zwei durch unterschiedliche Gesteinskomponenten zu trennende Horizonte unterscheiden. Der Liegendanteil besteht aus Karbonatbrekzien im Hangendbereich meist stark verkittet und durch Gehängebrekzie teilweise überlagert, der Hangendanteil, meist nur mehr in Mulden erhalten, zeigt Kristallinkomponenten. In diesem Bereich liegen die bereits aufgelaassenen Kohleschürfe S von Langenwang. Wie im Bereich des Müzztales treten im Gebiet von St. Katrein im südlichen Abschnitt des kartierten Gebietes tertiäre Ablagerungen entlang einer NE – SW verlaufenden Mulde auf. Die Schichtfolge dieses Tertiärvorkommens ist durch zahlreiche Bohrungen bekannt. Das Braunkohlevorkommen von Ratten – Kogl – St. Katrein liegt innerhalb von grobsandigen Tonen bzw. weißen tonigen und grobsandigen Brekzien transgressiv auf Grobgnese und Müzztaler Granit auf. Über Tuffhorizonten und bituminösen Schiefertönen folgen die auch im Müzztal beobachteten Blockschotter.

Bericht 1986 über geologische Aufnahmen auf Blatt 104 Müzzzuschlag*

Von WOLFGANG VETTERS (auswärtiger Mitarbeiter)

Im Berichtsjahr wurde mit der geologischen Aufnahme des Unterostalpinen Mesozoikums auf Blatt Müzzzuschlag im SE-Quadranten des Kartenblattes begonnen. Dieser im Gebiet der Gemeinde Rettenegg befindliche Abschnitt markiert die W-Grenze jenes von H. MOHR (1910 bis 1919) und von H. P. CORNELIUS (1936) beschriebenen Mesozoikums in Unterostalpinen Fazies, das durch FAUPL (1970) und VETTERS (1970) weiter gegliedert und dem Wechselsystem zugeordnet werden konnte.

Durch die Detailuntersuchungen im Gebiet Bernstein und Rechnitz und den damit verbundenen Funden mesozoischer Fossilien durch A. PAHR und H. P. SCHÖNLAUB (1973) wird die früher umstrittene penninische Fensternatur des Wechselgebietes heute nicht mehr in Betracht gezogen, sondern eindeutig dem Unterostalpin zugerechnet, somit hat dieses Mesozoikum die Funktion eines „Deckenscheiders“ zwischen Penninikum und Unterostalpin verloren.

Das Liegende innerhalb des bisher kartierten Raumes bildet die sogenannte ABP-Serie (FAUPL, 1970), auch Alpiner Verrucano (TOLLMANN, 1959) genannt, mit einer Wechselfolge von feinschiefrigen hellgrünen Serizitphylliten mit sogenannten Porphyroiden bzw. Porphyrmaterialschiefern und feinschichtigen Quarziten. Diese meist durch Rutschungen und starke Durchfeuchtungen gekennzeichnete Einheit mit generellem mittelsteilem W-Fallen zeigt gegen das Hangende Übergänge zum darüberliegenden grobklastischen Semmeringquar-

zitkomplex. Arkosen, Quarzite mit Einzelgeröllen und reinweiße, aber auch hellgrüne feinkörnige Quarzite bilden mit dünnen Phyllitlagen diesen Übergangsbereich. Provisorisch wurde die Grenze zwischen diesen beiden Einheiten mit dem morphologisch markanten, grob-bankigen, quarzitischen Anteil festgelegt, doch kann bei detaillierter sedimentologischer Analyse eine Verschiebung noch eintreten.

Die ABP-Serie zieht vom E-Fuß des Gr. Pfaff (K. 1555) in den großen Pfaffengraben und steigt dann bei generellem W-Fallen von K 1146 aus dem Kartenblatt ausstreichend wieder an.

Erst weiter im S tritt östlich des Prinzkogels wieder die ABP-Serie auf. In diesem zwischen dem Feistritztal und dem Kaltenegg Graben liegenden Bereich scheint die weiche, plastisch deformierbare ABP-Serie einen größeren tektonischen Bewegungshorizont durch mehrfache Einschuppung zu markieren, denn es treten Wiederholungen sowie deutliche Abweichungen der Stratigraphie auf. So streicht vom SE ein Span des Orthogneises der höheren Stuhleck-Pretuleinheit bis zum Prinzkogel, begleitet von diaphthorischen Granatglimmerschiefern. Sowohl an der Basis dieser „Prinzkogelschuppe“ als auch im Hangenden davon sind Teile der ABP-Serie zu verfolgen (s. a. VETTERS, 1969, 1970). Eine wesentlich größere, parallel dazu streichende Schuppe – „Ohrwaschelgrabenschuppe“ – liegt knapp östlich des Kartenblattes auf Blatt 105.

Die nächsthöhere stratigraphische Einheit, der Semmeringquarzit-Komplex, ist flächenmäßig sehr weit verbreitet, doch scheint dies auch ein Phänomen periglazialer Hangbewegungen zu sein, das durch s-paralleles Zergleiten entlang der W-fallenden s-Flächen hervorgerufen wird. An vielen Westhängen wird eine Blockströmen ähnliche Morphologie kartenmäßig erfaßt. Nur relativ wenige Aufschlüsse zeigen tatsächlich anstehenden Quarzit.

Generell weist der Quarzit in seinen basalen Teilen eine wesentlich gröbere Korngröße und einen deutlichen Feldspatgehalt auf, so daß z. T. Feinkonglomerate bzw. Arkosen zum Unterschied der echten Quarzite getrennt werden müssen. Mangels eines durchgehenden Detailprofils kann zunächst diese Differenzierung flächenmäßig nicht durchgeführt werden, da außerdem eine markante Bruchtektonik das kartierte Areal in Einzelschollen zerlegte.

An mehreren Stellen (Doppelhofer Höhe, Blasenkogel, Prinzkogel) sind entlang Quarzklüften Hämatit- und Pyrit-Vererzungen zu beobachten.

Der Quarzitzug westlich des kleinen Pfaffengrabens, der vom Pfaffensattel bis Rettenegg verfolgbar ist, liegt invers mit der Schichtfolge von der ABP-Serie bis in die Karbonatfolge. Durch den Ausbau der Pfaffensattelstraße konnte ein detailliertes Profil dieser inversen Serie aufgenommen werden. Bemerkenswert ist vor allem die lagenweise Vergrusung des Quarzites, die sowohl horizontgebunden auf mehrere hundert Meter kartierbar ist, als auch das punktuelle Auftreten. Es scheint als würden tektonische Klufscharen die Vergrusung begünstigen.

Im Hangenden des Quarzites sind an zwei Stellen (Weg nördlich Reithbauerhöhe und Weg Waldandacht – Kaltenegg) feine, milde, bunte, dünnblättrige Serizitphyllite angetroffen worden, die möglicherweise dem alpinen Röt (TOLLMANN, 1959) zugeordnet werden können.

Unmittelbar darüber liegt die ?mitteltriadische? Rauh-wacke. Gelbfärbung, löchrige Struktur und vereinzelt brekziiertes Erscheinungsbild mit Dolomit- und Kalkkomponenten sind ebenso markant, wie Rutschungen oder Windbruch größerer Bäume.

Vom Pfaffensattel zieht ein Rauh-wackenzug den kleinen Pfaffengraben entlang dem Heißenkogel bis Rettenegg, allerdings mit Unterbrechungen. Die westliche Talflanke des kleinen Pfaffengrabens zeigt an einigen Stellen (z. B. Seeriegelhöhe) aktive Bergzerreißen entlang der Rauh-wacke mit bizarren Felstürmen der darüberliegenden Kalke.

Von den Karbonaten überwiegt in den basalen Teilen der hellbraune bis graubraune Kalk, der an mehreren Stellen auch schlierenförmige Dolomiteinschaltungen zeigen kann. Das feinkristalline „zuckerförmige“ Erscheinungsbild ist bei allen Kalkvorkommen zu beobachten. Bei der Lokalität Spreitzhofer treten im Hangschutt dunkelgraue, weiß geäderte bituminöse Kalke auf, die den Gutensteiner Kalken recht ähnlich sehen. Das Anstehende konnte bis jetzt noch nicht gefunden werden.

Gegen das Hangende scheint der Dolomitgehalt zuzunehmen und in hellgraue bis weiße Dolomite überzuleiten.

Die in der inversen Serie auftretenden Karbonate sind deutlich tektonisch zerrüttet und brekziiert.

Die im kartierten Gebiet höchste Einheit ist das retrograd metamorphe Altkristallin der Stuhleck-Pretul-Einheit, das aus diaphthorischen Gimmerschiefern, Orthogneisen und Amphiboliten zum überwiegenden Teil aufgebaut wird. Paragneise, Chlorit-Albitschiefer und Biotitglimmerschiefer sind ebenso schlecht kartierungsmäßig zu erfassen, wie „Schwarzphyllite“ und Weißschiefer, die – so scheint es im ersten Moment – nicht horizontgebunden sein dürften.

Als hervorstechendes tektonisches Element ist die NW-SEa-streichende Bruchtektonik, die von der Doppelhoferhöhe zum Prinzkogel verläuft und eine Schuppe der höheren Einheit umfaßt: die Prinzkogelschuppe.

Es ist auffallend, daß nördlich des Kaltenegg Grabens der Semmering Quarzit-Komplex eine scheinbar doppelte Mächtigkeit enthält, wie weiter im Süden, doch zeigte die Detailaufnahme im Bereich Prinzkogel-Nordhang eine deutliche Verschuppung, die in streichender Fortsetzung der Altkristallinschuppe liegt.

Der nach NW gerichtete Abschnitt des Feistritztales scheint dieser tektonischen Vorzeichnung zu folgen.

Die zweite Richtung tektonischer Elemente ist von NE-SW gerichtet, der auch Großer Pfaffengraben und Feistritz ab Rettenegg folgen und der Grenze zwischen inverser Serie und östlich davon aufrechter Abfolge entspricht.

Blatt 105 Neunkirchen

Bericht 1986 über geologische Aufnahmen auf Blatt 105 Neunkirchen*)

Von PAUL HERRMANN

Der überwiegende Teil des Kartierungsgebietes wird von der Rohrbacher Konglomeratserie eingenommen. Es handelt sich um gelblich, manchmal bis rötlich ge-

färbte kalkig verkittete Konglomerate bis Kalksandsteine. Wo Aufschlüsse fehlen, ist eine Abgrenzung gegen die östlich anschließende, im wesentlichen gleichaltrige Loipersbacher Rotlehmserie sehr schwierig, da im Grenzbereich immer wieder, primär oder sekundär, Vermischung beider Komplexe auftritt. Eine Erosionsrinne innerhalb des Rohrbacher Konglomerates ist aufgefüllt durch die jüngere Ternitzer Nagelfluh, die sich durch graue Farbtöne vom älteren Schüttungskörper abhebt, vor allem aber morphologisch leicht abzugrenzen ist. Auf dem südlich der Rohrbacher Konglomeratserie anschließenden Kristallin sind lokal Sande und/oder Lehme zu beobachten. Die Vorkommen SE Landschach und am Gramabach W Götttschach wurden auf Grund des Sedimenttyps und der Lagerungsverhältnisse als quartär aufgefaßt; das Vorkommen S Köttlach (bei der Eisbahn) lieferte Molluskensplitter und wird als Erosionsrest der am Nordrand des Wechsels weit verbreiteten, vermutlich karpatischen Süßwasserschichten gedeutet. Auch die, allerdings fossilleeren, Schluffe SE Wörth (südöstlich der Autobahnunterführung) werden als Karpat betrachtet; hier lassen allerdings die geringe Ausdehnung des Vorkommens und seine starke Überrollung durch Hangschutt eine Ausscheidung auf der geologischen Karte als wenig sinnvoll erscheinen.

Bericht 1986 über geologische Aufnahmen auf Blatt 105 Neunkirchen*

Von HARALD LOBITZER
& OLGA PIROS (auswärtige Mitarbeiterin)

In Ergänzung zum Aufnahmsbericht über das Jahr 1985 (H. LOBITZER, Jb. Geol B.-A., 129/2, 414–416) sollen in diesem Kurzbericht einige bemerkenswerte stratigraphische Daten, die auf den Dasycladaceen-Bestimmungen von Frau Dr. OLGA PIROS (Mafi Budapest) beruhen, nachgetragen werden. Von besonderem Interesse ist vor allem der Nachweis anisischer Karbonatplattformkalkale vom Typus Steinalmkalk weit WNW Schloß Stixenstein, der weiter südlich hangend in ladinischen bis (unter-)karnischen Wettersteinkalk der riffnahen Riffrückseite übergeht. Auch der Hinterberg kann aufgrund seiner Dasycladaceen-Assoziation einem riffnahen Karbonatformbereich ladinisch/(unter)karnischen Alters zugeordnet werden.

Bereich westlich Schloß Stixenstein

Der südliche Bereich des auf ÖK 75 gelegenen Asandberges zeigt auf unserem Kartenblatt etwa 500 m westlich Schloß Stixenstein mehr oder minder dolomitisierte Algenparite. Der Wettersteinkalk etwa 500 m WSW Schloß Stixenstein ist identisch mit den ladinisch/(unter-?)karnischen Algenassoziationen des östlichen Hinterbergs und führt *Teutloporella herculea* (STOPPANI) PIA, *Poikiloporella duplicata* PIA sowie Codiaceen und Solenoporaceen. Hingegen zeigt der Algenparit, der in einer markanten Schlinge einer Forststraße etwa 500 m WNW Schloß Stixenstein ansteht, eindeutig anisisches Alter,

was durch folgende Dasycladaceen-Assoziation belegt wird: *Physoporella pauciforata undulata* PIA, *Physoporella pauciforata* (GUEMBEL) *paucitorata* BYSTRICKY, *Physoporella dissata* PIA, *Physoporella intusannulata* HURKA und *Oligoporella* sp.

Hinterberg

Der Wettersteinkalk des Hinterbergs (873 m) zeigt an dessen Ostflanke mehrere gute Vorkommen einer individuenreichen, aber relativ artenarmen Dasycladaceen-Flora. Lithofaziell sind die Bankkalk Biogensparite und Birdseysparite. An Biogenen dominieren Dasycladaceen: *Poikiloporella duplicata* PIA, *Teutloporella herculea* (STOPPANI) PIA, *Physoporella heraki* BYSTRICKY, *Gyroporella* sp. und Solenoporaceen. Der stratigraphische Umfang reicht von Ladin-Karn (am Nordostabhang) bis Karn (?Jul) am östlichen Abhang des Hinterbergs.

Bericht 1986 über geologische Aufnahmen auf Blatt 105 Neunkirchen*

Von GERHARD W. MANDL

Die Arbeiten beschränkten sich auf ergänzende Probenahme und Vergleichsbegehungen zur Parallelisierung faziell unterschiedlicher aber altersgleicher Serien innerhalb der einzelnen tektonischen Einheiten.

Am Geyerstein ergaben neue Beobachtungen nun doch deutliche Beziehungen zur Abfolge der Bauernsteinwand (Gösing-Westseite). Auch hier setzt die pelagische Entwicklung (weiße, gelbliche oder blaßrosa Kalke) mit unauffälliger Grenze mit einer Crinoidenkalklage über anisischen Algenkalken ein. Rosa bis blaßviolette Bankkalkale, teilweise aufgelöst in sedimentäre Breccien mit dolomitisiertem Bindemittel, selten mit Hornsteinkonkretionen und Spuren von grünen Tuffiten, dürften hier eine laterale Variante der auffälligen violetten Hornsteinknollenkalke mit Tuffitlagen der Bauernsteinwand darstellen.

Die hangend folgenden, dickbankigen hellen Hallstätter Kalke weichen dann aber schon deutlich von den zeitgleichen grauen Hornsteinbankkalken mit Biogenschuttlagen der Bauernsteinwand ab. Auch die Ausbildung der darüber folgenden Karnserie zeichnet die fazielle Differenzierung innerhalb dieser tektonischen Einheit nach: Plattformrand-nahe Entwicklung mit Detritusgerüstbildender Organismen im Osten (Gösing – Priggilitz), detritusfreie Ausbildung im Westen (Geyerstein, Kammerwände).

Conodontendaten (det. L. KRISTIN, Universität Wien) von Proben aus den Vorjahren lassen bereits eine Grobabschätzung des Zeitumfanges der gesamten Abfolge zu: Einsetzen der Beckenfazies mit Crinoidenreichen Kalken wahrscheinlich bereits im Pelson mit

Gondolella bulgarica
Gondolella constricta
Gondolella szaboi
Gladigondolella malayensis budurovi.

Im Liegendabschnitt der dickbankigen hellen Hallstätter Kalke dominieren dann

Gondolella constricta

Gondolella excelsa
Gladigondolella tethydis.

Im Bereich der ersten tuffitischen Einschaltungen setzt

Gond. constricta

aus und

Gondolella trammeri

tritt erstmals auf, zu der sich relativ rasch noch

Gondolella inclinata

hinzugesellt. Hier dürfte bereits tiefes Langobard erreicht sein. Beim Einsetzen der violetten, tuffitischen Hornsteinkalke läßt sich derzeit noch keine Änderung im Faunenspektrum erkennen. Über deren Hangendgrenze erscheint erstmals

„*Epigondolella*“ *mungoensis*.

Das Material der folgenden Profilmeter ist noch unbearbeitet. Unmittelbar unter den karnischen Schiefer-tonen führen sowohl die Hellkalke der Kammerwände als auch die grauen Hornsteinkalke der Bauernsteinwand

Gondolella polygnathiformis

Gladigondolella tethydis.

Diese Kalke reichen also bis ins tiefste Jul empor. Höheres Jul wird vom Hangendabschnitt des Hornsteinkalkpaketes erreicht, welches den Schiefer-tonen zwischengeschaltet ist. Hier wurden gefunden:

Gondolella polygnathiformis

Gondolella sp.1 sensu KRZYSTYN

= *G. tadpole* sensu KOVACS

Gondolella auriformis

Gladigondolella tethydis Multielemente

Neospathodus sp.

Die schwarzen Bankkalke über dem zweiten Schieferhorizont sind bereits ins untere Tuval zu stellen. Sie enthalten die charakteristisch monotone Fauna mit

Gondolella polygnathiformis.

Im Bereich Kammerwände – Geyerstein folgen drüber zunehmend heller werdende Bankkalke des höheren Tuval mit

Gondolella polygnathiformis

Gondolella nodosa.

Daraus entwickeln sich helle, teilweise auch blaßbunte, welligschichtige Hornsteinkalke, die je nach tektonischem Zuschnitt maximal wenige Zehnermeter Mächtigkeit erreichen und teilweise individuenreiche Faunen enthalten:

Epigondolella primitia

Epigondolella abneptis abneptis

(Gösing-Westseite)

bzw.

Epigondolella abneptis abneptis

Epigondolella abneptis spatulata

(Gahnsleiten, Prigglitz u.a.).

Die nun recht gut erfaßte normale Abfolge erlaubt die Verfolgung dieses tektonischen Elementes zwischen auflagernder Schneebergdecke und unterlagernden Permoskythserien entlang des gesamten Kalkalpensüdrandes zwischen Payerbach und Ternitz, auch wenn die Serien oft bis auf unscheinbare, stark deformierte Kalklinsen ausgewalzt wurden.

Zur Problematik der Aufgliederung der hellen Mitteltriaskalke der Schneebergdecke siehe Aufnahmebericht 1986 zu ÖK 75. Bevor hier konkrete Aussagen gemacht werden können, ist eine systematische Auswertung des Probenmaterials unumgänglich!

Bericht 1986 über geologische Aufnahmen im Kristallin des Wechselgebietes und der Buckligen Welt auf Blatt 105 Neunkirchen*)

Von ALOIS MATURA

Im Frühjahr 1986 wurde die Kartierung des Kristallinanteiles gegen Norden fortgesetzt und dabei im Raume Dürrgraben – Kummerbauerstadl die Basis des Semmering-Permomesozoikums, im Raume Gloggnitz – St. Valentin – Unterdanegg die Grenze des kristallinen Grundgebirges zu den Sedimenten des Wiener Beckens erreicht.

Von der Fanklbauerhöhe zwischen Fröschnitzsattel und dem nächsten Sattel im Norden erstreckt sich die Formation der Wechselgneishülle mit grauen Albitblastschiefern, Glimmerschiefern und einzelnen Grünschiefern mit vereinzelt Einschaltungen von Wechselgneis gegen den Fröschnitzgraben hinunter. Nördlich und südlich davon wird die Ostflanke des Fröschnitzgrabens von Wechselschiefern eingenommen.

Proben aus den hangendsten Wechselschiefern im Bereich Alpkogel – Kummerbauerstadl – Hinterotter zeigen unter dem Mikroskop jeweils gut erhaltene detritäre Gefügemerkmale, vor allem durch Bruchstücke von gefülltem, häufig auch graphitischem Albit, Quarz, Quarz-Feldspat-Aggregaten, Muskovit und Biotit, vereinzelt auch Epidot, der im Grundgewebe der untersuchten Proben sonst fast nicht vorhanden ist. Das Gefüge zeigt intensive postkristalline Überformung.

Die Grenze zum Semmering-Permosozoikum quert vom hinteren Dürrgraben über den Sattel nördlich Alpkogel in den hinteren Fröschnitzgraben hinunter und über den Sattel des Kummerbauerstadls hinüber nach Hinterotter, wo sie in der Südflanke des Mitterotter weitgehend unter Hangschutt und Bergsturzbloch verdeckt ist.

Gegenüber der Kartendarstellung von P. FAUPL (1970) ergeben sich einige Abweichungen. Die einzelnen Verrucanoflecken auf der vom Alpkogel nach Osten reichenden Schulter konnten nicht gefunden werden. Der Hangknick in etwa 1300 m Höhe im Westhang des Alpkogels scheint die Grenze zu einem Verrucanostreifen zu markieren, der vom Sattel nördlich Alpkogel im Westen um den Alpkogel herum zum Sattel südlich des Alpkogels zieht und sich vielleicht mit dem von P. FAUPL am Weinweg südöstlich des Alpkogels dargestellten Verrucanovorkommens verbindet. Südlich der beiden Bachäste, die den Alpkogel im Westen umfassen, reichen Wechselschiefer in den Graben unterhalb der Vereinigung der beiden Bachäste und am westlichen Gegenhang etwa 40 m hinauf. Im südlich anschließenden, gegen Westen abfallenden Hang wird in einer Hangmulde Semmeringquarzit von einer Forststraße und einem kleinen Steinbruch angeschnitten. Dieser Quarzit steht vermutlich mit Verrucanoschiefern in der Grabensohle westlich unterhalb dieses Vorkommens in Verbindung. Diese Situation kann als eine Art Fenster von Permoskyth unter umrahmenden Wechselschiefern verstanden werden. In welcher Art und Umfang hier auch Hangtektonik mit im Spiel ist, kann man aufgrund der Aufschlußverhältnisse nicht sicher angeben. Südlich Kummerbauerstadl und westlich neben dem Weinweg liegt in etwa 1130 m Höhe ein kleines Vorkommen von Porphyroidschiefern auf Wechselschiefern.

Zur Natur der Grenze zwischen Wechselkomplex und Semmering-Permomesozoikum kann ich aufgrund meiner bisherigen Kenntnisse folgendes feststellen:

Der direkte Kontakt konnte nirgends aufgeschlossen vorgefunden werden. Aus dem regionalen Überblick läßt sich aber mit Bestimmtheit feststellen, daß der kompliziert gefaltete und transversalgeschiefterte Internbau des Wechselkomplexes im Westen von Feistritzwald herauf bis in den Raum Alpkogel – Kummerbauerstadl diskordant von Semmering-Permomesozoikum überlagert wird. Die i.a. aufrechte Lagerung des Semmering-Permomesozoikums in diesem Bereich läßt eher auf einen sedimentären Verband mit dem Wechselkomplex schließen. Somit könnte man die heutige Situation an der Westgrenze des Wechselkomplexes auf eine komplizierte und mehrphasige alpidische Überformung eines voralpidischen Reliefs zurückführen. Für die von A. TOLLMANN für diesen Raum vertretene Trennung von Semmering-Permomesozoikum durch eine Überschiebungsbahn konnte keine zwingende Bestätigung gefunden werden. P. FAUPL (1970) nimmt zwar im Text und in einigen Profilen einen modifizierten Standpunkt ein, wobei er aufgrund einzelner lokaler Komplikationen Teile des Semmering-Permomesozoikums als sedimentäre Auflagerung des Wechselkomplexes gelten läßt und den Rest tektonisch abtrennt, ohne allerdings diese Konsequenzen auch in der Karte zu konturieren. Die von P. FAUPL in der Karte dargestellte Bruchgliederung konnte nicht nachvollzogen werden.

Das Einzugsgebiet des Haßbachgrabens sowie das nördlich anschließende, gegen das Wiener Becken zu allmählich abfallende, nun auch von einer Autobahn zerschnittene Hügelland wird überwiegend durch \pm granatführende Glimmerschiefer der Grobgneisserie eingenommen. Vom Grobgneisstock des Eselberges ist eine Kette von kleineren Grobgneiskörpern im Südabhang des Haßbachgrabens gegen Osten verfolgbar. Südlich Loitzmannsdorf zieht aus dem hinteren Haßbachgraben, südlich an Schönstadt und Tachenberg vorbei ein Streifen von schütter den Grobgneis-Hüllschiefern eingelagerten Augengneisen und Amphiboliten gegen Westen in den Syhrnbachgraben. Diese granitischen Augengneise dürften vom Grobgneis herzuleiten sein. Ansonsten sind die Grobgneis-Hüllschiefer sehr monoton zusammengesetzt.

Während südlich des Haßbachgrabens eher flachwelliger Bau und s-Tektonite vorherrschen, sind die Hüllschiefer nördlich des Haßbachgrabens deutlicher b-tektonisch nach E–W- bis WSW–ENE-streichenden Achsen geprägt.

Ungefähr entlang der Achse des Haßbachgrabens treten permomesozoische Gesteine auf, die zuletzt im Raume Haßbach genauer von G. RIEDMÜLLER (1967) kartiert wurden. Es sind vorwiegend Quarzit und Kalkmarmor, daneben auch Rauhwacken vertreten. Südlich des Kulmberges hat G. RIEDMÜLLER einen Streifen von Konglomeratphylliten des Verrucano gefunden.

Am Nordrand des Grundgebirges reicht ein weiterer Zug von Semmeringquarzit von Köttlach über Grafenbach und Lantschach bis Oberdanegg nach Osten.

Im östlich anschließenden Raum hat G. RIEDMÜLLER (1967) den sedimentären Verband von Grobgneis-Hüllschiefern mit invers unterlagerndem Permomesozoikum festgestellt. Diese Situation läßt sich in dem Gebietsstreifen entlang des westlichen Haßbachgrabens auf Blatt 106 Neunkirchen nicht so klar wiedererkennen, weil die Vorkommen von Semmeringquarzit und -Karbon-

natgesteinen relativ klein sind und die sehr wahrscheinlich tektonisch überformten Grenzflächen nicht aufgeschlossen sind.

Bericht 1986 über geologische Aufnahmen auf Blatt 105 Neunkirchen*)

Von ALEXANDER TOLLMANN (auswärtiger Mitarbeiter)

Aufgenommen wurden die gewaltigen Aufschlüsse entlang der neuen Autoschnellstraßentrasse E und W Schottwien, die Nordhänge des Eselsteins zum Adlitzgraben mit ihren neuen Forststraßen und die Myrtengrabenhänge von der Myrtenbrücke abwärts zur Einmündung in den Adlitzgraben; ferner die Gehänge N Baumgarten südlich vom Otter-Bergstock.

Die neue Semmeringschnellstraßentrasse

führt vom Osten her mit enorm breiten Einschnitten und noch breiter geschütteten Talüberquerungen landschaftszerstörend aus dem Alp. Verrucano-Schiefer-Terrain südlich von Gloggnitz gegen Westen. Auf der Strecke zwischen „Graben“ und SE Aue verläuft sie zunächst ausschließlich im mittleren Glimmerschieferzug dahin, der die Basis der Tachenberg-Decke im Osten und ihrer Fortsetzung, der Adlitzschuppe im Westen, bildet.

Dieser Glimmerschieferstreifen fällt an seinem Nordrand, dem allgemeiner Einfallen entsprechend, steil gegen Norden. Im Bereich der Trasse aber ist trotz wechsellagen Einfallens doch das überwiegend steile Südfallen mehrfach aufgeschlossen, sodaß er hier überkippt lagert: z.B. im Grashofgraben, auf dem Rücken zwischen Ungarhof und Aue und beim Ostausgang des Tunnels E Schottwien. In der westlichen Fortsetzung läßt sich dieser Glimmerschieferstreifen, der bekanntlich Schottwien quert, entlang des Eselsteins immer hart nördlich des Kammes in einer durchschnittlichen Breite von 200 m, im W 100 m, weiter verfolgen und steigt dann vom Eselstein gegen WNW abwärts in die Steilhänge zum Adlitzgraben hinab, wo er 800 m WNW dieses Gipfels in 750 m Höhe tektonisch vollständig abgequetscht wurde. Die ihn nördlich begleitende Rauhwacke übernimmt dann im Westen, nach Auskeilen des Kristallins, die tektonische Basis der Adlitzschuppe, quert südöstlich der Weinzettelwand 230 m WSW Wh. Weinzettel den Adlitzgraben und steigt auf dessen Nordseite auf den Verflachungsstreifen zwischen Sokkel und Gipfelbau der Weinzettelwand empor. Die westliche Fortsetzung dieses Glimmerschieferzuges ist enorm durch Querfaltung und Schuppung zerrissen, läßt sich aber in Einzelvorkommen (oft quer oder schräg streichend) südlich der Wasserfallgrotte und des Teiches S der Weinzettelwand, dann SW dieser Wand, beim Wh. Adlitzgraben, dann S der Spieß- und Polleiroswand S der Adlitzgrabenstraße weiter verfolgen. Es besteht kein Zweifel, daß diese Einzelvorkommen von kristallinen Spänen ursprünglich zusammengehört haben, da z.B. bei der Hauptunterbrechung am Nordausgang des Myrtengrabens trotz dieser Zerreißen die Glimmerschieferstreifens die nächstsüdlichere Leitlinie, die Weberkogel-Keupermulde ungestört das Myrtenal quert und damit dort der durchgehende Zusammenhang zwischen dem Keuper/Rhät-Zug S vom Wolfsbergkogel und Doppelreiterkogel im W und dem Keuper/Rhät-Zug

in der Mulde zwischen Baufelsen (N) und „Im Bau“ (S) vorliegt.

Demnach ergibt sich folgender Zusammenhang in den großtektonischen Einheiten südlich der mittelostalpinen Tattermannschuppe von Norden gegen Süden:

- a) Mürz-Tachenberg-Decke, zu der im tektonisch extrem beanspruchten Mittelteil im Bereich des Adlitzgrabens die Adlitzschuppe gehört. Diese Decke wird an ihrer Basis überwiegend durch den Schottwiener Glimmerschieferstreifen eingeleitet.
- b) Grasberg-Schuppe der Stuhleck-Kirchberg-Decke, die mit ihrer Permo-Mitteltrias vom Grasberg über den Eselstein zum Doppelreiterkogel zieht und nur S Schottwien geringe Kristallinreste aufweist.
- c) Weberkogel-Keupermulde, die sich nur auf der Strecke südlich des Baufelsens im E bis westlich des Weberkogels im W verfolgen läßt. Es folgen dann gegen Süden hin
- d) die Bauschuppe und
- e) die große, intern extrem verschuppte Semmeringpaß-Mulde, die über den Semmering streicht und bei der Querung des Myrntales W Bärensattel und im Wiesengelände N Maria Schutz – Göstritz die einst z.T. abgebauten Gipsmassen enthält.
- f) Den Südabschluß der Stuhleck-Kirchberg-Decke bildet dann die breite und mittlere Permomitteltrias-Mulde des Sonnwendsteinzuges, die mit basalen Komplikationen der
- g) Wechsel-Decke auflagert.

Zu den Aufschlüssen im Bereich der Semmeringschnellstraße beiderseits Schottwien ist noch zu vermerken, daß der Tunnel E oberhalb von Schottwien in technisch-geologischer Hinsicht schwierige Verhältnisse angetroffen hat, da hier der Glimmerschiefer, der überkippt, mittelsteil südfallend lagert und etwa W–E streicht, mit Rauhwacke und Mitteltrias verschuppt ist.

Ein schönes Tieftrias-Profil wurde bei dem gewaltigen Schnellstraßeneinschnitt im Bereich SE des Eselsteinzuges aufgeschlossen: In 830 m Seehöhe wurde hier nördlich der mittleren Haarnadelkurve der Semmeringbundesstraße (sie liegt in 760 m Höhe) folgende Serie vom Skyth (S) zum Anis (N) auf einer Strecke von 50 m Länge angetroffen:

- a) Skythischer Semmeringquarzit, geschichtet, stark zerbrochen;
- b) wenige m weißlich-grau silbrige Alpine Rötschiefer, die zufolge ihrer hohen Mobilität in inkompetenter Art völlig diskordant an der Obergrenze des Semmeringquarzites durchbrechen;
- c) einige Meter schwarze Anisbasis-Tonschiefer, 40° steil 010° einfallend;
- d) schwarzer gebankter Anisdolomit, darüber gelblicher Anisdolomit mit Einschaltung einer schwarzen Dolomitbank und mit lokal gut erhaltenem Laminitgefüge;
- e) schließlich massiger mittelgrauer Mitteltrias-Dolomit.

Die Verhältnisse am Eselstein-Nordhang zum Adlitzgraben hin

sind durch eine regelmäßige, steil nordfallende aufrechte Serie der Adlitzgraben-Schuppe gekennzeichnet, die mit ihrem basalen Kristallin über den gegen Norden darunter einfallenden Aniskalken des Eselsteinkammes einsetzt. Durch breite neue Waldstraßen ist diese romantische Felslandschaft der Adlitzgraben nun in einer nur für den Geologen „erfreulichen“ Weise „aufgeschlossen“.

Es folgen hier von Süden gegen Norden übereinander:

- a) der aus Glimmerschiefern bestehende Kristallinstreifen, von Schottwien (wo er noch eine Rauhwacken- und eine Quarzitlinse eingeschaltet enthält) gegen W ziehend;
- b) Eine sehr schmale bis unterdrückte und nur NW vom Eselstein breit anschwellende Semmeringquarzitzone;
- c) ein breiter, in Felsstürme aufgelöster Rauhwackenzug des Unteranis, der durch die Einschaltung von Spänen aus Skythquarzit (400 m S Kote 592, 400 m NNW und 500 m NW Eselsteingipfel) oder Aniskalk (300 m SW Kote 592, 100 m S Wh. Weinzettelwand) eine tektonische Verdoppelung erkennen läßt;
- d) sodann lagern gegen Norden hin anisische Kalke auf, die über den Adlitzgraben in die Wände nördlich davon (Heubachkogel-Wand, Pfeffer-Wand, Weinzettel-Wand) hinüberreichen.

Die Harnischflächen in diesem Muschelkalkzug N des Adlitzgrabens sind nach dem Mohr'schen gekreuzten Diagonalscherflächensystem angelegt und zeigen durchwegs horizontale Striemung. In der Grenzzone zwischen Muschelkalk und Rauhwacke – z.B. besonders auffällig auf der Adlitzgraben-Südseite SW von Klamm – hat eine intensive tektonische Durcharbeitung eine starke Zerbrechung des Muschelkalkes und eine Durchspickung der Grenzpartie der Rauhwacke mit Kalkbrocken bewirkt.

Im Bereich des Myrtingrabens

sind zunächst die wertvollen Aufschlüsse im Wiesengelände der morphologischen Mulde zwischen Eselstein (= Baufelsen-)Zug im Norden und dem Anisdolomitzug „Im Bau“ im Süden von Interesse: Eine Forststraße mit sechs Spitzkehren führt vom Myrtingrund auf die Verflachung W und S des Eselsteins in und oberhalb 900 m Höhe empor. Diese morphologische Muldenzone stellt zugleich eine geologische Mulde mit Keuper und Rhät dar, die die östliche Fortsetzung der Weberkogelmulde (vgl. A. TOLLMANN, Mitt. Österr. Geol. Ges., 37, 1964, H. 1, Taf. 1) bildet. Der Muldeninhalt ist intensiv geschuppt und umfaßt zwischen der mächtigen Anisdolomitrippe im Süden und der hochragenden Muschelkalkkrippe im Norden von Süden gegen Norden hin folgende Späne:

- a) Schmalere anisische Rauhwackenspan;
- b) gegen oben hin breiter sich öffnender Rhätkalkzug, im E Schiefer der Obertrias eingeschaltet;
- c) ocker anisische Rauhwacke;
- d) Rhätkalklinse im tieferen Teil, mit reichlich Crinoidenschutt in 690 m Höhe, dabei große fünfeckige Trochiten von *Isocrinus bavaricus* WINKLER;
- e) ein langer Zug aus Buntem Keuper des Nor mit hellem Seritzschiefer, grauen sandigen Schiefen, dünn-schichtigen Quarziten und dunkelgrauen und gelben Dolomitschiefern;
- f) auf der Verflachung in 950 m Seehöhe 170 m SW vom Eselsteingipfel fügt sich nochmals eine breit anschwellende Zone von Rhätkalk mit *Isocrinus bavaricus* WINKLER an;
- g) schließlich folgt wiederum eine grau-ocker Rauhwackenzone, die in 730 m Höhe in eine Reihe von Türmen und Zacken aufgelöst ist. Das bedeutet aber, daß in dieser Mulde drei Schuppen enthalten sind.

Weiter im Süden folgt auf der rechten Seite des Myrtengrabens südlich des Mitteltriasdolomitzuges vom „Im Bau“ (Kote 999) und seiner verschuppten Semmeringquarzitbasis nördlich vom ehemaligen Gipswerk die breite Keupermulde, die vom Semmeringpaß über den Bärensattel nach Göstritz zieht (Semmeringpaß-Mulde). Zwei neue, schräg vom Süden emporziehende Forststraßen haben die enormen Rutschhänge über dem ehemaligen Gipsbergbauggebiet besser aufgeschlossen. Die Kartierung dieser Gehänge hatte durch eine sechsfache Wiederholung der fossilführenden Rhätkalke in der karnischen gipsreichen und norischen Bunten Keuper-Grundmasse die intensive Schuppung erkennen lassen. Die gegenüber liegende Westseite des Myrtengrabens zum Abschnitt am und nördlich des Semmeringpasses hinauf ist in diesem Bereich der karnisch-norischen Keuperzone ohne erfaßbare Rhätkalk-einschaltungen in dem schlecht aufgeschlossenen Gelände nur schwer gliederbar: Vier Keuperquarzitzüge sind darin kartierbar. Im schlecht aufgeschlossenen Myrtengrabens-Bacheinschnitt selbst ist bloß in 730 m Seehöhe ein 200 m NNE des Gehöftes Schütz ein mächtiger Rhätkalkzug mit Crinoidenspreu sichtbar. Zwei je 5–6 m mächtig aufgeschlossene gebankte Kalke und Dolomite(!) des Rhät fallen hier mäßig steil gegen NNW ein (ss = 330/25).

Im Süden ist diese Keuperzone des Myrtengrabens durch eine gewaltige WSW–ENE-streichende Störung, die 300 m N der Myrtenbrücke durchzieht, gegen den Sonnwendsteinzug hin abgeschnitten.

Blatt 106 Aspang

Bericht 1986 über geologische Aufnahmen auf Blatt 106 Aspang

Von GERHARD FUCHS

Zunächst wurde die Grundgebirgsinsel zwischen Pitten und Schwarzau am Steinfeld kartiert. E letztgenannter Ortschaft ist am Südufer der Schwarzau eine Scholle von Semmering-Quarzit aufgeschossen. Die bankig-plattigen Quarzite enthalten Lagen von Konglomerat und phyllitischem Schiefer, sie tauchen flach gegen ESE unter Glimmerschiefer ab. Es finden sich zwei alte Stollen, vermutlich Eisenabbaue.

Die überlagernden Glimmerschiefer bilden die Hügel S Schwarzau bis Linsberg und W des Bahnhof Erlach. Im Raume Brunn a.d. Pitten – Guntrams findet sich ein ausgedehntes Vorkommen von Karbonatgesteinen des Semmering-Mesozoikums. Es unterlagert die oben erwähnten Glimmerschiefer, die hier gegen N fallen. Diese Karbonatserie ist wohl mit der des Schloßfelsens von Pitten zu verbinden. Die Hüllschiefer und der Grobgnais südlich des Schloßfelsens haben ihre Fortsetzung westlich des Tales W vom Bahnhof um die Kote 340. Sie fallen gegen NNE unter das Mesozoikum ein. Grobgnais und Hüllschiefer werden als N-einspießende Digitation in der Masse des Semmering-Mesozoikums aufgefaßt. Damit würden die Karbonatserien von Guntrams-Brunn, Pitten und vom Weißjackel eine in der Tiefe zusammenhängende Masse bilden und sind weiter gegen S mit dem Mesozoikum des Scheibling-kirchner Fensters zu verbinden.

Weiters wurde die Kartierung im Raume von Wiesmath vorangetrieben. Das Gebiet nördlich der Ortschaft wird von Grobgnais-Serie aufgebaut. Unregelmäßige Granitgneiskörper – ehemalige Intrusionen – stecken in gelegentlich etwas migmatischen Hüllschiefern, so in der Nußleiten, im Stanglgraben, im Gebiet Stadtweg – Horau – Annaberg und Karnthal. Alpiner Verrukano – eine Serie von Metakonglomeraten, Quarziten, Psammit – und Serizitschiefern sowie Metavulkaniten – findet sich offensichtlich als Transgressionsfolge auf der Grobgnais-Serie (Steghöfe – Haaghöfe, Wachtelleiten, Stadtweg – Ohaberg). Diese Vorkommen liegen in einer WSW–ENE-streichenden Zone, die einzelnen Gesteinskörper zeigen jedoch NW–SE-Erstreckung, also quer zum regionalen Gebirgsstreichen. Es ist interessant, daß der Verrukano mit der Grobgnais-Serie und den Gesteinen der Siegrabener Deckscholle in Kontakt tritt.

Im Gebiet Firnberg (P 612) – W Stadtweg treten Paragneise, Amphibolite, Mischgneise auf, die möglicherweise mit der Siegrabener Deckscholle zu parallelisieren sind. Der SW-Rand der Siegrabener Deckscholle wurde im Gebiet von Oberau ebenfalls heuer auskartiert.

Der Raum W, S und E von Wiesmath wird von Gesteinen der Wechselserie aufgebaut, welche hier in einem ausgedehnten Fenster (Wiesmather Fenster) aufgeschlossen sind. Die tektonische Grenzfläche zwischen Grobgnais-Serie bzw. Siegrabener Deckscholle (S Plettenhof) im N und der Wechselserie im S fällt gegen N ein, während innerhalb des Fensters regional südliches Einfallen vorherrscht. Der N-Teil des Fensters wird von grauen, grünlichen und schwärzlichen, feinschichtigen phyllitischen Schiefer aufgebaut; graphitische Schiefer und seltenere Graphitquarzite sind charakteristisch.

In dieser Gesteinsserie steckt der Wiesmather Gneis, ein glimmerarmer Granitgneis mit ausgeprägter B-Li-neation, welcher das Gebiet Sperkerriegel – Kindelmühle – Neuris – Kreuzzeichen aufbaut. Im südlichen Teil des Wiesmather Gneis finden sich eingeschaltete Züge von Glimmerschiefer und z.T. grobkörnigem Amphibolit (N von P492).

Im Bereich des Grenzgrabens, südlich des Wiesmather Gneis erscheinen die phyllitischen Schiefer geringer metamorph. Sie enthalten grüne und fast weiße Bänder von vermutlich vulkanischer Abkunft.

Südlich der phyllitischen Schieferfolge, die mit den Wechselschiefern zu parallelisieren ist, folgt eine Zone von Albitporphyroblastenschiefern. Die Feldspatrundlinge erreichen in den vorwiegend grünlichen Gesteinen bis 1 cm Durchmesser, meist schwankt ihre Größe aber im Bereich von 3–6 mm. SE der Sommerhäuser sind in dieser Feldspatungsserie auch graphitische Schiefer albitisiert worden. Auch Grüngesteine und Amphibolite sind in den Albitporphyroblastenschiefern häufig eingeschaltet. Sie zeigen gelegentlich Feldspatproben, aber von geringerer Größe.

Im S schließt eine Zone an, welche durch die Vergesellschaftung von Schiefergnaisen, Amphiboliten und Aplitgraniten charakterisiert ist. Letztgenannte bilden konkordante Bänke, Lagergänge und kleiner Körper.

An diese Gesteinszone schließen im S konkordante Granitgneiskörper an. Es sind durch Alkalifeldspat-großkristalle porphyrische Granitgneise, biotitarm und hellglimmerbetont, die meist zu Augengneis tektonisiert sind. Diese Gesteine finden sich im Hirschauer Graben

N vom Saurüssel, von wo sie N am Berg P 715 vorbei in den Bereich von Schwarzenberg fortsetzen. Hier keilen sie aus, setzen aber jenseits des Kohlgrabens wieder ein.

Im Hangenden der Granitgneise treten örtlich noch Schiefergneise und Amphibolite bzw. phyllitische Schiefer von geringer Mächtigkeit auf (z.B. SW Geretschlag, ESE Schwarzenberg an der Straße nach Landsee). Dann folgt, manchmal unmittelbar über dem Granitgneis der Landseer Semmering-Quarzit. Das weiße bis grünliche Gestein ist typisch entwickelt mit konglomeratischen Bänken und den weißen und roten Geröllen. Es ist vorläufig offen, ob der Semmering-Quarzit auf den Gesteinen der Wechselserie transgressiv aufgelagert oder überschoben ist.

Die im Wiesmather Fenster beobachtete Abfolge von Gesteinszonen spricht für eine inverse Lagerung und einen Innenbau diskordant zur Hangend-Überschiebung.

Bericht 1986 über geologische Aufnahmen auf Blatt 106 Aspang

Von ALFRED PAHR (auswärtiger Mitarbeiter)

In der Südost-Ecke des Kartenblattes wurde die Kartierung im Raum Kirchschatz – Stang – Blumau – Landsee weiter vorgetragen bzw. konnten zahlreiche Verfeinerungen und Details im Kartenbild erzielt werden.

Im nordwestlichen Hang des Kohlgrabens (südlich Schwarzenberg) finden sich in den Wechselschiefern Lagen von Quarzit und quarzreichem Gneis (Porphyroid?), die über den Grenzgraben hinweg auch in den südöstlichen Hang weiterziehen.

Am Westhang des Pfefferriegels (südlich Landsee) schiebt sich zwischen den Semmeringquarzit (zur Wechseleinheit gehörig) und die Grobgneis-Hüllschiefer noch ein Band von feinkörnigem Amphibolit.

Im dem Graben, der bei der „Öden Kirche“ von Norden her in das Rabnitztal mündet, liegt auf dem Grobgneis ein größerer Komplex eines Meta-Diorits, der nach Norden zu grobkörniger wird. Etwa 800 Meter von der Grabenmündung nach Norden geht er in einen recht grobkörnigen Gabbro über (Hornblendekristalle von mehreren cm Länge!)

Die den östlichen Hangfuß begleitende Forststraße des Rabnitztales erschließt bis zur östlichen Blattgrenze Grobgneise wechselnder Korngröße, mit gelegentlichen Einschaltungen von biotitreichem Schiefergneis sowie untergeordneten Chlorit bzw. Hornblende führenden Lagen.

Im Bereich Kirchschatz (Weißen- und Reußenbach-Tal) ergab sich, daß die Siegrabener Serie im Kammbereich zwischen beiden Tälern noch weit nach Norden reicht (bis zum Lackenbauer). Südöstlich dieses Gehöftes findet sich in dieser Serie ein (heute verlassener) Steinbruch und in dessen Nordflanke eine pegmatitische Lage im Granatbiotitgneis. Hauptgestein dieses Komplexes Siegrabener Gesteine ist Granatbiotitgneis, untergeordnet ist auch Amphibolit (mit und ohne Granat) vorhanden.

Gegen Südosten zu, besonders in dem nach Kirchschatz hinunterführenden Hohlweg, ist ein größerer Mylonitkomplex vorhanden, dessen Gesteinsbestand wegen der starken Verwitterung und Durchtränkung mit ei-

senschüssigen Lösungen makroskopisch kaum zuzuordnen ist. Manche Typen erinnern an Gesteine der Wechselserie.

Die Unterlage der Siegrabener Gesteinsgesellschaft bildet ein feinkörniger Gneis mit großen Kalifeldspatblästen, wie sie auch aus dem Granatbiotitgneis bekannt sind („Mondsteine“). Daraus ergibt sich die Möglichkeit, daß diese Gneise zum tektonischen Verband des Hochkristallins gehören, also gemeinsam auf das Unterostalpin (Grobgneisserie) aufgeschoben wurden. Diesbezügliche Untersuchungen sind im Gange. Ähnliche Verhältnisse herrschen auch im Bereich der (alten) nach Norden Richtung Stang führenden Straße sowie in dem östlich davon liegenden Graben.

Blatt 107 Mattersburg

Bericht 1986 über geologische Aufnahmen auf Blatt 107 Mattersburg

Von GÜNTHER PASCHER (auswärtiger Mitarbeiter)

Im Anschluß an die vorjährigen Aufnahmen wird über die Grenzziehung zwischen dem Mittelmiozän und dem Kristallin des Rosaliengebirges, bzw. dem karpatischen Brennberger Blockschotter berichtet.

Gasthof Plank – Hochkogel – Dachsriegel

In dem vis a vis vom Ghf. Plank W–E-streichenden Tal wurde in einer Schottergrube in einer tonigen Zwischenschicht eine Foraminiferenfauna isoliert. Die Foraminiferen wurden von M. E. SCHMID vorläufig in die Lagenidenzone eingestuft. Eine nochmalige Probennahme ist für eine detailliertere Einstufung (Obere bzw. Untere Lageniden Zone) unbedingt erforderlich.

Die Schottergrube befindet sich an der Nordflanke des Tales (1200 m E vom Ghf. Plank). Bei der Zusammensetzung der Schotter fällt ein hoher Anteil an kalkalpinen Geröllen auf. Ebenso beinhaltet der Schotterkomplex zahlreiche Kristallingerölle, wie Quarze, Quarzite, Pegmatite, Amphibolite, Grobgneise und Glimmerschiefer. Daneben treten, wie oben erwähnt, große Mengen von rötlichen Hallstätter- und hellgrauen Dachsteinkalken, sowie Dolomite, Hornsteine, Orbitoideenkalke und Eozängerölle auf.

Die Größe schwankt zwischen der einer Faust und wenigen Millimetern. Es fällt der sehr gute Rundungsgrad der Karbonate, gegenüber den Kristallinkomponenten auf. Die Konglomeratbänke in der Schottergrube streichen Ost–West und fallen mit ca. 15° gegen Norden ein.

An der Südseite des Tales konnten die Brennberger Blockschotter aufgeschlossen gefunden werden. Der Blockschotter enthält ausschließlich kristalline Gesteine, ungerollt kantige Blöcke, die in einer sandig-lehmigen–gelblichen Matrix stecken. In den zahlreichen Gräben im Gebiet des Dachsriegels habe ich Blöcke bis zu 1 Meter Durchmesser gefunden. Der Übergang von den Brennberger Blockschottern zu den marinen Schottern des Unterbadens, ist nur durch das E–W-streichende Tal getrennt, sodaß man darin eine tektonische Grenze vermuten muß. Diese Grenze folgt in ihrem Verlauf, beginnend von der Bundesstraße bzw. der Schnellstraße (S 31), dem eben erwähnten Tal (zwischen Hochkogel und Dachsriegel), bis dieses nach Süden abzweigt. Von

dieser Stelle zieht sich die Grenze über einen aufschlußlosen Waldrücken, bis zur ungarischen Grenze. In diesem nahezu aufschlußlosen Teil erfolgte die Grenzziehung dieser tektonischen Linie auf Grund der unterschiedlichen Geröllzusammensetzungen.

Mitterriegel – Wintergstetten – Sommergstetten

NW des Mitterriegels liegt die Grenze zwischen dem Unterbaden und den Glimmerschiefern der Grobgneseinheit gut aufgeschlossen bei einer Schnellstaßenbrücke (S 31), die über den Jüdingsaubach führt. Die Schotter das Unterbaden greifen „buchtartig“ auf das Kristallin über. Das Material setzt sich hauptsächlich aus Kristallingeröllen zusammen, die einen Durchmesser bis zu 15 cm aufweisen können. Diese Konglomeratbänke fallen mit 15° gegen Nordosten ein.

In diesem Bereich ist von einer tektonischen Grenze, wie sie G. ZSUTTY (1963, S. 125) in seiner Karte eingetragen hat, nichts zu finden. Wie schon oben beschrieben greifen die Sedimente des Unterbaden in die „Kristallinhalbinsel“ des Rosaliengebirges buchtartig ein. Es dürfte sich in diesem Bereich vielmehr um eine sedimentäre Anlagerung handeln, als um eine tektonische Grenze. Weiter gegen NW (in Richtung Paradies) scheint der Kristallinrand von Brüchen begrenzt zu sein (G. FUCHS, 1962, S. 36).

Forchtenstein – Paradies – Stornpill

50 m SE des Badestausees Forchtenstein befindet sich eine Schottergrube, in der man syn- und antithetische Klüfte sehen kann. Das Einfallen der Klüfte erfolgt mit 60° bzw. 80° gegen WSW, also zum Grundgebirgsrand hin. Der Mylonit zwischen den Spalten ist 5–7 cm breit und wurde durch zirkulierende eisenhaltige Wässer rostbraun verfärbt. Bis auf die Kristallingerölle, die aus der unmittelbaren Umgebung stammen und daher bestenfalls kantengerundet sind, weisen alle übrigen einen sehr guten Rundungsgrad auf. Am Top der Schottergrube sind sehr gut ausgebildete Kryoturbationen zu sehen.

Als Alter der Schotter, die in einer rötlichen sandigen Matrix stecken und keinerlei Schichtung aufweisen, ist Unterbaden anzunehmen.

Der kristalline Hügelzug, an dem die Gerölle angelagert worden sind, erstreckt sich gegen NNE, wo man eine weitere Schottergrube vorfindet.

In diesem Abbau wurde durch Auszählen von Geröllen ein Karbonat/Kristallin-Verhältnis von 1 : 3 ermittelt. Die Gerölle sind alle sehr gut gerundet. In der sandigen Matrix findet man gelegentlich Ostreenschalen, die eher auf ein marines Milieu schließen lassen. Ein Dünnschliff aus einem Orbitoideengeröll ergab ein Campan–Maastricht-Alter.

Die Schichten fallen mit 40° gegen NNW ein.

Bei einer aufgelassenen Sandgrube nahe der Lokalität Stornpill wurden diverse Pectiniden- und Turritellenreste gefunden. F. STOJASPAL bestimmte aus den äußerst schwierig zu bergenden Fossilien eine Badenform: *Chlamys latissima nodosiformis* (SERR.). In den dazwischengeschalteten Sandlagen wurden einige kümmerliche Foraminiferen isoliert, die eine Einstufung ins Unterbaden erlauben.

Schreinermühle – Sebastiankreuz – Wiesen – Kogelberg

In der Nähe der Lokalität Schreinermühle (1000 m E) bzw. 650 m NNW des Antonikreuzes steht am Beginn eines Hohlweges ein Wegkreuz.

In diesem Hohlweg (ca. 120 m W des Kreuzes, auf der S-Seite), wurde eine sehr gut erhaltene Foraminiferenfauna gefunden, die sich in die Sandschaler-Zone einstuft läßt.

Die Makrofauna (Gastropoden und Bivalven) wurde freundlicherweise F. STOJASPAL bestimmt:

Clithon pictus (FERUSSAC)
Monilea crasselirata BOETTGER
Phasianella eichwaldi HOERNES
Solariorbis woodi (HOERNES)
Pseudoliotia varpalotensis (SZALAI)
Alvania danubiensis (COSSMANN & PEYROT)
Folinia costata minuta (DOLFFUSS & DAUTZENBERG)
Rissoina podolica COSSMANN
Turritella ex gr. spirata BROCCHI
Petalococonchus intortus (LAMARCK)
Seila trilineata (PHILIPPI)
Triphora perversa (LINNÉ)
Bittium reticulatum (DA COSTA)
Lunatia sp.
Gibberula eratoformis HOERNES & AUINGER
Gibberula minuta PFEIFFER aut.
Cythara rugulosa (PHILIPPI)
Teres anceps (EICHWALD)
Plicatula mytilina (PHILIPPI)
Anomia sp.
Beguina calyculata (LINNÉ) juv.

Drei Arten aus dieser Fauna sind für Österreich neu: *Monilea crasselirata*, *Pseudoliotia varpalotensis* und *Folinia costata minuta*. Insgesamt erlaubt der Molluskenbestand eine Einstufung in den Bereich Obere Lageniden- bis Sandschaler-Zone.

Die Grenze zwischen der Lageniden- und der Sandschaler Zone dürfte in diesem Gebiet der Verlauf des Heidbaches darstellen. Für den weiteren Verlauf dieser Grenze muß die Probennahme in Form von Handbohrungen noch intensiviert werden.

Bei der Ortschaft Wiesen, am NE Ortseingang, ca. 300 m N der Kote 278, vis a vis von einem Pumpwerk, ist das Sarmat in einer aufgelassenen Sandgrube noch sehr gut zu sehen. Im Liegenden, direkt an der Straßenböschung kommen helle, glimmerreiche Feinsande, mit reichlich Schalenbruchstücken zum Vorschein. Die Mächtigkeit dieser Sandschicht beträgt ca. 1,5 m. Darüber folgt eine Schotterlage (ca. 1 m mächtig), die aus gerundeten, bis zu 20 cm großen Karbonatgeröllen, sowie aus weniger gut gerundeten Kristallinkomponenten besteht. Die Matrix ist sandig, etwas tonig und sehr reich an Glimmer, der vom nahen Grundgebirge stammt.

Über dieser Schotterschicht, die eine undeutliche „horizontale“ Lagerung zeigt, liegt nun ein tonig-sandiges Schichtpaket, aus welchem schon die ersten, gut erhaltenen Fossilien herauswittern. Darüber liegt ein Schuttfächer, mit einer Mächtigkeit von ca. 5–7 m, der aus dem Material, der oben erwähnten aufgelassenen Sandgrube stammt.

In dieser Sandgrube bildet das Hangenste eine 20 cm mächtige Sandsteinlage, mit einzelnen Geröllen (20 cm Ø) eingeschaltet. In dieser Schicht sind die

Fossilien nur mehr als Steinkerne erhalten geblieben. Aus dem Liegenden der Sandsteinlage möchte ich nun einige Fossilien anführen, die mir F. STOJASPAL freundlicherweise bestimmt hat (Alter: Ercilien-Mactra-Schichten):

Gastropoda

Theodoxus carasiensis JEK.
Hydrobia frauenfeldi HOERN.
Hydrobia stagnalis BAST.
Pirenella picta DEFR.
Acteocina lajonkaireana BAST.
Pirenella sp.

Bivalva

Cardium jekeliusi PAPP
Cardium latisulcum nexingense PAPP
Cerastoderma cf. *politoanei* JEK.
Donax dentiger EICHW.

Mattersburg – Hirschkreut – Rotes Kreuz

Die Ortschaft Mattersburg liegt zum größten Teil auf einem Lößboden. Nur S bzw. SW des Ortes bilden Sedimente des Baden die hügelige Landschaft.

Am Südwestende von Mattersburg sieht man in einer ehemaligen Ziegelgrube (jetzt eine Mülldeponie), ein Profil, welches die Sandschaler-Zone, die Buliminen-Bolivinen-Zone und darüber 4–6 m Lößbedeckung, enthält. An der Südwand der Grube ist zwischen dem Löß und dem Baden eine 1,5 m mächtiges Schotterband eingeschaltet. Im Hangenden dieses Schotterkomplexes, mit kantengerundeten 30–40 cm großen kristallinen Geröllen, dürfte ein „fossiler“ Boden erhalten geblieben sein.

Es sei noch der Vollständigkeit halber gesagt, daß dieser Aufschluß, bis auf das Quartär natürlich, mit dem aus Walbersdorf und Marz-Rohrbach, in der Lithologie völlig ident ist.

Es wurden sowohl aus der Sandschaler-Zone, als auch aus der Buliminen-Bolivinen-Zone eine reiche und sehr gut erhaltene Foraminiferenfauna isoliert. Durch die Verwendung dieser Grube als Mülldeponie, wird dieser Aufschluß, nach Aussage eines dortigen Angestellten, in den kommenden Jahren zugeschüttet werden.

In der Stadt Mattersburg kann man die Grenze zwischen Baden und Sarmat, mit dem Straßenverlauf der Wiener Neustädter bzw. Wiesener Straße ziehen. Diese Sedimente liegen unter einer ca. 3 m mächtigen Lößschicht und sind nur durch künstliche Aufschlüsse (Kanal-, Wasserleitungsbau, etc.) zu sehen und zu beproben.

Der Eisenbahneinschnitt N vom Zentrum der Stadt wird zur Gänze von den Sedimenten des Sarmats, das hier durch blaue bis braune Tonmergel vertreten ist, aufgebaut.

Ab der Linie Rotes Kreuz – Mattersburger Wasserreservoir (= ENE–WSW) kommt nur mehr Mittel-Obersarmat vor. Auf der Anhöhe des Wasserreservoirs liegt eine pleistozäne Schotterstreu, mit Geröllen, die zum überwiegenden Teil vom Rosaliengebirge stammen.

Die Hügelkette, S bzw. SE von Mattersburg wird von Tonen der Sandschaler Zone (Lokalität Hirschkreut, Kote 317 m) bzw. gut gerundeten Schottern und Sanden der Buliminen Bolivinen Zone (Mattersburger Kirche 258 m, sowie 800 m SW davon) aufgebaut.

Blatt 117 Zirl

Bericht 1986 über geologische Aufnahmen in den Kalkalpen auf Blatt 117 Zirl

Von WERNER POLESCHINSKI (auswärtiger Mitarbeiter)

Die im Jahr 1986 durchgeführte Geländeaufnahme auf Blatt 117 Zirl umfaßt das Gebiet um Zirl bis Eigenhofen, das Gebiet um Leithen, Reith, Holzköpf, die Südabhänge des Mitterberglis, die innere und äußere Schloßbachklamm, den Brunstkopf, und die äußere Ehnbachklamm (Brunntal) östlich Zirl, sowie den Möselkopf ganz im Osten.

Eine eingehende, den Rahmen eines Kartierungsberichtes sprengende Darstellung der erwähnten Faziestypen befindet sich im Archiv der Geologischen Bundesanstalt und kann dort eingesehen werden.

Nördlich Eigenhofen

ist eine intensiv verfaultete und in Schuppen zerlegte Lithologie aufgeschlossen. Sie umfaßt im wesentlichen dunkelgraue mikritische Kalke mit oder ohne Kieselkonditionen der Raibler Schichten, die von liegenden und zentralen Anteilen des Unteren Hauptdolomits überlagert werden. Verschiedentlich tritt im Grenzbereich zum Unteren Hauptdolomit geringmächtige (0,5 m bis 1 m) Raibler/Hauptdolomit-Übergangsfazies auf. Aus den Lagerungsverhältnissen sowie dem völlig ortsfremden lithologischen Inhalt ergibt sich ein enger Zusammenhang mit dem im Westen anschließenden Strukturkonzept, sodaß hier ein durch Lateraltektonik zerlegter und aus dem Westen eingeschobener Teilbereich vorliegt (sinistrale Systeme in ENE-Richtung).

In einem tektonischen Span, knapp 100 m westlich vom Umspannwerk Eigenhofen, ist ein Teil der liegenden Raiblerschichten unter den dunklen Kalken aufgeschlossen.

Die Lithologie nördlich Eigenhofen wird im E von einer ca. NNW–SSE-streichenden Störung abgeschnitten, die vom Umspannwerk Eigenhofen über die Kalköfen Richtung Mühlberg und südlich Gschwandkopf (Lok. außerhalb des Kartierungsgebietes im NW) verläuft (dextrales System).

Jeweils durch ebenfalls NNW orientierte Brüche gliedert, schließt sich daran im E ein Schuppenbau an, der vom Umspannwerk bis nach Wört reicht. Die im S fast saiger stehende Lithologie dieser Schuppen umfaßt von E nach W zunehmend liegendere Anteile des Unteren Hauptdolomits und nördlich vom Umspannwerk auch Schiefertone der Raibler/Hauptdolomit-Übergangsfazies (d.h. auch hier dextrale Systeme).

Gebiet südlich Leithen und Zirler Berg

Der Nordbereich der oben erwähnten Schuppen ist infolge weiträumiger Quartärbedeckung etwas unklar. Aus den wenigen Aufschlüssen, u.a. Gegebenheiten läßt sich hier eine Synklinale annehmen, die ca. mit 30° nach W abtaucht, und im E (Bereich nördlich Zirler Berg) stark eingeeengt ist. NE von Wort erstreckt sich von der Ruine Fragenstein bis etwa auf 818 m (Gasthaus Kanzelkehre) ein Gebiet zweier Schuppen, das von Wettersteindolomit und Raibler Schichten im SE und Hauptdolomit an seinem NW Ende aufgebaut wird. Die ungefähr saiger stehenden Raibler Schichten zeigen gegenüber allen übrigen Raibler Vorkommen der weiteren Umgebung große Unterschiede sowohl in ih-

ren Mächtigkeiten als auch in fazieller und sedimentologischer Hinsicht (das genaue Profil und die Beschreibung siehe bei BRANDNER, R. und POLESCHINSKI, W. 1986). Der Hauptdolomit im NW Teil ist stark gestört und zeigt stark wechselnde Lagerungsverhältnisse. Er umfaßt lithostratigraphisch nur den hangendsten Anteil des Unteren Hauptdolomits. Die allgemein stark wechselnden Lagerungsverhältnisse innerhalb dieser Schuppen lassen auf einen durch Lateraltektonik zerschernten Synklinalbereich schließen (sinistrale ENE-Systeme).

Am Eingang zur Schloßbachklamm

(nördlich Zirl) tritt besonders an der E-Seite eine sehr kleinräumige Schuppung auf, die eine intensive Verschuppung verschiedener Raibler Lithologien und des Wettersteindolomits bewirkt (insbesondere der Rauhwacken und der Raibler/Hauptdolomit-Übergangsfazies). Erst danach, etwa ab dem Schießstand Zirl (720 m) herrschen wieder klare Lagerungsverhältnisse vor, und eine fast saiger stehende, mächtige Abfolge der Raibler/Hauptdolomit-Übergangsfazies ist hier abgeschlossen.

Der gesamte Bereich, mit dem Schuppenbau vom Umspannwerk Eigenhofen bis Wört (mit Leithen und Zirler Berg im Norden) und dem Gebiet Schloßwald/Fragenstein sowie die äußere Schloßbachklamm, bilden eine zusammengehörige Schuppe mit steiler Aufschiebung im N und der intensiven Schuppung am Eingang zur Schloßbachklamm im E.

Im zentralen und hinteren Teil der Schloßbachklamm tritt eine sehr enge Verfaltung mit steil nach W abtauchenden Faltenachsen (bis 50°) auf. Während dieser Faltenbau nach W auch zunehmend stärker konvergiert und in Überschiebungen übergeht, geht er nach E in den großwelligen Bau des südlichen Brunstkopfs über. Südlich davon taucht aus dem Bereich Hochzirl in Richtung Schloßbachklamm mit ca. 40° eine Synklinale ab, deren Kern durch intensive Einengung hochgepreßt wurde. Im Bereich ihres Südschenkels sind geringmächtige (basale) Anteile an Mittlerem Hauptdolomit eingeklemmt. Die Konvergenz der Faltenachsen und zunehmende Schuppung sowie das steile Achsabtauchen im W steht sicher in Zusammenhang mit dem Vorstoß und Anpressung der im SW vorgelagerten Schuppe (mit Leithen, Zirler Berg etc.)

Das Gebiet nördlich Leithen,

Reith, Holzköpf, Schartlehnerhaus, Mitterbergl, Garberskopf, wird großräumig von einer ca. Ost-West-streichenden, nordvergenten, Antiklinale (= Solsteinantiklinale) aufgebaut und von Unterem und Mittlerem Hauptdolomit eingenommen. Im Bereich des Grieskarbaches und im westlichen Graben ist der Kern dieser Antiklinale mit Unterem Hauptdolomit aufgeschlossen.

Die Funktion des nördlich daran anschließenden Schuppenbaus ist noch nicht eindeutig geklärt. Er wurde als nordvergent angenommen, da ein eventueller Zusammenhang mit einem nordvergenten Schuppenbau am NW-Rand des Kleinen Solsteins besteht.

Das Gebiet nördlich Zirl und die äußere Ehnbachklamm (Brunntal)

Die nördlich Zirl aufgeschlossenen Raibler Schichten bilden den Südschenkel einer Synklinale (Zirler Mähder-Synklinale). Die Lagerungsverhältnisse und die häufig versetzte Lithologie lassen auf eine Zerschering dieses Synklinalbereiches durch eine ENE gerichtete Lateraltektonik schließen (sinistrale Systeme).

In der äußeren Ehnbachklamm treten auffallend mächtige Rauhwacken auf. Hier überlagert sich diese Lateraltektonik mit einer Schuppung an der Stirn einer aus dem SE eingeschobenen Schuppe. Ebenfalls im Zusammenhang mit dieser Stirnschuppung steht eine steile Pressung im NNE, die kurz vor dem W-Portal des Martinswandtunnels (ÖBB-Karwendelstrecke) nochmals das Liegende der Rauhwacken, den 3. Schieferton und Kalke hochschleppt. NE vom Tunnelportal tritt ein S-vergenter Schuppenbau auf (ca. in W-E-Richtung streichend), der die Raibler Schichten der hinteren Ehnbachklamm wiederholt versetzt. Dieser Schuppenbau setzt sich nach NNE (außerhalb des Kartierungsgebietes) weiter fort und leitet nach E in die extrem komplexe Schuppung der Zirler Mähder-Synklinale (Bereich Magdeburger Hütte etc.) über.

Blatt 118 Innsbruck

Bericht 1986 über geologische Aufnahmen auf Blatt 118 Innsbruck

Von GUNTHER HEISSEL (auswärtiger Mitarbeiter)

Im Berichtszeitraum wurde vor allem die Kartierung eines Großteils des Südabhanges der Innsbrucker Nordkette abgeschlossen. Dabei konnte das im Zuge der bisherigen Aufnahmestätigkeit erarbeitete Bild durch neue Erkenntnisse insgesamt bestätigt, im einzelnen jedoch noch drastisch verfeinert werden.

Die Inntaldecke umrahmt im Gramart-Hungerburg-Halbfenster nicht nur – wie bisher angenommen – die Gesteine der unterlagernden Thaurer Schuppe der Karwendel-Schuppenzone, sondern zahlreiche, neu auskartierte, kleinere und größere Deckschollenreste markieren nunmehr eindeutig die bislang vielleicht für Skeptiker nicht so klar erwiesene Zugehörigkeit der untertriadischen bis tiefmitteltriadischen Gesteine am Inn in Innsbruck (Hoher Weg) zur Inntaldecke. Bei den Gesteinen der Deckschollenreste der Inntaldecke handelt es sich, gleich wie beim Rahmen des Halbfensters, um Ablagerungen des Alpenen Buntsandsteins, der Reichenhaller Schichten und des Unteren Alpenen Muschelkalkes. Diese stets intensiv spezialgefalteten Gesteine liegen bei deutlicher Diskordanz (flach gelagerte Überschiebungsstörung) auf den Gesteinen des Fensterinhaltes, das sind Ablagerungen des Hauptdolomits, der Nordalpinen Raibler Schichten, der Partnachschichten und des Alpenen Muschelkalkes, zu denen sich weiter im Osten (etwas östlich der Rumer Alm) auch Wettersteinkalk dazugesellt. Die Überschiebungsbahn steigt im Süden, beispielsweise im Gebiet der Weiherburg, mit etwa 30–40° nach Norden an. Sie wird jedoch im Gebiet der Hungerburg zunehmend flacher, um im Raum Rastboden einen Sattel zu bilden, womit sie anfangs flach, anschließend steiler werdend, gegen Norden abtaucht.

Diese Sattelstruktur der Überschiebungsgrenze bzw. ihre generelle flache Lage läßt sich vom Höttinger Bild bis östlich der Vintlm durch die zahlreichen Deckschollenreste klar nachweisen. Im Raum der Mühlauer Klamm verhindern nur wenige Meter Aufschlußblöcke das völlige Abschließen des Gramart-Hungerburg-Halbfensters zu einem Fenster. Die östlichsten Deckschol-

tenreste an der Innsbrucker Nordkette stellen die aus Gesteinen der Reichenhaller Schichten bestehenden Rumer Nadeln unterhalb der Vintlalm dar, weiter gegen Osten ist der bereits bekannte flach aufliegende Deckschollenrest (Halbklippe) der Inntaldecke am westlichen Zunterkopf zu erwähnen. Er vermittelt zu den ebenfalls neu erkannten Deckschollenresten der Inntaldecke, die der Karwendel-Schuppenzone aufliegend, im Gebiet der Hinterhorn- und Walder Alm auskartiert werden konnten. Die östlichsten, flach dem fremden Untergrund aufliegenden Deckschollen der Inntaldecke finden sich im Gipfelbereich des Walder Joches. Somit liegt es nahe, zumindest einen Teil der Aufschlüsse am Eingang des Vomper Loches (Pfannenschmiede) der nach Süden abtauchenden Inntaldecke zuzuordnen.

Im Bereich der Rumer Nadeln sind die Gesteine der Inntaldecke in die Gesteine der unterlagernden Thaurer Schuppe örtlich eingefaltet und eingeschuppt.

Die komplizierten geologischen Verhältnisse der Thaurer Schuppe der Karwendel-Schuppenzone stellen sich nunmehr folgendermaßen dar: Alle Gesteinsvorkommen des im Berichtszeitraum kartierten Bereiches (d. i. der Bereich zwischen Höttinger Bild und dem Gebiet nördlich von Thaur), die die Inntaldecke (samt ihren Deckschollenresten) unterlagern, gehören zur Thaurer Schuppe.

Im Südteil wird die Thaurer Schuppe vorwiegend von Gesteinen der Raibler Schichten und des Hauptdolomites aufgebaut. Partnachschieben finden sich nur zwischen Höttinger Bild und dem Graben westlich des Titschenbrünndls, sowie im Bereich des Romedikirchleins bei Thaur. Gesteine des Alpenen Muschelkalkes treten nur zwischen Höttinger Bild und Gramart, sowie im Bereich südlich des Romedikirchleins auf. Zwischen Rumer Alm und Vintlalm vervollständigt Wettersteinkalk die Schichtenfolge der Thaurer Schuppe. Er bildet zwei jeweils mehrfach unterbrochene Gesteinszüge, stets von tektonisch stark reduzierten Raibler Schichten begleitet. Der höhere Zug reicht über die Thaurer Alm bis zum Gipfel des westlichen Zunterkopfs, der tiefere bis östlich der Buchtalhütte. Während der höhere Wettersteinkalk invers liegt, bildet der tiefere einen deutlichen engen Sattel bei aufrechter Schichtlagerung. Beide Vorkommen stellen riffnahe Lagunensedimente (örtlich deutliche Riffschuttbreccien) dar.

Auch die Lagerungsverhältnisse innerhalb der Thaurer Schuppe sind nun endgültig geklärt:

Die Gesteine sind größtenteils aufrecht gelagert, jedoch stets deutlich nordvergent und intensiv miteinander verfaltet, teils verbunden mit engen tektonischen Verquetschungen und Amputationen, teils auch mit kleineren bis größeren nordgerichteten Aufschiebungen (z. B. Heuberg), örtlich verbunden mit Einfaltungen und Einschuppungen der Inntaldecke (z. B. Rumer Nadeln). Im Gebiet der Zunterköpfe tauchen die Gesteine mit dem Nordschenkel des Wettersteinkalksattels ab und bilden eine ausgedehnte liegende bis tauchende Falte, die wohl in gewisser Weise bis östlich des Halldales reichen dürfte.

Die Kalke der Nordalpinen Raibler Schichten der Thaurer Schuppe sind teilweise durch sogar deutliche Hornsteinknauerführung charakterisiert. Auch Pietra Verde-Führung innerhalb der Schieferthonhorizonte kann vermutet werden. Jedoch scheidet eine Zuordnung dieser Gesteine zum Alpenen Muschelkalk oder zu den Partnach- und Kössener Schichten aufgrund der deutlichen Sandsteinführung und der Funde von typischen

Raibler Fossilien aus. So müssen innerhalb der Thaurer Schuppe, abgesehen von den oben erwähnten Vorkommen, nicht nur alle bisher für Muschelkalk- und Partnachvorkommen gehaltenen Gesteine in das Niveau der Raibler Schichten umgestuft werden, sondern auch alle bisherigen als Kössener Schichten betrachteten Gesteine zwischen Thaurer Alm und den Zunterköpfen. Dies betrifft ebenfalls zur Inntaldecke gehörende Gesteine im Bereich Hinterhornalm – Walder Joch, die nicht ins Rhät, sondern ins Karn eingestuft werden müssen.

Am Nordrand der Inntaldecke im Gebiet von Hochnißl und Lamsenspitze konnten die in der Literatur öfters erwähnten Schiefertongesteine der Partnachschieben nicht bestätigt werden.

Somit weist die Inntaldecke im Karwendel nur das kleine, etwa auf 600 Meter aufgeschlossene Vorkommen von Partnachschieben der Lokalität Martinswand/Plattleck auf. Im Nahbereich der heutigen Deckengrenzen finden sich noch die – ebenfalls kleinen – Vorkommen vom Martinsbühel (500 Meter Aufschlußlänge), weiters die Gesteine der Partnachschieben zwischen Höttinger Bild und Titschenbrünndl (etwa 1800 Meter), bei Thaur (etwa 600 Meter), bei der Pfannenschmiede (wenige Meter) sowie im Tortal im Nordkarwendel (Aufschlüsse auf 3600 Meter Länge). Großzügig ausgelegt gibt es demnach Partnachschieben auf ca. 7200 Aufschlußmeter.

Dem stehen mindestens 70 Kilometer der Inntaldeckengrenzung gegenüber, die keine Vorkommen von Partnachschieben in näherer oder weiterer Entfernung aufweisen. Nordvergenz im Großfaltenbau am Südrand der Inntaldecke im Bereich der Westgrenze des Blattgebietes und weiter westlich etwa bei Zirl konnte im Berichtszeitraum neuerlich bestätigt werden.

Weiters wurde im Berichtszeitraum die Ostgrenze der Inntaldecke überprüft, um die Strukturen (nordvergenter Großfaltenbau) innerhalb der Inntaldecke auf dem Blattgebiet richtig zu ordnen und abzugrenzen. Der Großfaltenbau der Inntaldecke ist auch östlich des Überschalljoches sehr kompliziert. Die Hinterautal-Hinterödalm-Jagdgraben-Synklinale streicht an der Lamsenspitze gegen Osten in die Luft aus. An sie schließen südlich insgesamt 6 weitere nordgerichtete Großfalten an, teilweise in den Nordwänden von Bettelwurf und Hundskopf aus deckeninternen Störungen mit geringer nordvergenter Überschiebungsweite hervorgehend. Alle diese Faltenstrukturen werden vom heutigen erosiv bedingten Nord- und Südrand der Inntaldecke an ihrem Ostende schräg abgeschnitten. Die Faltenachsen tauchen leicht nach Westen ein, wie sich z. B. an der Überschallmulde, die bei der Steinkarlspitze nach Osten aushebt, klar aufzeigen läßt. Am direkten Ostende der Inntaldecke streicht die Überschiebungsbahn in die Luft aus, und zwar etwas eingeschuppt in den tektonischen Untergrund, ähnlich wie bei den Rumer Nadeln.

Alle diese faziellen und tektonischen Befunde weisen die Inntaldecke als fernüberschobene Einheit aus. Sie ist also keine aus dem Südteil der Lechtaldecke herausgepreßte Scholle, was allein schon durch ihr geräumiges Abtauchen nach Süden, das heute bis zum Walder Joch, wahrscheinlich sogar bis zur Pfannenschmiede gesichert ist, ausscheidet.

Eine Neukartierung des Gebietes um den Hohen Gleirsch (Inntaldecke) konnte nicht nur genauere Kenntnis über den detaillierten nordgerichteten Spezialfaltenbau (teils liegende Falten) dieses ebenfalls

nordgerichteten Großsattels erbringen, sondern zeigte auch auf, daß die Raibler Schichten entgegen bisheriger Vermutungen im Nordgehänge des Hohen Gleirsch durchziehen.

Bemerkenswert für die Reichenhaller Schichten der östlichen Inntaldecke ist das mehrfache rekurrenzartige Auftreten von Buntsandsteinfazies.

In der Südabdachung des Sonnjoches im Nordkarwendel findet sich ein Deckschollenrest der Inntaldecke, der dem Hauptkörper der Inntaldecke heute etwa 5 Kilometer vorgelagert ist.

Weiters sei erwähnt, daß im Berichtszeitraum die Höttinger Breccie an der Nordkette genau auskartiert wurde, und dabei interessante Ergebnisse erzielt werden konnten.

So bildet fast ausschließlich der Triasfels den Untergrund der Breccie, Seetonsedimente bzw. vor allem Grundmoränenablagerungen, wie beispielsweise am Lepsiusstollen anstehend, kommen nur lokal und stets nur bei geringer Ausdehnung unter der Breccie vor. Das felsige Grundgebirge ist deutlich reliefiert, wodurch starke Mächtigkeitsschwankungen der Breccie auftreten können (z. B. Hungerburg). Die Basis der Breccie bildet ein von wenigen Zentimetern bis zu mehreren Metern mächtiger in-situ-Verwitterungsschutt, der exakte Rückschlüsse auf den Gesteinsbestand des Untergrundes, sowie auf seine Tiefenlage unter der heutigen Geländeoberkante erlaubt. Darüber setzt die Anlieferung der vergleichsweise allochthonen Schuttmassen ein, die auch in tieferen Teilen nur dort Gesteinstrümmer des Alpenen Buntsandsteins aufweisen, wo dieser als Liefergebiet zur Verfügung stand. Es kann also die „Weiße Breccie“ dem in-situ-Verwitterungsschutt direkt aufliegen.

Die Konglomerate der Weiherburg sind jünger als die Höttinger Breccie, da sie Breccienkomponenten beinhalten. Dort, wo sie gesichert anstehen, liegen die Konglomerate flach dem Hauptdolomit der Thaurer Schuppe auf.

Abschließend sei erwähnt, daß die Ergebnisse der Oberflächenkartierung im Bereich der Innsbrucker Nordkette durch die lückenlose Auskartierung der meisten begehbaren Stollen, das sind über 1000 Meter Untertageaufschlüsse, bestätigt und verfeinert werden konnten.

Blatt 122 Kitzbühel

Bericht 1986 über geologische Aufnahmen auf Blatt 122 Kitzbühel

Von HELMUT HEINISCH & PETRA SCHLAEGEL
(auswärtige Mitarbeiter)

Im Jahr 1986 standen Geländeaufnahmen am benachbarten Blatt 123 Zell am See im Vordergrund. Auf Blatt Kitzbühel wurde daher nur ein kleineres Gebiet von 20 km² Fläche am Ostrand des Kartenblattes bearbeitet. Es erstreckt sich südlich des Glemmtales und umfaßt die Berggipfel Rote Kirche, Zwölferkogel und Hohe Penhab sowie den Vogelalptraben. Auf der Basis von Aufnahmen im Maßstab 1 : 10.000 wurde das Ge-

biet im Maßstab 1 : 25.000 dargestellt. Detailliert untersucht wurden hierbei die steilen südlichen Hänge des Glemmtales unterhalb des Zwölferkogels, die bisher wegen ihrer schlechten Begehrbarkeit nur unzulänglich bekannt waren.

Es bestätigte sich die auf dem Nachbarblatt festgelegte Formationsgliederung (vgl. Bericht zu Blatt 123 Zell am See). Die Metabasalt-Folgen und assoziierten Pyroklastika sind gut als lithologische Leithorizonte verwendbar. Äquivalente der Klingler Kar-Formation treten, abgesehen von vereinzelt Lydit-Lagen, nicht in Erscheinung.

Aus dem Kartenbild lassen sich flache Lagerungsverhältnisse ableiten. An saigeren Bruchsystemen sind Lateral- und Horizontalbewegungen abgelaufen. Obwohl der Vogelalptraben sich morphologisch deutlich als Ausräumungszone abzeichnet, konnten hier keine größeren Versatzbeträge nachgewiesen werden. Mächtige Metabasalt-Züge, Pyroklastika und Tuffite in flacher Lagerung treten beidseits des Talausganges des Vogelalptrabens in annähernd gleicher Höhe auf und setzen sich im Westen bis in die Kammregion (Rote Kirche) fort.

Der kartierte Bereich stellt die Verbindung zu zwei Diplomkartiergebieten im Talschluß des Glemmtales (abgegeben 1985) und dem Kartenblatt 123 Zell am See her. Damit kann der Ostteil von Blatt Kitzbühel im Maßstab 1 : 25.000 dargestellt werden. Die Fertigstellung dieses Teiles der Karte ist für das Frühjahr 1987 vorgesehen.

Bericht 1986 über geologische Aufnahmen auf Blatt 122 Kitzbühel

Von VOLKMAR STINGL (auswärtiger Mitarbeiter)

Im Sommer 1986 wurde mit den Aufnahmen im permotriadischen Anteil auf Blatt 122 begonnen, um die Verhältnisse am Kalkalpen-Südrand von Blatt 123 Zell am See, gegen W weiter zu verfolgen. Die stratigraphische Abfolge und fazielle Entwicklung ist i.w. die gleiche wie auf dem östlich anschließenden Blatt und reicht von den unterpermischen Basisbreccien bis ins Anis („Gutensteiner Dolomit“ und Steinalmkalk-Äquivalente? STINGL, 1984, 1985; Aufnahmsberichte, Jb. Geol.B.-A.). Vorerst wurde die Kartierung im W-Teil der Buchensteinwand und am Liendlmais (beides bei Fieberbrunn) begonnen.

Bereich Lärchfilzalmen – Liendlmais – Fieberbrunn

Westlich der Griebbodenalm tritt von 1420 bis 1550 m morphologisch ein deutlicher Rücken hervor, der von oberpermischen Prebichlschichten in Konglomeratfazies aufgebaut wird. Die Grobsandsteine und Konglomerate führen v.a. Quarzgerölle, daneben auch Quarzporphyrrfragmente (rot, felsitisch) des unterpermischen Vulkanismus und selten schwarze Silur-Kiesel-schiefer. Die Gefüge weisen sie als hochenergetische Rinnensedimente aus. Dieses Perm stellt eine an einer E–W-streichenden Störung zwischen altpaläozoischen (Silur–Devon) Dolomiten des Südfazies der Nördlichen Grauwackenzone eingeklemmte Linse dar und ist entsprechend stark tektonisiert. Die Dolomite zeigen oft von Klüftchen ausgehend Umsetzung zu Magnesit (v.a. südlich Lärchfilz-Hochalm). Dabei werden teilweise die vereinzelt Paläokarstspalten mit rotem Internsedi-

ment als Lösungsweg genutzt, die Umsetzungszone greifen aber auch quer über diese hinweg. In größeren Magnesitkörpern finden sich manchmal noch unverdaute Dolomitreste.

Am Abfall zum Hörndlinger Graben ist sehr schön die reliefauffüllende Auflagerung von permischer Basisbreccie auf devonischem Spielbergdolomit zu sehen. Die Komponenten der Breccie stammen unmittelbar aus dem Untergrund und werden von roter toniger Matrix verkittet. Durch diese Auflagerung treten nahe der Grenze Dolomit/Breccie sehr starke Quellen aus. Auch nördlich der Lärchfilz-Hochalm und bei der Niederalm sind noch kleinere Erosionsreste von Basisbreccie erhalten.

Im Graben östlich der Hochalm zum Hörndlinger Graben grenzen an die Breccie tektonisch (Mylonite) oberpermische Tonschiefer mit Sandsteineinschaltungen an. Kleine E-W-gerichtete auffächernde Störungen leiten rasch von überkippter, steil S-fallender Lagerung in flaches N- bis E-Fallen über (im Detail aber stark zerschert und kleingefaltet).

Rote Tonschiefer des Oberperm dominieren auch im Krotenbach, am N-Fuß des Liendlmais und bis ins Ortsgebiet von Fieberbrunn. Meist herrscht hier S-Fallen vor, eine starke N-vergente Internfaltung zeigt E-W-streichende B-Achsen, die flach nach E abtauchen. Im Schwarzbach wird ein gegen E einfallender, intern gestörter Antiklinalaufbruch von Perm halbfensterförmig durch Unteren Alpinen Buntsandstein umgeben.

Auffallend ist hier die z.T. starke Gipsführung der Tonschiefer und Sandsteine (z.B. im Schwarzenbach nordwestlich Niederfilzen und im Krotenbach). An verschiedenen Stellen wurden Kluftmineralisationen mit Kupfererzführung beobachtet: in einer Baugrube im Fieberbrunner Ortsgebiet Quarzgängchen mit cm-großen Kupferkiesbutzen, im Schwarzbach und im Krotenbach intensive disseminierte Pyritführung in Sandsteinen sowie Quarzgänge mit Karbonaten, Baryt und Fahlerz.

Am N-Hang des Liendlmais bildet N-fallender Unterer Buntsandstein die Auflage auf östlich abtauchendem Perm. An kleinen linksseitigen Blattverschiebungen wird er teilweise gegen NNE versetzt. Östlich von Lindenberg greift der Untere Buntsandstein bis in den Talboden vor, während er gegen Walchau flach mit einer Störungsfläche dem Perm aufliegt.

Das Quartär im Raum Liendlmais umfaßt neben Hangschutt hauptsächlich ausgedehnte Moränenbedeckung, die oft Vernässungszonen mit sich bringt. Die z.T. gekritzten Geschiebe stammen vorwiegend aus der Grauwackenzone.

Im Schwarzbachtal ist an der Wegabzweigung zu den Lärchfilzalmen eine kleine, gegen W erosiv abgeschrägte, fluviatile Terrasse entwickelt, eine größere bei Niederfilzen.

Am südlichen Ortsende von Fieberbrunn auf ca. 815 m überlagern ca. 15 m mächtige fluviatile Schotter den Felsuntergrund. Sie setzen sich aus Material der Grauwackenzone, aus Kristallin und lokalem Permoskythschutt zusammen und zeigen keine Moränenbedeckung.

Im ersten östlichen Seitengraben des Krotenbaches auf 930 m stehen in einem kleinen, teilweise überrollten Aufschluß graue laminierte Tone mit dünnen, leicht rötlichen, glimmerreichen Siltlagen an. In diesen Resten von (periglazialen ?) Stausedimenten wurden zahlreiche Föhrennadeln und Gräser gefunden. Etwas unter-

halb auf 920 m gibt es noch ein kleines Vorkommen mit einigen kleineren Nadeln.

Der Graben östlich unter der Lärchfilz-Niederalm schließt von 1000 bis 1020 m rote Grobsande und Schotter auf, die vorwiegend Permmaterial, Spielbergdolomit, Wildschönauer Schiefer und Diabase als Gerölle führen. Der Aufbau zeigt linsige, konglomeratische Rinnenfüllungen, die in Sandsteine gradieren. Manchmal sind am Top der Sequenzen noch rote tonige Feinsilte erhalten. Bei 1020 m liegt Grundmoräne auf, was die interglaziale Stellung der fluviatilen Schotter und Sande belegt.

Bereich Buchensteinwand

Zwischen Pfaffenschwendt und Walchau bildet Unterer Alpiner Buntsandstein die Basis des S-Abfalls der Buchensteinwand, bei Pertrach wird dieser durch eine ca. N-S-streichende Störung gegen permische Tonschiefer abgegrenzt. Die Gräben südlich „Tenner“ schließen normale, N-fallende Abfolgen bis zu den Werfener Schichten auf, ab ca. 1000 m schließen tektonisch, unter Ausfall des Reichenhaller Niveaus, stark gefaltete, dunkelgraue bis schwarze „Gutensteiner Dolomite“ an. Diese werden im Hangenden bis 1040 m ebenfalls tektonisch begrenzt, darüber folgen Sandsteine des Unteren Buntsandsteines bis 1080 m, wo sie von Reichenhaller Rauhwacken überlagert werden. Die anschließenden „Gutensteiner Dolomite“ gehen am W-Kamm der Buchensteinwand bei ca. 1350 m in den Steinalmkalk über, wobei dessen Basis hier noch z.T. quer durchgreifende unregelmäßige Dolomitierungszone aufweist. Der den Gipfelbereich aufbauende, leicht gegen W abtauchende Steinalmkalk besteht aus grauen Algen- und Crinoidenschuttkalken mit vereinzelt Intraklasten. Die Bankmächtigkeiten reichen bis zu 1 m. Manchmal schalten sich dünne Wurstelkalklagen mit gelblichen Mergeln ein.

Die Verhältnisse am N- und W-Abfall der Buchensteinwand sind wesentlich komplizierter und noch nicht geklärt. In der „Kühlen Klause“ steht zuerst eine aufrechte Schichtfolge von Unterem Buntsandstein bis zu „Gutensteiner Dolomit“ an, die im Niveau der Reichenhaller Rauhwacken tektonisch überarbeitet ist. Die dünngebankten Sandsteine des Unteren Buntsandsteins sind kleindimensional gefaltet mit ENE-streichenden B-Achsen (flach gegen E abtauchend), generell herrscht mittelsteiles S-Fallen vor.

Über dem „Gutensteiner Dolomit“ liegt tektonisch begrenzt dünnbankiger Unterer Buntsandstein, der ebenfalls nach S einfällt. Die vorhandenen Gefüge erlauben keine Aussage, ob die Sedimente normal oder überkippt lagern. Bei 950 m werden sie von oberpermischen Tonschiefern und Sandsteinen der Prebichschichten abgelöst. Die eingelagerten Grobsandsteine führen einzelne reiche Lagen mit z.T. großen inkohlten Pflanzenresten.

Bei 1030 m (Fuß des Steilabfalls vom W-Kamm) stößt N-fallendes, stark gefaltetes Perm an einer NW-gerichteten Störung an Unteren Buntsandstein. Die Störung biegt knapp unter der Kammhöhe gegen W um, zwischen Perm und S-fallenden Werfener Schichten wurde der Untere Buntsandstein fast völlig reduziert.

Im Anzental südlich St. Jakob wird die basale Abfolge (Unterer Buntsandstein bis Werfener Schichten) ebenfalls vom Unteren Buntsandstein tektonisch überlagert. Hier zeigt das gesamte Paket flaches N-Fallen. Nach oben reicht die Schichtfolge der tektonisch höheren

Einheit bis zu den Aniskarbonaten des Gipfelbereichs. Der Obere Buntsandstein dieser Einheit („Buchensteinwand-Deckscholle“; STINGL, Aufnahmsbericht 1985) ist teilweise intensiv zerschlagen und verfaltet und scheint das westlich davon aufgeschlossene Perm der Kühlen Klause halbfensterartig zu ummanteln, da in Rosenegg (am W-Fuß des Berges) ebenfalls Perm vorkommen vorliegen. Allerdings macht die ausgedehnte Vegetations- und Quartärbedeckung (Moränen und Hangschutt) hier noch weitere Begehungen notwendig, um die komplizierten tektonischen Verhältnisse zu klären. Jedenfalls zeigt sich bisher wie im E-Teil der Buchensteinwand (auf Blatt 123 Zell am See) deutlich die Verdoppelung der Schichtfolge.

Blatt 123 Zell am See

Bericht 1986 über geologische Aufnahmen auf Blatt 123 Zell am See*)

Von HELMUT HEINISCH und PETRA SCHLAEGEL
(auswärtige Mitarbeiter)

Methodisch breit angelegte Untersuchungen (Sedimentologie, Stratigraphie, Petrographie, Vulkanologie, Metamorphose, Tektonik) ergeben ein neues Bild von der geologischen Geschichte der Kitzbüheler Grauwackenzone (HEINISCH, 1986). Neu gewonnene stratigraphische und sedimentologische Daten erlauben es, die monotonen Abfolgen der Wildschönauer Schiefer in Formationen zu untergliedern. Es mußten daher die kartierbaren Einheiten neu definiert werden (HEINISCH, SPRENGER & WEDDIGE, 1987).

In groben Zügen ist für die klastisch betonte Beckenfazies der Glemmtal-Einheit auf den Kartenblättern Kitzbühel und Zell am See folgende Formations-Gliederung anzuwenden:

Jausern-Formation:

- Wildschönauer Schiefer: im Liegenden des Blasse-neck-Porphyroides, geringmächtig, faziell indifferent; älter als Caradoc/Ashgill (?).
- Blasse-neck-Porphyroide: entsprechend der Beckenfazies vorherrschend epiklastisch umgelagerte, marine Vulkaniklastite, Mächtigkeit des vulkanogen beeinflussten Bereichs von Dezimetern bis zu 50 m schwankend; Caradoc/Ashgill bis Wende Ordoviz-Silur (?).
- Löhnersbach-Formation: distale Turbiditfolgen mit Mächtigkeiten bis zu 1300 m, Hauptmächtigkeiten im Silur.
- Schattberg-Formation: proximale Turbiditfolgen mit Mächtigkeiten bis zu 1500 m, Faziesverzahnung mit Löhnersbach-Formation, Hauptmächtigkeiten im Devon, vermutlich bis in das Karbon anhaltend (Vorgreifen proximaler Turbiditsequenzen im stratigraphisch Hangenden der Serien).
- Klingler Kar-Formation: pelagische Tiefschwelle mit Cephalopodenkalken, Lyditen etc., im Hangenden mit Tuffitschiefern verzahnend, Mächtigkeiten bis zu 50 m; Obersilur (Pridolium) bis oberes Unterdevon (Zlichovium).
- Basischer Vulkanismus: petrographisch bunte Vulkanitassoziaton aus Pillowlaven, Gängen, Pyroklastika und Vulkaniklastiten, Mächtigkeiten sehr heterogen,

von wenigen m bis zu 500 m schwankend; stratigraphische Untergrenze oberes Unterdevon (Zlichovium, Dalejium).

Auf der Basis dieses neuen Gesamtkonzeptes wurde mit der endgültigen Ausarbeitung der Manuskriptkarte im Maßstab 1 : 25.000 begonnen. Dabei mußten neu definierte Leithorizonte (Klinger-Kar-Formation, Vulkanite) im Detail auskartiert werden. Einzelne Teilgebiete wurden nochmals vollkommen neu bearbeitet. Für folgende Bereiche ist die Geländearbeit abgeschlossen und die Enddarstellung im Maßstab 1 : 25.000 vorbereitet:

Bereich Spielberg-Bach

Die anstehenden, faziell indifferenten Wildschönauer Schiefer dürften der distalen Löhnersbach-Formation zuzurechnen sein. Mit tektonischem Vertikalkontakt grenzen im Bereich des Spielberghauses Metabasalte, Tuffitschiefer und Gabbros an die monotone Schieferfolge. Die Ausscheidung von Moränen- und Hangschuttkörpern wurde nochmals kontrolliert.

Bereich Schattberg, S Saalbach

Die lithologische Grenze zwischen Schattberg-Formation und Löhnersbach-Formation wurde neu auskartiert. In den nördlich geneigten Steilhängen des Schattberges fehlen Äquivalente der stratigraphisch zwischengeschalteten Klingler Kar-Formation und der Metabasalte. Dieser markante lithologische Leithorizont keilt im Bereich der Marxten Alm primär aus und setzt erst wieder im Bereich des Schwarzachengrabens ein. Dadurch wird die Kartierung erschwert. Die Lithologie der Wildschönauer Schiefer zeigt in den Gipfelzonen von Schattberg-West und Schattberg-Ost charakteristische Merkmale proximaler Turbidite. Daher wurde die hangende Kartiereinheit auch als Schattberg-Formation benannt.

Bereich Schwarzachengraben, S Hinterglemm

In den steilen Bachrinnen, die vom Gipfel des Schattbergs-West in Richtung auf Hinterglemm verlaufen, finden sich reichlich Meta-Mikrokonglomerate. Steile Raumlage und kleindimensionale Faltung der Abfolgen weisen auf beträchtliche Störungen hin. Durch diese tektonischen Versätze erreicht die Schattberg-Formation südlich Hinterglemm das Talniveau. In der Umgebung der Fritz-Hintermayer-Hütte und im Hubergraben fanden sich geringmächtige Äquivalente der Klingler-Kar-Formation. Damit wird der Großbau des Bereiches erfaßbar, obwohl eine im Detail außerordentlich schwer entwirrbare, kleinräumige Bruchtektonik die Kartendarstellung erschwert.

Ein Bündel vertikaler Störungen folgt in ihrer Richtung etwa dem Schwarzachengraben. Die Ostscholle (Schattberg) wurde um mehrere 100 m abgesenkt, während die Westscholle (Zwölferkogel) die Hochscholle darstellt. Damit sind die mächtigen Metabasalt-Züge, Pyroklastika und Tuffitschiefer des Zwölferkogels und der Schönhofer Wand (Blatt 122) die Fazies- und Zeitäquivalente der Metabasalte vom Zentralteil des Blattes 123. Es ist für sie daher ebenfalls devonisches Alter anzunehmen (HEINISCH, SPRENGER & WEDDIGE 1987).

Bereich Kreuzerlehengraben – Schmittenhöhe – Maurerkogel

Das gesamte Areal wurde nochmals neu begangen und aufgenommen. Die Klingler Kar-Formation konnte als Leithorizont durchgehend auskartiert werden. Eine

große Zahl von Porphyroid-Linsen wurde neu entdeckt. Damit läßt sich hier die kurz umrissene Formations-Gliederung gut anwenden. Bemerkenswert ist die große Mächtigkeit der Löhnersbach-Formation. Neu aufgefundene Carbonathorizonte wurden auf Conodontenführung beprobt. Ergebnisse liegen noch nicht vor.

Bereich Walcher Bach – Nagelköpfl – Südflanke des Pinzgauer Spaziergangs

Bei der Neuaufnahme ergab sich in der Südflanke des Pinzgauer Spaziergangs ein komplexer tektonischer Bau. Der Übergang von flacher Raumlage der Abfolgen, die im gesamten Zentralteil der aufgenommenen Gebiete dominiert (Schattberg u.a.), zu vertikal gestellten, streng West-Ost-streichenden Schichtverbänden erfolgt abrupt nur wenige 100 m südlich der Gipfel-flur des Pinzgauer Spaziergangs.

An neu ausgeschobenen Forstwegen (Rohrerberg) wurde ein Schollenmuster mit bunter Lithologie festgestellt (Metabasalte, Pyroxenite, Marmore, Meta-Siliciklastika vom Typ der Wildschönauer Schiefer). Die Gesteinskörper grenzen phacoidförmig aneinander. Südlich dieser möglicherweise bereits sedimentär angelegten Mélange-Zone treten wieder monotone Phyllit- und Metasandstein-Folgen auf. Ein zunehmender Phyllitglanz weist allerdings auf eine Metamorphose hin, die über den für Gesteine der Kitzbüheler Grauwackenzone üblichen Metamorphosegrad hinausgeht.

Dies gilt im besonderen Maße für den Bereich des Nagelköpfls und die Aufschlüsse im Talniveau der Salzach. Über die Zuordnung dieser Gesteinsverbände können nur weitergehende Dünnschliff-Untersuchungen Auskunft geben. Möglicherweise stehen hier bereits Gesteine des Penninikums an (Obere Schieferhülle?). Damit wäre die Grenze zwischen Ostalpin und Penninikum nicht im Salzachtal, sondern wesentlich weiter nördlich zu ziehen. Gefügekundliche Arbeiten zur Klärung dieser neu entstandenen Frage sind im Gange.

Bericht 1986 über geologische Aufnahmen im Quartär des Saalfeldner Beckens auf Blatt 123 Zell am See*

Von GERHARD POSCHER (auswärtiger Mitarbeiter)

Die im Zuge der Diplomarbeit 1983 und 1984 begonnene Aufnahmestätigkeit auf Blatt 123 Zell/See (Raum Hochfilzen, Hütten, Leogang) wurde 1986 im Saalfeldner Becken fortgesetzt.

Zusammen mit blattübergreifenden Begehungen im Saalfeldner Becken (Blatt 124) sowie unter Einbeziehung nicht veröffentlichter Kartierungsunterlagen von Doz. Dr. G. PATZELT (Inst. für Hochgebirgsforschung der Univ. Innsbruck) kann von einer Neukartierung des Saalfeldner Beckens gesprochen werden. Zuletzt wurde das Gebiet von LEIDLMAIR (1956) einer geomorphologisch-geologischen Bearbeitung unterzogen.

Saalfeldner Becken

Als interessantes Detail kann der Fund von Ufermoränen N und NE Wiesing (N Saalfelden) in 890–920 m SH erwähnt werden, die einem spätglazialen Rückzugsstadium (Bühl) des Saalachgletschers im Saalachtal (HAHN, 1913: 31; LEIDLMAIR, 1956: 40; BRÜCKL, 1986: 11, 152) zugeordnet werden. Die Schotter von Stoissen (zuletzt LEIDLMAIR, 1956: 56) – laut BRÜCKNER postglaziale

Niederterrassenschotter – werden demnächst in einer eigenen Arbeit detailliert dargestellt.

Der Talboden des Saalfeldner Beckens stellt eine Grundmoränenlandschaft dar, die mit ihren drumlinoiden Formen die Fließrichtungen der Eismassen nachzeichnet (Beispiele: Piberg – alter Diabasbruch; Thor N Ritzensee; Pabing E Bundesstraße). S der Urs-lau dominiert eine nördliche Fließrichtung des Eises, N der Urs-lau kommt mit NW- bis NNW-Richtungen der Einfluß der Eismassen von Alm – Filzensattel (LEIDLMAIR, 1956: 34) zum Tragen. Es handelt sich um Fernmoräne mit zentralalpinen Erratika (hauptsächlich Gneise) bis zu 2 m³ Größe, besonders zahlreich am Rücken E der Saalach zwischen Haid und Breitenbergham, am Gründbichl (Pestkreuz) sowie am Ramseider Berg. Im Gebiet des Schweiberger Moores (sdl. Haid) ist die Moräne lokal von hohem Anteil an Ablationsschutt übersät. In diesem Gebiet finden sich auch häufig plattige Schürflinge aus quarzitischen Wildschönauer Schiefen als Relikte glazialen Schurfs. An einigen Punkten findet man glazial bearbeitete Blöcke kalkalpinen Materials („Kalkalpine Erratika“), z.B. im N des Gründbichls (Baugrube), im Gebiet der Ufermoränen NE Wiesing sowie auf der den Kalkalpen vorgelagerten Schuppe (s.u.) S des Pernergrabens.

Während die Grundmoräne im zentralen Bereich der Saalachniederung durchwegs hohe feinklastische Anteile aufweist, spiegelt sich im Raum Wiesing, Obsmarkt, Ramseiden mit hohem sandigen Anteil das Einzugsgebiet der permoskythischen Klastika wider. Am kalkalpinen Rand des Saalfeldner Beckens gestaltet sich die Abgrenzung zwischen Hangschutt, (Fern-)Moränen, Moränenstreu bzw verschwemmter Moräne ziemlich problemfrei (Otting, Ecking, Pernerwinkel, NE Saalfelden) im Vergleich zum Gebiet der Grauwackenzone mit unterlagernden Wildschönauer Schiefen. In zahlreichen künstlichen Aufschlüssen (Beispiele: Schipiste W Talstation Piberg, 840 m; Forstweg S Loiberger 850 m) konnten Verwitterungsmächtigkeiten der Wildschönauer Schiefer bis zu 3 m festgestellt werden. Die Abgrenzung der vorhin erwähnten Einheiten ist morphologisch oft schwer faßbar und daher vielfach hypothetisch.

Leoganger Achental

Die Leoganger Ache schüttet eine Schwemmebene in das Saalfeldner Becken, die im Raum Uttenhofen ± mit der Austufe der Saalach niveaugleich ist. Am Nordausgang des Beckens ist die Schwemmebene 2–3 m unterschritten – gleiches gilt für die Schwemmebene der Urs-lau. Die Schwemmebene der Leogangerache zeigt zwei alte Flußläufe. Der heutige Lauf im S des Tales ist durch einen jungen, südgeschütteten Lobus des Schwemmfächers des Weißbaches abgedrängt worden. Der Schwemmfächer des Weißbaches setzt am Ausgang des Pernergrabens an und schüttete zunächst zur Saalach Richtung E. Den moränenüberformten Härtlingsrücken (aus Hochfilzner Schichten aufgebaut) hat er nie überflossen, jedoch stark unterschritten.

Dieser eben erwähnte Härtling ist von Moräne bedeckt – an den südlichen Hängen sind lokal Hochfilzner Schichten (Bahndamm Ecking) aufgeschlossen. N Otting sind die Hänge stark übernaßt und teilweise zerglitten. An der nördlichen Böschung zum Lettlkaser-Graben stehen tektonisch zerlegt Rauwacken an, die noch dieser vorgelagerten Schuppe angehören, während sich nördlich, beginnend mit Hochfilzner-Schichten

der kalkalpine Schichtstapel der Leoganger Steinberge aufbaut (siehe Bericht STINGL, 1984).

Die Hänge am Ausgang des Pernergabens sind von verschwemmtem Moränenmaterial bedeckt und durch teilweise schlecht erhaltene Terrassen (Niveaus auf 860 m und 920 m) gegliedert. Im Raum Wiesersberg Biebing verzahnen mit scharfem Knick einzelne Schuttfächer mit dem Schwemmfächer des Weißbaches. N des Lenzinger Schießplatzes tritt Ramsadolomit an den Saalachlauf heran.

S der Leoganger Ache sind die Moränenbedeckungen wesentlich lokaler gefärbt. Einem hohen Anteil an Komponenten der Grauwackenzone in den Moränen entspricht eine Dominanz von Geschieben aus Wildschönauer Schiefen gegenüber Gneiserratika (HAMMER, 1937: 100). Die größten Massenbewegungen finden sich z.Z. im NW und NE des Miesberges. Während es sich im NW ab einer Höhe von 1000 m um eine Staffel von Sackungen handelt, ist im NE die gesamte Flanke des Miesberges bis in den Talbereich zerglitten, wobei es sich im hangenden Abschnitt um einen Erdstrom handelt. Vielfach treten in Gebieten mit lokaler Moränenüberlagerung (Moränenstreu) kleine Translationsrutschungen auf, an denen die gesamte Moränenauflage abschert.

Saalachtal südlich Saalfelden

W Bsusch durchbricht die Saalach die drumlinoide Moränenlandschaft und weicht der Talung Letting – Niederhaus (E Kühbichl) aus. N dieses Durchbruchs liegt die Saalach in einem neuen Bett – der alte Lauf ist lediglich an alten Dämmen auf der ca. 0,5 km breiten Austufe zu erkennen. In diese Austufe schütten von W die beiden Schwemmfächer des Kehl- und Weikersbaches, wobei der Schwemmfächer des Weikersbaches eine alte Talung nützend nach N ausbiegt. Nördlich davon überschüttet der Schwemmfächer des Kehlbaches den moränenbedeckten Härtling des alten Piberg-Diabasbruches. Beide Schwemmfächer sind passiv. Die Grundmoräne steht westlich des Piberg-Bruchs bis ca. 900 m an, tw. bis zu 1,5 m von jungen Schuttmassen bedeckt (z.Z. im Hinterburgbruch W-Seite aufgeschlossen). In rd. 1000 m SH (sdl. Sessellift) stehen kompetente quarzitishe Serien der Wildschönauer Schiefer an, ehe mit einer Reliefverflachung (Unterbiebergalm) mehrere ha-große Moränenreste (tw. stark vernäßt, flache Translationsrutschungen) erhalten geblieben sind.

E der Saalach setzt sich die weiträumige Grundmoränenlandschaft im Gebiet des Kollingwaldes – Ritzensee fort. Flache Mulden sind großteils versumpft bzw. vermoort. Kühbichl und Kollingwald sind über 820–830 m nahezu frei von Moränenablagerungen und erratischen Gesteinen. Die Gipfelzone des Kühbichls ist aus tiefgründig verwitterten Wildschönauer Schiefen aufgebaut, – an der E-Flanke stehen bis in den Talbereich karbonatische Sandsteine bzw. Karbonate an, die ehemals in zwei Steinbrüchen (Kreuzung Schmieding Δ 763; Talstation Schlepplift) abgebaut wurden. Mit leichtem Gefälle nach N finden sich auf 760 m und 850 m Hangverflachungen bzw. Terrassenreste.

Gebiet nördlich Saalfelden

Im Gebiet Ramseiden – Obsmarkt Bachwinkl ist festgesteinsgeologisch den Ausführungen von PIA (1923) und SCHRAMM, TICHY & VETTERS (Bericht 1978) nichts hinzuzufügen. Zwischen den einzelnen großen Schwemmfächern des Juferbaches, Kalmbaches und Lärchbaches, die die Grundmoräne bis in das Ortsge-

biet von Saalfelden überschütten („Saalfeldner Terrasse“ in LEIDLMAIR, 1956: 82), haben sich große Bereiche sandiger Grundmoräne erhalten. Dies „Saalfeldner Terrassen“ sind sowohl S als auch N der Urslau durch deren erosives Einschneiden in die Grundmoräne entstanden. Aus einem Baugrubenaufschluß unweit der Saalfeldner Kirche erwähnt PATZELT (schriftl. Mitt.) fragliche Kamessedimente.

S des Lärchbaches bedeckt Moräne den W-Hang bis zu einer Höhe von 990 m mit einer Häufung von bis zu mehreren m³ großen zentralalpinen Erratika zwischen 950 und 980 m. Diese Häufung korreliert mit den Ufermoränen, die W des Öfenbaches zwischen 920 und 940 m ansetzen und sich gegen NW auf rd. 1100 m Länge bis auf 890 m abfallend verfolgen lassen. Der Grundmoränengürtel zieht unterhalb der Ufermoränen (tw. erosiv fehlend) Richtung Saalachental, unterbrochen vom Schwemmfächer des Öfenbaches sowie einer markenten Kuppe aus Saalfeldner Rauhwacke, die die Schwemmfächer des Lärch- und Öfenbaches trennt.

Die Schwemmfächer, die auf Grundmoräne aufgleiten, überschütten offensichtlich ein junges Tal, das in die Grundmoräne bis auf rd. 20 m unter GOK eingeschnitten ist (Bohrung und Pegel Schottergrube Mayerhofen, mdl. Mitt. Dr. FÜRLINGER, Salzburg). Die Moräne N Wiesing zeigt mehrere Eisrandterrassen bzw. wurde eisrandnah von Schuttfächern überschüttet (alte Schottergrube bei Marzon).

Ohne diese Beobachtungen in ein Schema pressen zu wollen, sei abschließend bemerkt (s.a. LEIDLMAIR, 1956: 110, 113), daß sich an den Rändern des Saalfeldner Beckens mit 860 m und 910–920 m Hangverflachungen bzw. Terrassenreste finden, die korrelierbar zu sein scheinen.

Die Aufnahmen werden 1987 im Raum Glemmtal, Zeller-Furche und Zell am See fortgesetzt.

Bericht 1986 über geologische Aufnahmen auf Blatt 123 Zell am See*

Von VOLKMAR STINGL (auswärtiger Mitarbeiter)

Die Aufnahmsarbeit des Jahres 1986 im kalkalpinen Anteil von Blatt 123 umfaßte vorwiegend Ergänzungen zur Tektonik, u.zw. auf der unübersichtlichen Hochfläche der Leoganger Steinberge und im Raum Heueck – Römersattel. Weiters wurden Kontrollbegehungen im Bereich zwischen Ofenberg und Wildental (südlich Trixlegg) und in Leogang durchgeführt und die Basis des Alpinen Buntsandsteines bei Leogang genau aufgenommen.

Das Karstplateau der Steinberge wird von gebanktem Dachsteinkalk, der i.w. ca. WSW–ENE streicht und gegen N hin einfällt, aufgebaut. Er wird von zahlreichen Brüchen durchschlagen, deren Verfolgung über das Plateau oft große Probleme bereitet. Es sind zwei Systeme zu beobachten, deren zeitliche Beziehung noch nicht ganz gesichert ist.

Das wahrscheinlich ältere besteht aus mäßig bis steilen, meist S-fallenden und E–W-streichenden Abschiebungen, die an den Graten gegen N gestaffelt auftreten. Ihre Versetzungsbeträge sind meist gering und überschreiten selten 30 bis 40 m.

Das vermutlich jüngere System wird von steilstehenden, ca. NNE–SSW-streichenden Brüchen dargestellt, die oft nur sehr geringe Versetzungsbeträge aufweisen.

Die markanteste ist jene Störung, die über die Ritzenkarscharte gegen N zieht und an deren E-Seite die Dachsteinkalkbasis um ca. 50 m abgesenkt wurde. Auch in der Scharte zwischen westlich Scharleithorn und Rothörndl ist ein Bruch mit geringem Auswirkungsgrad zu beobachten, der sich im oberen Ebersbergkar aufteilt. Während der nördliche Ast im Kar kaum mehr auszumachen ist, zieht der zweite deutlich gegen NE zur Kuchelnieder, wo er weiter auffächert und sich verliert.

Beide Bruchsysteme sind jünger als die Abscheurungsfläche im Niveau der Raibler Schichten, da sie diese ebenfalls versetzen (z.B. Heueck).

An der N-Seite des Heuecks (östlich Römersattel) wurde versucht, das Raibler Band, das im S aufgeschlossen ist, weiter zu verfolgen. Die schwer zugänglichen Flanken bestehen aber nur mehr aus Wettersteindolomit und ab ca. 1450 m aus brecciertem Hauptdolomit, die Raibler Schichten sind hier wieder völlig ausgequetscht. Der Wettersteindolomit wird von einer markanten Störungszone mit mehreren Meter mächtigen Myloniten und tektonischen Breccien durchzogen, deren NE-SW-Erstreckung der Richtung des Schüttachgrabens und z.B. des Dunkelbachbruchs bei Warming entspricht.

Im Wildental SE Trixlegg steht auf 940 m in einem wenige Meter großen Aufschluß Oberer Buntsandstein an (grau-weiße quarzitisches, schräggeschichtete Sandsteine mit Zwischenschaltungen von dünnbankten Quarziten und grünen Tonschiefern), der eine kleine gestörte Mulde darstellt. Es handelt sich um einen intern gefalteten Rest des abgesicherten N-Schenkels der E-W-streichenden Synklinale vom Ofenberg mit Werfener Schichten im Kern. Nach einer Aufschlußlücke schließen im N steil S-fallende oberpermische Tonschiefer mit Magnesit und grauen, z.T. pflanzenführenden Grobsandsteinen an. An diese grenzen tektonisch steil N-fallende Sandsteine des Unteren Alpinen Buntsandsteins in dünnbankiger Entwicklung. Auffallend sind einzelne extrem karbonatreiche (Magnesit) Lagen mit Aufarbeitungshorizonten von offensichtlich frühdiagenetisch gebildetem Magnesit. Gegen die Einmündung des Wildentals in den Aibelgraben biegt das Schichtpaket allmählich in eine flache, beinahe söhliche Lagerung um. Hier ist auch erst der Übergang in die fluviatile, schräggeschichtete Fazies des Unteren Buntsandsteins zu beobachten.

Um diesen basalen Abschnitt des Unteren Buntsandsteins deuten zu können, wurden im Raum Leogang zwei Profile detailliert aufgenommen. Sie werden z.Z. bearbeitet, erste Ergebnisse lassen auf randmarine tidale Sedimentation schließen.

Im Ortsgebiet von Leogang konnte an einigen kleineren Straßenaufschlüssen ein komplizierter Schuppenbau des Permoskyth im Talbereich nachgewiesen werden. Durch z.T. mächtige Quartärbedeckung sind weitere Beobachtungen nicht möglich. An der Straße zum Krallerhof (S-Flanke des Leoganger Achentales bei Pirzbichl) stehen violette Grobsandsteine und Quarzkonglomerate des Oberperm an. Am östlichen Ortsausgang von Leogang an der Bundesstraße bilden mittelsteil S-fallende bunte Werfener Schichten eine markante Geländestufe. Sie bestehen aus einer engen Wechsellagerung von quarzitischem Silt- und Feinsandsteinen mit graugrünen Tonschiefern und beinhalten einzelne schlecht erhaltene Schill-Lagen. Rippelmarken weisen auf aufrechte Lagerung hin. Gleich südlich, an

der Straße nach Hirnreit, schließen steil S-fallende, aufrecht gelagerte Rinnensedimente des Oberen Buntsandsteins an, die in Werfener Schichten überleiten. Daran grenzen tektonisch stark durchbewegte, ebenfalls gegen S einfallende oberpermische Sandsteine und Tonschiefer mit wenigen Quarzkonglomeratlagen. Es wird hier also auf kleinem Raum eine durch Lateralbewegungen verursachte Schuppentektonik angedeutet, sodaß das bisherige einfache Bild mit vier aufrechten Schuppen im Ullachtal im S wesentlich kompliziert wird.

Blatt 127 Schladming

Bericht 1986 über geologische Aufnahmen in den Kalkalpen auf Blatt 127 Schladming

Von RICHARD LEIN (auswärtiger Mitarbeiter)

Im Bereich des kalkalpinen Anteiles des Kartenblattes 127 Schladming ist der Informationszuwachs hinsichtlich Materialbestand und Alter der kartierten Serien infolge fortdauernder technischer Schwierigkeiten im Laborbereich der Geologischen Bundesanstalt bedauerlicherweise hinter dem weit fortgeschrittenen Stand der Kartierung (s. Kartierungsberichte POBER & MANDL, 1985: 286–287; MANDL, 1986: 428–429) zurückgeblieben. Aus diesem Grund erscheint es nötig, jene Daten, die im Rahmen unserer bereits vor Jahren erfolgten punktuellen Bearbeitung des Dachsteinsüdrandes (LEIN, 1976, Sitzber. Österr. Akad. Wiss., 184) als unpublizierete Nebenprodukte angefallen sind, mitzuteilen.

Mandlingzug

Über jenen bereits von HIRSCHBERG (1985, Diss. Univ. Marburg/Lahn) festgehaltenen Gutensteiner Kalken und Reiflinger Schichten folgt ein vermutlich zum größten Teil dem Cordevol zugehöriger heller Dolomit. Die darüber folgenden, nur geringmächtig und fleckhaft auftretenden Halobien-schiefer stellen mit hoher Wahrscheinlichkeit einen tektonisch extrem reduzierten Restbestand dar. Auch die sie überlagernden Algenkalke und -dolomite (Tisovec-Kalk bzw. Dolomit) sind nicht in ihrer vollen Mächtigkeit überliefert. Aus diesem Niveau konnte im Gipfelbereich des Sonnwendkogels (südlich Stoderzinkenstraße) aus leicht dolomitisierten dunkleren Kalken, welche auch gelegentlich Cidarisstacheln führen, folgende, einen besonders guten Erhaltungszustand aufweisende Algenflora geborgen werden (Probe L2):

Teutloporella herculea (STOPP.)

cf. *Poikiloporella duplicata* (PIA)

Mit Hilfe dieser Flora kann das Alter dieser Algenkalke allerdings bloß auf das Intervall Cordevol–Unternor eingengt werden.

Diese zumeist Kalkalpen führenden, in höherer Position auch Schutt von gerüstbildenden Organismen beinhaltenden Karbonate sind leider diagenetisch stark überprägt und stellenweise sogar unter Verlust ihres vormaligen Gefüges in einen gleichkörnigen Mikrosparit umgewandelt.

Der Hangendabschnitt dieses Schichtgliedes ist engständig von Spalten durchzogen, welche mit einer roten

karbonatischen Matrix in Siltkorngröße verfüllt sind. Durch zahlreiche im Bereich der Stoderzinkenstraße entnommene Conodontenproben (vgl. LEIN, 1976, Proben L22, L99–L103), die allesamt *Epigondolella nodosa* (HAYASHI) und *Gondolella polygnathiformis* BUD. & STEF. führen, kann dieses Niveau eindeutig in das höhere bis höchste Oberkarn gestellt werden.

Insgesamt – besonders aber hinsichtlich der eben erwähnten, von Rotkalkspalten durchzogenen oberkarnischen Biogenschuttkalke – bestehen auffallende Analogien zu der Schichtfolge des Hagen- und Tennengebirges, wo dieses Niveau an verschiedenen Stellen des Imlau- und Blühnbachtales in lithologisch vollkommen identer Ausbildung anzutreffen ist.

Im Bereich des Kartenblattes 127 geht die Schichtfolge des Mandlingzuges nirgendwo über diesen stratigraphischen Abschnitt hinaus. Hingegen sind westlich des Mandlingpasses (Blatt 126) im Zaimwald aufgeschlossene Megalodontenkalke eindeutig jünger. Eine genauere Altersdatierung ist auf Grund der uns vorliegenden Foraminiferen- und Ostracodenfaunen (det. E. KRISTAN-TOLLMANN) nicht möglich.

L 107: Unterer Zaimwald, 300 m W Brandscharte, Sh. 1150 m

Trochammina sp.

Jaculella sp.

Hyperammina elegans (CUSHMAN & WATERS)

Kerocythere sp.

In Analogie zu der Tektonik des Werfener Schuppenlandes ist auch der Schichtaufbau des Mandlingzuges tektonisch überprägt. Jede Kompetenzgrenze dürfte den Ausgangspunkt bedeutender Horizontalbewegungen darstellen. Aber auch der scheinbar einheitlich aufgebaute dolomitische Mitteltriassockel wird von mehreren Bewegungsbahnen durchzogen. Zumindest stecken im Wettersteindolomit verschiedentlich Späne von Werfener Quarziten (z.B. im Sattel zwischen Freienstein und Sticklereck, Blatt 128). Ohne derartige lithologisch markante Deckenscheider bzw. ohne ein dichtes Netz von stratigraphischen Fixpunkten ist der vermutlich sehr komplizierte Schuppenbau nicht auflösbar. Daher muß zunächst auch offen bleiben, inwieweit die Dachsteinkalke des Zaimwaldes (Blatt 126) tektonisch jenen nur bis in das Oberkarn hinaufreichenden Serien des Mandlingzuges am Kartenblatt Schladming entsprechen.

Dachsteindecke

In der überwiegend karbonatisch entwickelten Schichtfolge der Dachsteindecke stellen die am Südrand des Dachsteinmassives auftretenden Einschaltungen von Hallstätter Kalk wichtige stratigraphische Fixpunkte dar. Bedingt durch intensive syndimentäre Bruchtektonik entlang der Plattformränder erfolgte das Einsetzen der pelagischen Hallstätter Kalke über den tieftriadischen Seichtwasserkalken (Steinalmkalk) nicht überall gleichzeitig. Trotz der reichen Conodontenführung kann in jenen im Detail untersuchten Profilen am Dachstein-Südrand nicht eindeutig entschieden werden, ob die Basis des Hallstätter Kalkes noch in das Oberanin fällt. Den einzigen konkreten Altershinweis liefert die auf das tiefere Unterladin beschränkte *Gondolella pseudolonga* MIETTO et al., die im Profil Türliwand (LEIN, 1976, Abb. 3) 12 Meter und im Profil Silberkarklamm 20 Meter über der Basis aufzutreten beginnt. In allen Profilen umfaßt der Hallstätter Kalk weitgehend das gesamte Ladin. Vereinzelt reicht er noch bis in das Cordevol

empor, was z.B. im Bereich westlich der Kampspitze (2085 m) der Fall ist.

L 80: Hangendabschnitt des Hallstätter Kalkes, Weg zum Gutenberghaus, Sh. 1630 m (600 m W Kampspitze); oberes Oberladin bis Unterkarn
Epigondolella cf. *diebeli* (KOZUR & MOSTLER)
Epigondolella mostleri (KOZUR)
Gladigondolella tethydis (HUCKR.)
Gondolella inclinata KOVACS

L 31: Basis Bischofsmützenstock, Wasserspeicher N Hofpürglhütte (Blatt 126); Unterkarn
Gladigondolella tethydis (HUCKR.)
Gondolella polygnathiformis BUD. & STEF.
Gondolella tadpole HAYASHI

In dem über dem Hallstätter Kalk folgenden cordevolischen Wettersteinkalk finden sich ca. 100 m über dessen Basis eine Einschaltung dunklerer Plattenkalke (z.B. im Profil Türliwand; LEIN, 1976, Abb. 3), die von uns ursprünglich als Äquivalente der Raibler Schichten gedeutet wurden. Die genauen Aufnahmen von MANDL haben gezeigt, daß diese auf der Karte von GANSS et al. (1942) nicht vermerkten Plattenkalke einen kartierbaren Horizont darstellen, der über ein größere Erstreckung hin verfolgt werden kann und der ein cordevolisches Alter besitzt.

Mikrofaziell gesehen handelt es sich dabei um mitunter sehr gut gradierte Grainstones (Korngröße 0,1–0,15–0,5 mm). Hinsichtlich seiner lithologischen Ausbildung und seiner stratigraphischen Position stellt dieses Schichtglied ein Äquivalent des Raminger Kalkes dar.

Dieser Typus setzt sich nach Westen über die Blattgrenze hinweg bis in das Gebiet des Gosauer Steines (Blatt 126) fort. Dort ist dieses als mechanischer Schwächezone fungierende Niveau vielfach tektonisch fragmentiert. In verschuppter Position findet man die gradierten Schuttkalke sowohl auf der Sulzenschneid (N Rettenstein) als auch am Kesselwandriegel (oberer Abschnitt der mittleren Schuppe).

L 72, L 73: Profil Sulzenschneid, 150 m W Weg Sulzenschneid – Rinderfeld; Cordevol
Gladigondolella tethydis (HUCKR.)
Gondolella polygnathiformis BUD. & STEF.

Unterlagert werden diese Kalke an dieser Stelle von Wettersteinkalk bzw. -dolomit, der im Bereich des Sulzenhalses folgende Algenflora beinhaltet:

L 70: Sulzenhals, bei Wegkreuzung Kote 1821 m
Physoporella dissita (GÜMBEL)
Teutloporella penicilliformis OTT

Direkt über dem Niveau des cordevolischen Wettersteinkalkes folgen – zumeist unter Ausfall einer terrigenen Karnentwicklung – mehrere 100 m mächtige, graue, plattige Dolomite („Hauptdolomit“), die bis heute nicht näher untersucht wurden.

Die darüber folgende, sich morphologisch gut abhebende Platte aus Dachsteinkalk wird vornehmlich von grobem Riffschuttmaterial aufgebaut. Im Gegensatz zu den Verhältnissen im Tennengebirge, wo die Dachsteinkalk-Entwicklung erst im Mittelnor einsetzt (vgl. KRISTYN, 1985, Kartierungsbericht zu Blatt 94), ist die Basis des Dachsteinkalkes am Südrand des Dachsteinplateaus unternorisch.

L 81, L 82: basaler Dachsteinkalk, NE Gutenberghaus (W Sinabell); Lac 1–2
Epigondolella primitia MOSHER

Tektonik

An ihrer Basis, aber auch dort, wo dem überwiegend aus dickbankigen bis massigen Karbonaten zusammengesetzten Schichtstoß Hallstätter Kalke, Plattenkalke des Raminger Niveaus und Tonschiefer der Raibler Schichten zwischengeschaltet sind, ist die Dachsteindecke z.T. stark verschuppt. Stellenweise vereinigen sich die von verschiedenen Niveaus ausgehenden Schuppenbahnen zu einer einzigen Bewegungsfläche, entlang der Schürlingskörper unterschiedlicher stratigraphischer Stellung (und tektonischer Herkunft) verfrachtet bzw. zusammengeführt wurden. Dieses die Basis der gesamten Dachsteindecke betreffende Phänomen kann am besten im westlichsten Anteil des Blattes 127 Schladming und vor allem im Bereich des angrenzenden Kartenblattes 126 (besonders im Umkreis des Kesselwandriegels) studiert werden.

Während durch den linearen Verlauf des Kalkalpensüdrandes zwischen Schladming und Gröbming kein wirklich dreidimensionaler Einblick in den Sockelbereich der Dachsteindecke möglich ist, ändert sich diese Situation schlagartig ab dem Meridian Schönbühel – Dachsteinsüdwand-Hütte. Dort sind dem Hauptkörper der Dachsteindecke in einem nach Westen breiter werdenden Streifen mehrere isolierte Bergstöcke (Marstein, Rauchek, Sulzenschneid, Eiskarschneid etc.) vorgelagert, deren tektonische Zugehörigkeit zur Diskussion steht.

Aus dem Grenzbereich des mit der Grauwackenzone durch Transgressionskontakt verknüpften Permoskythstreifens (Durchat, Brandriedel) gegen jene vom Hauptkörper der Dachsteindecke sekundär abgesplitterten Mitteltriasschollen des Marstein-Rauchek-Zuges konnte MANDL (1986: 429) Schiefertone obertriadischen Alters feststellen, die dort als Deckenscheider fungieren.

In etwa streichender Fortsetzung dazu treten im Bereich Sulzenalm – Lackenwand an der NW-Flanke des Rettensteines (Blatt 126) rhätische Dachsteinkalke zutage.

L 67: Unterste Lackenwand (NNW Rettenstein); Rhät
Misikella posthernsteini KOZUR & MOCK
Ophthalmidium leischneri (KRISTAN-TOLLMANN)
Involutina sp.

In nordwestlicher Richtung folgt darüber der bereits erwähnte, aus Wettersteinkalk und Raminger Kalk aufgebaute Zug der Sulzenschneid (von GANSS et al. 1942 noch als Hauptdolomit und Dachsteinkalk kartiert), den wir für einen vom Hauptkörper der Dachsteindecke losgelösten Span halten.

Bei dem darunter eingeklemmten Dachsteinkalk rhätischen Alters und den obertriadischen Schiefertönen des Karlgrabens könnte es sich um vom Dach des Mandlingzuges herrührende Elemente handeln, die im Zuge der Überschiebung des Tirolikums durch die Dachsteindecke von dieser nach Norden verschleppt wurden.

Die Bestimmung der in diesem Bericht angeführten Faunen und Floren verdanken wir L. KRISTYN (Wien; Conodonten), E. KRISTAN-TOLLMANN, J. HOHENEGER, W. PILLER (Wien; Foraminiferen) und E. OTT (München; Kalkalgen).

Die Arbeiten konzentrierten sich auf die Kartierung noch offener Flächen des Permoskythareales der Ramsau, sowie auf die genauere Erfassung der Schichtfolge des Mandlingzuges. Ferner wurden ergänzende Proben aus den Gosaugesteinen des Ramsauer Hühnerkogels aufgesammelt und für die Arbeitstagung 1987 geeignete Exkursionspunkte ausgewählt und begutachtet.

Permoskyth Durchat – Feisterer

Die mächtigen hellen z.T. etwas Feldspat führenden Quarzite des Durchat und Brandriedels dürften gegen Osten hin primär auskeilen; auch die unterlagernde dunkle, feinklastische Serie ist zur Südseite des Grubrückens hin zunehmend reduziert, die Basisbreccie nur noch in wenigen Lesesteinen sichtbar.

Der bunte Hangendabschnitt dieser terrigenen Entwicklung – rotbraune und grüne, fossilere, gebankte Sand- und Siltsteine mit mehreren Gipshorizonten (Karlgraben) – unterscheidet sich doch von den typischen Werfener Schiefen. Letztere sind wesentlich dünnbankiger, schiefrig und reich an (biogenen) Sedimentstrukturen und Organismenresten. In den Schiefen des Lenachriedels, die bereits zur Dachsteindecke gehören, konnte Ch. SPÖTL (Univ. Innsbruck) anlässlich einer gemeinsamen Exkursion u.a. *Claraia clarae* entdecken und damit ein Seis-Alter belegen. Ähnlich fossilreich sind z.B. auch die rotbraunen Schiefer oberhalb der eingeklemmten Jura-Gosau-Abfolge des Ramsauer Hühnerkogels.

Mandlingzug

Zur Rekonstruktion der möglichst vollständigen Schichtfolge mußten heuer auch die angrenzenden Randbereiche der Nachbarblätter 126 Radstadt und 128 Gröbming in die Arbeit miteinbezogen werden.

Im Bereich des Mandlingpasses (Scheiblingpalfen Ostseite) ist im einförmigen Ramsaudolomit ein einige Zehnermeter mächtiges dunkles Band von oolithischen Kalken und Dolomiten eingeschaltet; karnische Alter erscheint hier durchaus möglich. Über dem hangenden „Ramsaudolomit“ folgt lagunärer Dachsteinkalk des Eibenbergkopfes, in dem westlich der Brandscharte 5–20 cm durchmessende Megalodontenquerschnitte zu sehen sind. Im liegenden Ramsaudolomit ist östlich der Enns an der Böschung der Bundesstraße das mitteltriadische Hornsteinkalkniveau angeschnitten, allerdings in nahezu bis zur Unkenntlichkeit dolomitierter Ausbildung.

Völlig anders sieht die Abfolge im Grenzbereich zum Kartenblatt Gröbming aus. Finden sich an der Stoderstraße beim Stoderbrünnl nur erste Spuren von Halobioschiefern, deren Beziehung zum angrenzenden Tisovec-Kalk/Dolomit (mit Hallstätter Kalk-Spalten) nicht sichtbar ist, so nehmen die karnischen Schiefertone etwas weiter östlich bereits nahezu die gesamte Südflanke des Feistergrabens ein. Damit vergesellschaftet sind dunkle Kalke ± Hornsteinknollen, brecciöse Kalke mit noch unidentifiziertem Biogendetritus sowie umgelagert, dm-große, dunkle Kalkkomponenten innerhalb der Schiefertone. Die ursprüngliche Abfolge ist infolge der hangparallelen Lagerung durch Abgleiten völlig in zusammenhanglose Schollen zerlegt worden. Den Höhen-

zug nördlich des Feistergrabens bildet ?Tisovec-Kalk, der die dunklen Karnserien überlagert. Spaltenfüllungen aus Hallstätter Kalken waren hier bisher nicht zu erkennen.

An der Südostflanke des Stoderzinkens ist wiederum die bekannte Abfolge Gutensteiner Dolomit – „Steinalmkalk“ – Hallstätter Kalk – gebankte Vorriffsedimente des Wettersteinkalkes aufgeschlossen, woraus sich erneut sofort die Frage nach der Abgrenzung Wettersteinkalk/Dachsteinkalk am Stoderzinken ergibt. Dieses Problem ist ja auch im Bereich der Stoderzinkenstraße noch nicht befriedigend gelöst und kartenmäßig darstellbar.

Die Kartierung des Dachsteinkalkes der Plateauflächen ist für den kommenden Sommer vorgesehen.

Bericht 1986 über geologische Aufnahmen auf Blatt 127 Schladming

Von PETER SLAPANSKY (auswärtiger Mitarbeiter)

Die im Vorjahr begonnene Kartierung wurde gegen S fortgesetzt, sodaß nunmehr der gesamte Bereich des Kalkspitzenmesozoikums auf Blatt 127 erfaßt ist. Daneben wurden kleinere Bereiche im Altkristallin aufgenommen.

ESE des Oberhüttensattels folgt über Paragneisen der tektonisch stark reduzierte Liegendschenkel der Mesozoikummulde in Form geringer Reste von Lantschfeldquarzit und Rauwacke. Darüber folgen undeutlich gebankte, zumeist graue Dolomite, erst darüber die dunklen gebankten ladinischen Dolomite mit Einschaltungen von gebänderten Kalkmarmoren und Pyritschiefern. Eine sehr ähnliche Situation findet sich im markanten Graben SE des Lantschfeldes: über Paragneis mit dünnen Amphiboliteinschaltungen und geringen, stark tektonisierten Resten von Lantschfeldquarzit, Kalkmarmor und Rauwacke tritt ein meist undeutlich gebankter, stellenweise aber auch dünnbankiger, meist hellgrauer, z.T. auch leicht rosa gefärbter Dolomit auf. Darüber folgen die charakteristischen dunklen gebankten Dolomite, wobei allerdings die Festlegung einer genauen Grenze nicht möglich ist. In diesem Graben, wie auch in den Rinnen S davon finden sich bis zu mehrere m mächtige Einschaltungen von pyritführenden graphitischen Tonschiefern, z.T. auch von karbonatischen Serizitschiefern. Ein stark ausgeprägtes Streckungslinear mit Streckungshöfen um die Pyrite sowie Streckung und Zerdehnung der Pyrite streicht NW–SE, eine spätere Fältelung steht etwa normal darauf. Diese Streckung ist wohl der Striemung in den Bänderkalken gleichzusetzen (derzeit liegen allerdings noch keine Dünnstliffe vor).

Die Muldenachse streicht hier etwa SW–NE. Dementsprechend treten auch die dunklen gebankten Dolomite, die offenbar den Muldenkern darstellen, S von P 1811 nicht mehr auf. Die deutlich hellere, undeutlich gebankte bis dünnbankige Dolomitfolge, die sowohl im Liegenden, als auch im Hangenden jener Dolomite auftritt, bildet die Umrahmung des Muldenkerns. Sie stellen lithologisch einen Übergangstyp zwischen den dunklen gebankten Dolomiten und dem massigen hellen Wettersteindolomit dar. S des Lantschfeldes bauen sie die unterste Wandstufe an den Osthängen des Weißpriachtales auf. Sie weisen dort eine etwas buntere Schichtfolge auf. Es finden sich meist graue Dolomite,

die dickbankig bis dünnplattig ausgebildet sein können, daneben eher massige rosa Dolomite, immer wieder auch Bänke von blaugrauem Dolomit, sowie Einschaltungen von Serizitschiefern, dunklen Dolomitschiefern und graphitischen Pyritschiefern. Gegen oben wird die Ausbildung zunehmend massig und geht allmählich in ungeschichteten hellen Wettersteindolomit über.

Im Bereich Stockerkar – Lungauer Kalkspitze liegt eine steil eingemuldete Bänderkalkserie vor, die sich in den Bänderkalken am S-Kamm der Lungauer Kalkspitze fortsetzt. NE der Stockerkalm finden sich direkt unter den Kalken sehr rauhwackige, an Klüftchen vielfach stark verquarzte Dolomite, die offensichtlich eine tektonische Fazies des Wettersteindolomits darstellen.

Am SW-Kamm der Lungauer Kalkspitze schaltet sich bei etwa 2300 m zwischen die wahrscheinlich ladinischen Dolomite und die Bänderkalke ein gut gebankter, mittelgrauer, graubraun verwitternder Dolomit, der vor allem durch seine Grobspätigkeit auffällt. Die einzelnen Dolomikristalle sind stets mit freiem Auge erkennbar, sie können in manchen Fällen bis zu mm-Größe erreichen. Eine Deutung als diagenetisch bis metamorph umgewandelter Echinodermenspatkalk erscheint nicht unwahrscheinlich. Dieser lithologisch sehr markante Typ tritt im südlichen Kalkspitzenbereich an mehreren Stellen eindeutig in dieser stratigraphischen Position zwischen „Muschelkalk“ und „Ladindolomiten“ auf.

Die südlich an die Bänderkalkmulde im Stockerkar anschließende Serizitquarzite des Alpenen Verucano sind hier tektonisch stark angeschoppt. Am W-Hang des Kammes zwischen P 2348 und P 2244 beträgt ihre Mächtigkeit zwischen dem karbonatischen Mesozoikum und dem überlagernden Altkristallin bis zu 200 m, am E-Hang hingegen maximal 6 m (auf eine Distanz von etwa 400 m Luftlinie). Stauchfalten mit SSE fallenden Achsen sind ein sehr häufiges Gefügemerkmal, auch bei generellem S- bis SE-Einfallen treten immer wieder S-vergente Knickfalten mit NNE-Achsen auf.

Die zentralen Bereiche des Stockerkars sind von einer mächtigen Bergsturzmasse bedeckt, einzelne größere Blöcke finden sich im Bachbett bis auf etwa 1750 m hinunter.

Im Bereich der Samerhütte folgen unter Verrucano-Serizitquarziten und Bänderkalken der verkehrten Serie graue undeutlich bis gut gebankte Dolomite, die den größten Teil der Wände aufbauen. Am Fuß der Wände tritt wieder Bänderkalk auf, der dem aufrechten Liegendschenkel zugehört.

Ein bereits deutlich anderes Lagerungsverhältnis findet sich am gegenüberliegenden W-Hang des Weißpriachtales (Weiße Wand). Die Wände bauen sich überwiegend aus massigem hellem Wettersteindolomit auf. Zwischen diesem und dem liegenden Kristallin (Orthogneise, z.T. stark mylonitisch) konnten nirgends stratigraphisch tiefere Anteile des Liegendschenkels mehr gefunden werden. Im massigen Dolomit treten stellenweise einzelne m-mächtige Kalkbänder auf, die z.T. wohl als stratigraphische Einschaltungen gedeutet werden können. Die etwa 20 m mächtige Einschaltung im oberen Drittel der Wand wird jedoch durch eingefaltete Anis-Bänderkalke gebildet, sie zeigen eine NW-vergente Faltenstirn. In der Verebnung über den Wänden treten wieder einige Bänderkalkaufschlüsse auf, die wohl einer nächsthöheren Einfaltung zuzuordnen sind. Damit im Zusammenhang kann auch der feine (Lantschfeld-) Quarzitschutt gesehen werden, der bei 1780 m am Weg Frimmlalm – Tscheibitsch auftritt. Bei den Hütten E des

Tscheibitschsees beginnt der Bänderkalkzug, der die Dolomite mittelsteil gegen N fallend am S-Rand des Tscheibitsch umrahmt. Im Bereich des Weißpriachtales muß somit ein Umschlagen der isoklinalen Mesozoikumsmulde im E in die relativ flache schüsselförmige Mulde im W angenommen werden.

Für die strittige Situation am Meregg konnten keine schlüssigen Hinweise für eine Deutung der Quarzite als Schürflinge an einer Schuppengrenze gefunden werden. Es wird daher die Deutung als einfache Einfaltung von oben bevorzugt, wie diese schon von UHLIG und SEEMANN, später auch von HOLY (1939) und von VOLL (1976) vorgenommen wurde.

Das in den N-Wänden der Steirischen Kalkspitze so markante Band von gut gebankten hellgrauen und rosa gebänderten Dolomiten, dunklen Dolomitschiefern und schwarzen feinschichtigen Tonschiefern, das gegen ENE bis E unter den massigen Dolomit abtaucht, findet seine Fortsetzung nicht in dem Kalkmarmorband S P 2331, sondern sehr wahrscheinlich in der Verebnung E P 2106, wo ebenfalls öfters dunkle Dolomitschiefer, Tonschiefer und auffällige rosa Dolomite auftreten.

Am SE-Rand der Kalkspitzenmulde tritt im Bereich „Im Kalk“ ein Aufbruch des aufrechten Liegendschenkels auf, der durch die Abfolge von Bänderkalk, grobspätigem graubraunem Dolomit und zumeist dickbankigem Wettersteindolomit zu erkennen ist. Seine Achse folgt etwa der Rinne E P 2238. Die gegen SE vorstoßenden Dolomittappen dürften somit stark tektonisierte (z.T. sekundäre Quarzmobilisate) Bereiche des intensiv isoklinal verfallenen und zerschlitzen Muldenkerns des Kalkspitzenmesozoikums darstellen. Eine genaue Abgrenzung von Hangend- und Liegendschenkel ist nach dem derzeitigen Stand der Kartierung nicht möglich. Jedenfalls muß in diesem Bereich auch mit einem direkten Aneinandergrenzen von aufrechten und verkehrten Bänderkalkserien gerechnet werden, die im Gelände praktisch ununterscheidbar sind. Kompliziert wird die Situation noch weiter dadurch, daß das Auftreten der grobspätigen graubraunen Dolomite nicht allein auf den Grenzbereich „Muschelkalk“ – „Wettersteindolomit“ beschränkt ist (wie dies im Stockerkar und im N „Im Kalk“ gut belegt ist), sondern daß lithologisch völlig identische Typen auch innerhalb der Bänderkalkserie wahrscheinlich stratigraphisch eingeschaltet auftreten (im S „Im Kalk“ und im Bereich Znachsattel – Preuneggsattel).

Ein von der SE-Ecke des Kalkspitzenmesozoikums ausgehender Zug von Lantschfeldquarzit und Verrucano-Quarzit wurde von S des Schatzbühels gegen SE in das Altkristallin verfolgt. Mit einem Umschwenken von S- gegen SE- bis E-Einfallen zieht dieser Zug an der E Talseite wieder gegen N hinauf, wo er schließlich tektonisch ausgequetscht wird. Im Znachtal gegen S treten weitere Quarzitzüge auf, deren Deutung als Permoskythquarzite, Mylonite oder ev. auch Quarzite der Altkristallinschichtfolge allerdings noch nicht eindeutig geklärt ist.

Bericht 1986 über geologische Aufnahmen auf Blatt 127 Schladming

Von DIRK VAN HUSEN (auswärtiger Mitarbeiter)

Zeigte sich um den Grießbach in den hangenden Anteilen der Kiese der Ramsau ein ansehnlicher Anteil an

Karbonaten (sie führten auch zur Talrandverkitzung), so tritt dieser weiter östlich rasch zurück. Im Bereich Schneeberger und Schlapfleiten sind nur noch vereinzelt Karbonate in den Kiesen enthalten, deren Anteil auch weiter östlich nicht mehr steigt. In die mächtigen, gleichförmigen, fluviatilen Kiese ist in der Oberen Klaus das bekannte, gering mächtige Kohleflöz in 950 m eingelagert, das mehrere Abbauperioden – zuletzt nach dem zweiten Weltkrieg – erlebte.

Weiter im Osten sind ungefähr in gleicher Höhe Sande und Tone die Ursache für Quellaustritte, die auch den tiefen Einschnitt westlich Schlapfleiten verursachten. Ob diese mit den Kohlen und deren Begleittonen im Westen einen zusammenhängenden Horizont bilden, war, wie bei früheren Arbeiten, nicht mit Sicherheit feststellbar.

Die Oberfläche der Kiese ist eine großzünftig drumlinierte Ebene, die teilweise auch mit Grundmoräne bedeckt ist. Die Geschiebezusammensetzung der Moränenmaterialien zeigt einen überwiegenden Einfluß der Eismassen aus den Tauerntälern, in der nur die lokalen Dolomite des Mandlingzuges aber kaum Karbonate der Dachsteinsüdseite auftreten. Diese Zusammensetzung bleibt im ganzen Bereich der Ramsau ähnlich, wobei der Karbonatgehalt nur lokal nennenswerten Umfang erreicht. Den starken Einfluß der Gletscherströme vom Süden belegt auch der hohe Anteil (20–30 %) an Kristallin (Gneise, Glimmerschiefer, Phyllite mit bis zu 1 m Durchmesser) in den Grundmoränen der Südhänge des Dachsteinstockes (z.B. bis in eine Höhe von ca. 1400 m SE der Luserwand).

Dieser starke Einfluß aus Süden ist dadurch erklärlich, daß die Eisströme aus dem Unter-, Obertal und Preuneggtal besonders stark entwickelt waren und so die recht schwache Eigenvergletscherung der Dachsteinsüdseite verdrängen konnten. Ebenso in der großen Aktivität der Täler liegt auch die Schüttung der mächtigen Kiese der Ramsau während der Frühphase des Würms und während des Eisaufbaues (Vorstoßschotter) begründet. Die geringe Durchströmung dieses Talabschnittes des Ennstales nahe der Eisscheide zwischen Salzach- und Ennsgletscher begünstigte auch die Erhaltung dieser Ablagerungen und der Auftragungen des präquartären Untergrundes bis gegen Weißenbach.

Während des Eiszerfalles wurden auch die Eiszungen aus den Karen der Dachsteinsüdseite selbständig. Endmoränen solcher Eiszungen sind um die Türllwand-Austriahütte und um die Schlitzenalmen erhalten geblieben, die eine Eiszunge nachzeichnen, die bis unter 1300 m im engen Graben des Schildlehenbaches herab reichte.

Ähnlichen Eiszungen sind wahrscheinlich die riesigen Blöcke oberhalb Ramsberger zuzuordnen. Wahrscheinlich ebenso dieser Periode am Beginn des Spätglazials ist die Eiszunge aus dem Hängetal Grafenberger-, Ahornsee zuzuordnen, die die Endmoräne orographisch rechts des Gradenbaches oberhalb der Mündung des Feisterbaches ablagerte. Sie ist mit einem mächtigen Staukörper im Talkessel um Siebenbrunn verknüpft, der möglicherweise auf noch vorhandene Eismassen im Ennstal hinweist. Ebenso weisen die ausgehenden Reste von Staukörpern am Luserbach (Burgstaller, Stallbauer) und dem Ramsaubach (Krin, Gabecker, Kote 1028 m) und Lodenwalker auf eine Blockierung durch inaktive Eismassen im Haupttal hin, als die Gletscherzungen aus dem Silber- und Senfkar bereits den Talboden freigegeben hatten. Sie bestehen aus lokalem

Schutt, in dem selten erratisches Material enthalten ist. Nur im liegenden Anteil des Staukörpers beim Lodenwälder ist durch Baumaßnahmen ein Nest von groben kristallinen Gesteinen (Amphibolite, Gneise, Glimmerschiefer, Phyllite) aufgeschlossen. Diese Materialien haben nur eine kurze fluviatile (fehlende Rundung, besonders der Phyllite) Umlagerung erfahren.

Blatt 133 Leoben

Bericht 1986 über geologische Aufnahmen auf Blatt 133 Leoben*

Von FRANZ NEUBAUER (auswärtiger Mitarbeiter)

Die Kartierungsarbeiten während des Jahres 1986 befaßten sich mit dem östlichen Anschluß an das 1985 kartierte Gebiet (Kumpelgraben). Das Arbeitsgebiet wird etwa durch die Linie Arzwaldgraben – Pöllagraben – Gams – Schenkenberg abgegrenzt. Zusätzlich wurden Übersichtsbegehungen zwischen Gamsgraben und Pöllagraben unternommen.

Die Gesteinszüge streichen in diesem Südteil des Gleinalmkristallins generell ENE–WSW und fallen im N eher flach, im S steil gegen SSE ein. Die Beschreibung des Arbeitsgebietes folgt der tektonischen Neugliederung des Gleinalmkristallins (NEUBAUER, im Druck). Vom Liegenden gegen das Hangende werden folgende lithologisch-strukturelle Einheiten unterschieden:

Das Gebiet zwischen Gamsgraben und dem Südhang des Pöllagrabens

wird vom Kernkomplex aufgebaut. Es dominieren feinkörnige Orthogneise, die eine ausgeprägte Foliation und eine flache Lineation aufweisen. Innerhalb dieser Orthogneise lassen sich amphibolreichere Tonalit- und Granodioritgneise von amphibolfreien Varianten unterscheiden. Längs des Pöllagrabens finden sich häufig biotitreiche, xenolithartige Orthogneisschollen, die als Hinweis für die plutonische Genese der feinkörnigen Orthogneise genommen werden. Nördlich und südlich des Pöllabaches schalten sich unterschiedlich mächtige Horizonte von Bänderamphiboliten in die Orthogneise ein. Züge und Schollenreihen von Plagioklasamphiboliten, plagioklasarmen Granatamphiboliten und paragenen Biotitplagioklasgneisen sowie Hornblendebiotitplagioklasgneisen erlauben zwischen dem Südhang des Sadningkogels und dem Gamsgraben eine gewisse Gliederung des Hangendanteils des Kernkomplexes.

Den Hangendabschluß des Kernkomplexes bildet ein durchgezogenes Augengneisband, in das am Zöllerkogel Granatamphibolite und Eklogitamphibolite eingeschaltet sind. Nördlich des Hirzykogels kommen Augengneise, Augengneislagen in Bänderamphiboliten und gleichkörnige Granitgneise (Typ Humpelgrabengranitgneis) auch in tieferer Position vor.

Neuhof-Glimmerschiefer-Komplex

Der von Neuhof im SW heranreichende Glimmerschieferzug konnte über Rückfallkuppen im Nordhang des Fuchskogels kontinuierlich bis zum Gamsgraben verfolgt werden. Diese Glimmerschiefer zeigen ein struppiges Gefüge, das auf eine Sprödbeanspruchung zurückgeht, und führen häufig Granat sowie vereinzelte, gedehnte Staurolithe.

Speik-Komplex s. str.

Durch die Zwischenschaltung der Neuhof-Glimmerschiefer wird der mächtige Augengneiszug am Oberland des Kernkomplexes von dem Amphiboliten des Speik-Komplexes s. str. tektonisch abgetrennt. Der Speik-Komplex führt ähnlich wie in den Nachbargebieten basal ein mehrere Zehnermeter mächtiges Band plagioklasarmer Granatamphibolite. Die Granatführung schwankt zwischen Zehnerprozenten und nur vereinzelten Granatkörnern. Charakteristisch für diese Granatamphibolite ist eine flache Lineation, die durch die Streckungshöfe und geregelte Amphibole abgebildet wird. Als Einschaltungen innerhalb der Granatamphibolite finden sich Serpentinlinsen und deren Begleitgesteine (Aktinolithschiefer, Talkschiefer usw.). Die mächtigste dieser Linsen (nördlich P. 904 südlich des Pöllabaches) ist max. etwa 40 m dick und etwa 500 m lang.

Der Hangendanteil des Speik-Komplexes s. str. wird von Bänderamphiboliten gebildet, in die ein ca. 10–20 m mächtiger Augengneiszug eingeschaltet ist. Dieser Augengneis wird im Hirzybachgebiet durch kalifeldspatarme Orthogneise ersetzt, die tw. Granat führen. Im Augengneis finden sich immer wieder turmalinführende Pegmatitgneise. Dies wird als Argument für die plutonische Genese der Augengneise gewertet. Ebenso läßt sich die Bildung der hellen Lagen in den Bänderamphiboliten wegen der auffälligen Bindung an die Augengneise als magmatisch-plutonisch verstehen.

Der Glimmerschiefer-Marmor-Komplex

besteht in diesem Abschnitt der Gleinalm aus ca. 1000 bis 1500 m mächtigen, meist granatführenden Glimmerschiefern, in die zahlreiche niveaubeständige Linsen und Züge von dünnen Einschaltungen eingelagert sind. Marmore treten im Gegensatz zur südwestlichen Gleinalm zurück. Ein Zehnermeter mächtiger Marmorhorizont findet sich südlich des Fuchskogels in unüblich tiefer Position. Ein Paket, das sich aus verschiedensten Gesteinen und aus dunkel pigmentierten Glimmerschiefern zusammensetzt, besteht aus Granatamphiboliten in tieferen Niveaus, Marmorlinsen, dunklen quarzitischen Glimmerschiefern im Mittelteil und hellen Quarziten im Hangendanteil. Großaufschlüsse lassen an eine bereits primäre Wechsellagerung all dieser Gesteinstypen im dm- bis m-Bereich denken. Dieses Paket streicht vom Gottsgraber im Arzwaldgraben Richtung Gams.

Im Hangendanteil des Komplexes führen die Glimmerschiefer nur einzelne Amphibolitlinsen. Die sonst für diese Position üblichen Marmore treten weitestgehend zurück.

Kataklasitzone

Die Gesteine dieser etwa 100 m breiten Zone gehören lithologisch zum Glimmerschiefer-Marmor-Komplex. Eine durchgreifende Kataklastik hat die Gesteine dieser Zone häufig bis zur Unkenntlichkeit deformiert. Die Bandbreite der Gesteinstypen reicht von Myloniten über Kataklastite bis zu kohäsionslosen Kakiriten. Diese Vielfalt läßt sich durch die Aktivität der Bewegungen in dieser Zone bei fallenden Temperaturen (von Grünschieferfazies bis zu T unter 300°C) erklären. Die Kataklastitzone ist der zentrale Teil einer Scherzone, die auch den gesamten Glimmerschiefer-Marmor-Komplex, v. a. die Augengneise im Speik-Komplex und den Neuhof-Glimmerschiefer-Komplex erfaßt. Als zugehörige Gefüge sind in diesen Bereichen meist cm-ständige rigide c-Flächen (ca. 130/70), und eine flache Lineation (ca. 60/5) zu finden. Der Schersinn ist generell sinistral. Diese

Scherverformung überprägt alle älteren Gefügeelemente. Die Kataklastizone hat eine ähnliche Orientierung wie oben beschriebene c-Flächen. Diese Zone grenzt insgesamt das Gleinalmkristallin vom Grazer Paläozoikum ab. Die Einbeziehung von den Gamskonglomeraten in diese Zone spricht für ein postgosauisches, tertiäres Alter der letzten Bewegungsphasen in dieser Zone.

Das gesamte Arbeitsgebiet ist tiefgründig verwittert. Gute Aufschlüsse finden sich v. a. auf den nach N weisenden Hangkanten, während die Mulden von Blockschutt in höheren Lagen sowie im Bereich der Glimmerschiefer von erdigem Hangschutt überdeckt sind.

Blatt 134 Passail

Bericht 1986 über geologische Aufnahmen auf Blatt 134 Passail*)

Von HELMUT W. FLÜGEL (auswärtiger Mitarbeiter)

In Fortsetzung der Aufnahmen 1985 lag im Berichtsjahr der Schwerpunkt der Begehungen im Raum nördlich des Breitenauer Grabens. Die Untersuchungen konnten von den neueren Bearbeitungen des Paläozoikums durch THALHAMMER (1982) und GOLLNER (1985) ausgehen.

Die im Bericht 1986 im Profil Göllisbauer Höhe – Zechner Schlag durchgeführte Gliederung in zwei Stockwerke läßt sich über den Zuckenhut Graben gegen NNW bis in das Profil Tiroler Schlag – Hofbauer – Kote 1376 verfolgen. Das tiefere Stockwerk umfaßt die Hochschlagkalke im engeren Sinn, eine Kalk-Dolomitwechselfolge, die vor allem am Ostrand des Ulrichsgrabens aufgeschlossen ist und die Häuslerkreuzformation. Das tektonisch Hangende bilden karbonatfreie, dunkle Silt- und Tonschiefer, sowie, sie (invers?) überlagernd, die Metabasite von Kote 1376. Die Zuordnung der Siltschiefer und Vulkanite zur „Laufnitzdorfer Gruppe“ durch GOLLNER (1985) erscheint plausibel, wobei sich diese damit gegen SE bis in den Raum westlich des Serkogel verfolgen läßt, wo sie durch die intramiozäne Eiwegg-Linie vom Rennfeldkristallin getrennt wird (vgl. NEUBAUER, Bericht 1985.) Ein Einbiegen in die den Westrand des Paläozoikums bildenden Kalke zwischen Eibeggwirt und St. Jakob ist nicht zu beobachten. Die Grenze der beiden Kalkkomplexe beiderseits des Jasnitzbachgrabens dürfte eine zu diesem parallele Störung sein, die in ihrer südöstlichen Fortsetzung zwischen Eibeggwirt-Miesel und dem Aibel die Kalke der Hochschlageinheit im Osten von der Schattleitner-Formation im Westen trennt. Die genannte Störung läßt sich durch das unterschiedliche Verflachen beiderseits trotz der teilweise schlechten Aufschlußverhältnisse gut verfolgen.

Bei den von THALHAMMER auf Grund von Conodonten gefunden in das Unterdevon eingestuften Kalkklippen der Schattleitner-Formation zwischen Miesel-Schwaiger im Tal und Winkler handelt es sich vermutlich um einen tektonisch zerrissenen und verfalteten Zug an den die bereits von REDLICH beschriebene Sideritvererzung der Allerheiligen- und Mieselbaue geknüpft ist. An dem gleichen Kalk-Dolomitzug sind auch einige kleinere Magnetitvorkommen gebunden. Im Südhang des Schattleitner

Grabens gegen den Dornerkogel kann die Dornerkogel-Formation als das normale Hangende der Schattleitner-Formation gedeutet werden, wobei jedoch starke Schuttbildung eine genaue Grenzziehung erschwert. Trotz längeren Suchens konnten auch bei den neuen Begehungen innerhalb der Dornerkogel-Formation keine biostratigraphisch verwertbaren Altershinweise gefunden werden.

In struktureologisch-kinematischer Hinsicht zeigt der gesamte Raum zwischen Frießenkogel – Plankogel im Süden des Breitenauer Grabens und dem Serkogel im Norden eine einheitliche Abfolge von vier im Aufschlußbereich erkennbaren Deformationsakten:

- 1) Einer ersten Deformation und Schieferung (S_1) kann die Entwicklung von S_1 -parallelen Quarz- und quer-greifenden Karbonatlagen zugeordnet werden.
- 2) Diese Lagen zeigen zusammen mit dem Nebengestein in cm- bis dm-Bereich isoklinale Verfaltung mit achsenebenenparalleler Schieferung (S_2). Diese dem sedimentären s parallele Schieferung formt das im Kartenbild zum Ausdruck kommende flächige Großgefüge. Es wird vermutet, daß die Deckenstapelung (Laufnitzdorfer Gruppe über Hochschlaggruppe) mit dieser Deformation in Zusammenhang steht, wobei die Deckengrenzen großflächig diskordant den Innenbau schneiden.
- 3) Eine dritte Deformation führt zur Entwicklung isoklinaler bis offener ostvergenter Falten im dm- bis m-Bereich mit zugehöriger Schieferung (S_3), deren Schnitt mit der Schichtung zu B-parallelen Linearen führt. Die Falten zeigen im gesamten Bereich bis östlich des Hochschlagkammes sehr konstantes, flaches bis mittelsteiles S- bis SW-Fallen. Druckschatten um Pyrit zeigen teilweise Streckung parallel dieser Richtung.
- 4) Letzte faltende Deformation führt zu Knickfalten im Aufschlußbereich.

Dieser Deformationsablauf entspricht dem, wie er auch in anderen Gebieten des Grazer Paläozoikums in letzter Zeit bekannt wurde (FRITZ, 1986).

Blatt 144 Landeck

Bericht 1986 über geologische Aufnahmen am Südrand der Lechtaler Alpen auf Blatt 144 Landeck*)

Von KARL KRÄINER (auswärtiger Mitarbeiter)

1986 wurde die geologische Neuaufnahme des kalkalpinen Anteiles (Lechtaler Alpen) auf Blatt 144 Landeck fortgesetzt.

Zunächst wurde der Bereich E und NE der Aperriesspitze (2588 m) fertigkartiert, anschließend wurde mit der Aufnahme im Bereich Stierlahnzugjoch (2596 m) – Fensterle – Feuerspitze (2852 m) fortgesetzt. Trotz des extrem schwer begehbaren Geländes konnten beide Bereiche detailliert auskartiert werden, wobei gegenüber der ausgezeichneten geologischen Karte von AMPFERER (Blatt Parseierspitz-Gruppe, 1 : 25.000) auch einige Korrekturen und Verbesserungen vorgenommen werden konnten.

Der Bereich Aperriesspitze – Furglerspitze ist tektonisch kompliziert gebaut. Der Gipfel der Aperriesspitze

ist gerade noch aus Kreideschiefern aufgebaut, die tektonisch auf Hauptdolomit, Kössener Schichten und Oberrhätalken aufgeschoben sind. Zwischen der Aperriesspitze und der NE gelegenen Furglerspitze zieht von der Furgler Scharte ein Streifen von Kössener Schichten zunächst das Kar Richtung SE in das Pleis-Tal hinunter, biegt dann nach E Richtung Schnanner Bach um und keilt tektonisch aus. Zwischen den Kössener Schichten und den Oberrhätalken ist unmittelbar unterhalb des Gipfels der Aperriesspitze noch ein dünner Span von Hauptdolomit vorhanden. NE schließen an die Kössener Schichten wieder Oberrhätalke an, die den Gipfel der Furglerspitze aufbauen und nach SE Richtung Pleis-Tal hinunterziehen, wo sie dann ebenfalls tektonisch schräg abgeschnitten werden. Auf der N-Seite des Pleis-Tales, am Südabfall der Roßböden ist auch noch ein kleiner Rest von tektonisch stark gestörten Allgäuschichten aufgeschlossen, die den Oberrhätalken aufliegen.

Die Feuerspitze besteht aus einer Jurascholle, die auf Kössener Schichten und Oberrhätalken aufliegt. Es handelt sich um eine primäre, allerdings tektonisch stark gestörte Abfolge.

Die häufig stark verfalteten Kössener Schichten lassen sich rund um den Gipfelaufbau der Feuerspitze verfolgen, ziehen vom Stierlahnzugjoch zunächst nach W, dann nach N zum Lahnzugjoch, weiter nach NE zum Fallenbachjoch, von dort zur Gamskarscharte (zwischen Fallenbacher Spitze und Fensterle) und schließlich am Südabfall des Fensterle entlang Richtung Stierlahnzugjoch.

Über den Kössener Schichten folgen besonders an der Südseite der Feuerspitze z. T. mächtige Oberrhätalke (Riffkalke), tektonisch meist stark gestört, z. T. leicht verfaultet, sowie geringmächtige Adneter Schichten. Diese werden überlagert von mächtigen Allgäuschichten.

Der Gipfel der Feuerspitze wird aus der über den Allgäuschichten folgenden „Rotfazies“ (überwiegend rote, teilweise auch hellgraue Mergel) und dem Radiolarit aufgebaut. Die Mergel der „Rotfazies“ und der Radiolarit sind stark verfaultet, bilden ungefähr WNW–ESE-streichende Isoklinalfalten. NW des Stierlahnzugjoches liegt auf den Allgäuschichten eine kleine Hauptdolomit-schuppe.

S des Stierlahnzugjoches ist zwischen den Kössener Schichten und dem Hauptdolomit des Vorderseespitz-Massivs noch eine Scholle von Allgäuschichten eingeschuppt.

Bericht 1986 über geologische Aufnahmen auf Blatt 144 Landeck

Von AXEL NOWOTNY & GERHARD PESTAL

Die Aufnahmen auf Blatt 144 Landeck wurden im Sommer 1986 sowohl im Bereich des Rifflers fortgesetzt als auch gegen Süden im Gebiet zwischen dem SW-Rand des Kartenblattes und dem Istalanztal.

Wie bereits im Berichtsjahr 1985 beschrieben, wird südlich der hinteren Malfontalpe der in E–W-Richtung verlaufende Bergrücken von Muskovit-Biotit-Glimmerschiefer aufgebaut. Innerhalb dieses Komplexes treten bis zu 10 m mächtige Biotit-Augengneislagen auf, daneben konnten sowohl im Bereich der Schmalzgruben-

scharte als auch am Rifflerweg südlich der Edmund Graf-Hütte Amphibolitlagen beobachtet werden.

Das Streichen dieser Einschaltungen ist durchwegs E–W mit 60° nach Süden einfallend.

Die im Bericht 1985 beschriebenen Staurolith-Granat-Muskovitschiefer konnten weiter verfolgt werden. Nach Ansicht der Autoren handelt es sich um den hangenden Anteil des Silvrettakristallins, wenngleich intensive Ver-schuppung mit Muskovit-Biotit-Glimmerschiefer im Bereich des Scheibenkopfes E des Rifflers und am Großfallkopf beobachtet werden konnte. Die ebenfalls im Bericht 1985 beschriebenen Albitblastenschiefer konnten nur im Bereich des Rifflers aufgefunden werden. Die Hauptmasse dieser Gesteinsserie umfaßt Muskovit-Glimmerschiefer meist mit Granat und teilweise Staurolith mit Einschaltungen von Quarzlagen und erstreckt sich vom Lattejoch im W des Kartierungsgebietes nach E südlich der Kapplerjochspitze über den Bereich Großfallkopf – Niederjöchl bis zum Kleingfallkopf. Die Vorkommen in der Schmalzgrubenscharte und NW des Kappler Jochs und das Gebiet um Stockach dürften als Muldenstrukturen innerhalb des Silvrettakristallins ge-deutet werden.

Die Fortsetzung der Muskovit-Biotit-Glimmerschiefer finden sich südlich der Rosanna. Das Gestein zeigt auffällige Unterschiede in Ausbildung und Mineralbestand als Einschaltung. Neben Biotit-Glimmerschiefer mit Staurolith und Granat im Bereich des Medrigjoches finden sich im Gebiet der Fließer Scharte grobschuppig ausgebildete Glimmerschiefer. Wesentlich häufiger als die eben beschriebene Ausbildung treten Quarziteinschaltungen maximal 10 m mächtig s-parallel und Amphibolitlagen innerhalb der Glimmerschiefer auf.

Die bereits im Berichtsjahr beschriebenen, im Gebiet des Rifflers mächtig ausgebildeten, Orthogesteine innerhalb der Muskovit-Biotit-Glimmerschiefer mit Biotit-Muskovit-Plagioklasgneis und Metagranitgneis treten südlich der Trisanna im Bereich östlich der Vesulalpe, im Gebiet des Knollkopfes mächtig im südlichen Urgtal östlich der Kübelgrubenscharte und im Instalanztal in mächtigen Einschaltungen auf.

Auf Grund des Geländebefundes scheint es sich bei den eben beschriebenen Vorkommen um verschiedene Gesteinsvarietäten innerhalb des Muskovit-Biotit-Glimmerschiefer zu handeln. Die im Bereich des Trisannatals aufgeschlossenen Muskovit-Biotit-Glimmerschiefer scheinen die tiefsten Einheiten des Silvrettakristallins im Kartierungsgebiet zu sein. Sie finden sich sowohl bei der Ortschaft Ulmich am W-Rand des Kartenblattes als auch im Gebiet um See. Auf Grund des Geländebefundes kann angenommen werden, daß es sich dabei um Aufwölbungen entlang E–W angelegter Faltenachsen handelt. Der Mineralbestand ähnelt sehr den Muskovit-Biotit-Glimmerschiefern. Wie in den letztbeschriebenen Gesteinen finden sich Einschaltungen von Amphibolitlagen, mächtige Pegmatitgänge und Orthogesteine. Die bereits von H. HAMMER (1918) innerhalb des Silvrettakristallins beschriebene Karbonatabfolge mit einer basalen Quarzitlage W von Glimmstein liegt im Bereich mächtiger Störungszonen, welche von E im Gebiet der Verbeilalpe auftreten und zwischen Trisannabrücke und Gröllhaus gegen SW in das Silvrettakristallin zu streichen scheinen.

Die im Süden des Kartierungsgebietes aufgeschlossenen Anteile des Engadiner Fensters wurden im Bereich des Grübelekopfes und des Oberen-Malfragkopfes übersichtsmäßig begangen. Eine Zuordnung der

Tektonite, welche randlich zum Silvrettakristallin beobachtet werden konnten, wird erst nach eingehender petrographischer Untersuchung möglich sein.

Quartäre Ablagerung in Form von Moräne finden sich im W des kartierten Gebietes auf Grund der äußerst steilabfallenden Talkflanken zur Trisanna lediglich in den höheren Talbereichen. Gegen E treten Glazialablagerungen häufig mit Hangschutt auch in den tiefergelegenen Abhängen zur Trisanna auf.

Bericht 1986 über geologische Aufnahmen im kalkalpinen Anteil auf Blatt 144 Landeck*

Von CHRISTOPH SPÖTL (auswärtiger Mitarbeiter)

Im Berichtsjahr wurde mit der Kartenaufnahme im Bereich der SE-Ecke des Kartenblattes 144 begonnen (Zammerloch – Silbersattel). Das Gebiet stellt den Südrand der Lechtal-Decke N Landeck dar, die mit einer steil S-fallenden Bewegungsbahn an den Landecker Quarzphyllit stößt. Diese Grenzfläche wurde jüngst beim Bau des Perjen-Autobahntunnels durchörtert (vgl. KÖHLER, 1983, Geol. Paläont. Mitt. Innsbr.).

Im Südrand-Abschnitt zwischen Gasillbach und Stanzer Tobel konnte die Permoskyth-Gliederung von MOSTLER, KRAINER & STINGL bestätigt werden.

Veränderungen betreffen die Brandjöchel-Scholle, die nicht aus Wettersteindolomit, sondern aus Hauptdolomit aufgebaut ist. Die vermeintliche tektonische Grenzfläche im sogenannten Ersten Tal entpuppte sich als untergeordnete Störung innerhalb des Hauptdolomits. Auch können die angeblichen Raibler Schichten (lt. AMPFERER) in deren westlicher Fortsetzung im hintersten Eibental nicht bestätigt werden. Das selbe gilt für den Span unterhalb der Ochsen Alm, der ebenfalls nicht vorhanden ist. SE Ruine Schrofenstein wurden helle, gut geschichtete bis gebänderte Kalke angetroffen, die zwei auffallende Zacken im Wald bilden. An der Grenze zum Hauptdolomit sind schwarze kalkige Schiefertone eingequetscht, die in Analogie zu den Verhältnissen weiter westlich (s. u.) als Partnach Schichten angesprochen wurden. Die hellen, vollkommen umkristallisierten Kalke dürften wohl dem Wettersteinkalk zuzurechnen sein, der in der direkten Fortsetzung nach Osten (jenseits des Inn) bis südlich der Ruine Kronburg eingeschaltet ist.

Reste von Partnach Schichten wurden auch im Stanzer Tobel gefunden und erreichen im unteren Abschnitt des Eibentales ihre größte Mächtigkeit. Dort liegt die gesamte Schichtfolge in dolomitisierter Ausbildung vor, die sich lateral innerhalb weniger hundert Meter in die normale kalkige Entwicklung verfolgen läßt.

Das kleine Vorkommen von Gosau Schichten im östlichen Teil des Dorfwaldes liegt transgressiv auf Hauptdolomit. Aufgeschlossen sind wenige Meter mächtige Hauptdolomitbrekzien, deren dm-große Komponenten in einer sandig-kalkigen Matrix vorliegen.

Das gesamte Zammerloch verläuft demnach in Hauptdolomit, der im obersten Abschnitt stellenweise Lofertlagen aufweist. Der Plattenkalk zeigt eine Mächtigkeit von wenigen Dekametern und wird am Eingang des Schaftales von Kössener Schichten überlagert. Der Oberrhätalk liegt als Thecosmilien- und Conchodus-führender heller, massiger Kalk vor, der als kompeten-

ter Körper zwischen Kössener und Allgäu Schichten zerbrochen „schwimmt“.

Der Inhalt dieser hier beginnenden Almajur-Synklinale reicht bis zu den malmischen Aptychen-Schichten (Ammergauer Schichten), die im Silbertobel scharf von Raibler Schichten und Hauptdolomit der Sonnenpleis-Schuppe abgeschnitten werden. Diese Grenze läßt sich nach Osten über den Silbersattel bis südlich der Silberhütte verfolgen, wo sie das Kartenblatt verläßt (Starkenbach-Linie).

In letzterem Gebiet konnten die tektonischen Verhältnisse noch nicht endgültig geklärt werden. Hier weisen die Allgäu Schichten lokal eine dolomitische Entwicklung auf, die eine Unterscheidung vom Hauptdolomit sehr erschwert.

SE Silberspitze konnte eine NW–SE-streichende Störung in steilem Gelände auskartiert werden, die die Schichtfolge linksseitig um maximal 200 m versetzt. Die Kössener Schichten zeigen dort schöne Schleppungen und steile Faltenachsen.

Als wenige Meter mächtiges blaßrotes Band lassen sich die Adneter Kalke und Mergel im Hangenden des Oberrhätischen Riffkalkes verfolgen. Es handelt sich vielfach um debris flow-Sedimente, die allmählich in die Graufazies der tieferen Allgäu-Schichten überleiten (vgl. ACHTNICH, 1982, Geol. Paläont. Mitt. Innsbr.). Letztere führen im oberliassischen Anteil die charakteristischen Fe/Mn-Oxid-Vererzungen (z. B. unterhalb des Tajaköpfls).

Bericht 1986 über geologische Aufnahmen im Unterengadiner Fenster auf den Blättern 144 Landeck* und 145 Imst

Von FRIEDRICH HANS UCİK (auswärtiger Mitarbeiter)

In den wenigen in diesem Jahr zur Verfügung gestandenen Geländetagen wurde neben verschiedenen Ergänzungen im Fensterinneren und am N-Ende des Fensteraufbruches bei Asters vor allem die Kartierung am W-Rand des Fensters NW bis W der Komperdellalm sowie am Lazidrücken vorangetrieben. Besonders im zuletzt genannten Bereich konnten gegenüber der Kartierung von HAMMER wesentliche Ergänzungen und Verbesserungen erzielt werden.

Der maximal 5–8 m mächtige Dolomit E Unt. Asters bzw. W Kote 862 ist in mehreren Aufschlüssen gut zu beobachten; er ist hell, i. a. massig und nicht gebankt, vielfach durchädert, zerklüftet und zerhackt, z. T. extrem stark am unmittelbaren Kontakt zum überschobenen Kristallin, der mehrfach gut aufgeschlossen ist. Das Kristallin ist hier durchwegs stark verschiefert und oft ±vergrünt und im Gelände bzw. im Handstück nicht immer leicht vom paläozoischen Quarzphyllit zu unterscheiden. In einem Aufschluß ist deutlich zu sehen, daß der Überschiebungsrand zwischen hangendem Gneis und liegendem Dolomit deutlich diskordant zur Hauptschieferung im Gneis verläuft. Im Gegensatz zur Kartendarstellung HAMMERS (1914) möchte ich diese Dolomitscholle nicht mit der großen Dolomitscholle 300–400 m S Unt. Asters verbinden, sondern gegen W mit den Dolomitaufschlüssen unmittelbar im Liegenden des Kristallinrandes bei Mitter- und Ob. Asters.

Beim oben bereits genannten Triaskomplex S Unt. Asters haben die Aufschlüsse an einer neuen Fahrstra-

Be ganz deutlich erkennen lassen, daß es sich hier nicht um eine geschlossene Masse von Dolomit und Kalk handelt, sondern daß auch Verschuppungen mit eingeschleppten Neokom- oder bunten höheren Schiefern vorhanden sind.

Mehrere teilweise wesentliche Veränderungen gegenüber dem Kartenbild der von HAMMER aufgenommenen Spezialkarte 1 : 75.000, Blatt Landeck ergab die Neukartierung im Gebiet W der Komperdellalm – Lausbach – Lazidrücken.

Am Kadratschrücken NW des Kölner Hauses ist zwischen liegenden grauen Bündnerschiefern und dem hangenden Quarzphyllit-Ladiser Quarzit-Zug an der Basis der Prutzer Serie eine etwa 150 m breite Zone typischer bunter Bündnerschiefer sicher anstehend aufgeschlossen – sie fehlt in der Spezialkarte völlig. Weiters handelt es sich bei den im Liegenden der Eisendolomitscholle des Rotenstein aufgeschlossenen „Verrucano“-Gesteinen nach HAMMER in Wirklichkeit zum größten Teil um typische Gesteine der bunten Bündnerschiefer (fehlen in der Spezialkarte hier völlig!), die in guten Aufschlüssen am rechten Ufer des Lausbaches auf etwa 100 m Länge studiert werden können: sandige, z. T. massige und grobsandige Schiefer sowie reichlich graue bis blaßbunte, aber nur selten grüne Phyllite. Eine etwa 10–15 m mächtige Wechselfolge von Quarzphyllit und Ladiser Quarzit tritt erst im Hangenden der bunten Bündnerschiefer auf, ehe die gegen 100 m mächtige und an die 400 m lange Eisendolomit-Riesenscholle des Rotenstein (= Erzköpf) folgt, die größte im gesamten Unterengadiner Fenster. Die alten Stollen und Abbaue sind vielfach noch befahrbar, wenn auch teilweise nur mit technischen Hilfsmitteln; die Vererzung ist mehrfach anstehend zu beobachten.

Die von HAMMER angenommene Zweiteilung des Verrucanozuges W des Rotenstein (1914, S. 523 bzw. Spezialkarte, Bl. Landeck) existiert nicht in dieser Form. W der großen Rotensteinscholle verläuft eine Querstörung etwa N–S, entlang welcher die westliche Fortsetzung des „Verrucano“-Zuges um etwa 250–300 m gegen N versetzt wurde. Bei Verfolgung der aus Quarzphyllit, zahlreichen Fe-Dolomitschollen und Ladiser Quarzit bestehenden Basis der Prutzer Serie gegen SW bis zur Höhe der Scheid (2.429) am W-Ende des Lazid-Rückens finden sich immer wieder anstehend oder als Schutt typische bunte Bündnerschiefer, begleitet von einigen Dolomitblöcken als Grobeinstreuungen, unmittelbar im Liegenden der genannten Basis. Die auf der Scheid über 50 m breite Zone bunte Bündnerschiefer im Liegenden des Ladiser Quarzites + Quarzphyllites fehlt in der alten Spezialkarte. HAMMER hat am Lazidrücken hingegen weiter gegen das Liegende 2 Zonen b. B. sch. eingezeichnet, von welchen die tiefergelegene mit typischen Gesteinen in einer Breite von 200–250 m am E-Abfall des Rückens bestätigt werden konnte. Von der höher gelegenen Zone, die nach HAMMER im Bereich der Kote 2364 = Lazid der alten Karte den Rücken quert, fand ich hingegen nur einige schmale Streifen und Schuppen (mit eingestreuten Kalkblöcken) 350–750 m W der Kote 2346 = Lazidkopf der neuen ÖK 1 : 50.000 = P. 2.351 der alten Karte (hier unterscheiden sich alte und neue Karte in verwirrender Weise). Das fast völlige Fehlen von Aufschlüssen auf den von ausgedehnten Schutthalde bedeckten Nordabhängen des Lazidrückens lassen nicht mit Sicherheit erkennen, ob hier in der höheren Pezidserie tatsächlich 2 Zonen bunte Bündnerschiefer vorhanden

sind oder eine scheinbare Verdoppelung durch Querwerfung vorliegt.

Eine kleine N–S-Verwerfung durchzieht offenbar die Basis der Prutzer Serie ca. 500 m NNE Kote 2.413, wobei hier allerdings der W der Verwerfung gelegene Teil um ca. 100–150 m gegen S versetzt wurde.

Eine weitere Querwerfung ist am Fensterrand SE des Plankopf angedeutet. Die mehr als 200 m lange und mindestens 25–30 m mächtige Dolomitlinse etwa 1100 m E des Plankopfes liegt knapp unterhalb des aufgeschlossenen Kristallinrandes, doch finden sich zwischen diesem und dem Oberrand des Dolomitklotzes noch zahlreiche Splitter von paläozoischem Quarzphyllit und selten von Ladiser Quarzit. Der Dolomit dürfte sich noch in bedeutender Erstreckung unter das Kristallin hineinziehen, da im Graben am Hang unterhalb des Dolomits eine ausgedehnte, mindestens 1–1,5 m starke Platte von rotbraun verfärbtem Sinter auf eine bedeutende Karstquelle hinweist, die heute freilich zur Gänze gefaßt ist. Am Oberende des Kadratschrückens SE des Plankopf steht oberhalb der Bergstation des Doppelsesselliftes unmittelbar am Kristallinrand typischer Ladiser Quarzit ca. 10 m mächtig an.

S des Plankopf steht im westlichen von 2 eng benachbarten Aufschlüssen unmittelbar im Liegenden der Überschiebung ein massiger, dunkler, brecciöser Dolomit an, in den als 2–3 m mächtige Lage ein heller, grobkörniger Quarzit vom Typus Ladiser Quarzit eingeschaltet ist; an einer Stelle findet sich im Kontakt mit diesem Quarzit ein mürber, rotbrauner Kalksandstein mit eingeschlossenen Splintern von Ladiser Quarzit – dieses Gestein ist vielleicht als Mylonit oder Rauhwacke zu deuten. Im Liegenden dieses Dolomits steht ebenfalls heller, geschieferter Quarzit an.

Im östlichen der beiden Aufschlüsse finden sich unmittelbar im Liegenden des Kristallins helle, meist blaßbunte bis grünliche, serizitische, spätige Kalkschiefer, wie sie in der Nähe des Überschiebungsrandes schon mehrfach zusammen mit den grauen Neokomschiefern angetroffen wurden und als fragliche Couches Rouges angesehen werden; im Liegenden dieser Couches Rouges folgen typische höhere Schiefer der Prutzer Serie.

Bei der Steiggabelung ca. 400 m NE der Kerbhütte finden sich in ansonsten aufschlußloser und von Kristallinblockwerk überstreuter Umgebung in mehreren nicht sehr großen, blockartigen Aufschlüssen der gleiche dunkle Dolomit und das rotbraune, mürbsandige Gestein wie im westlichen Aufschluß S Plankopf, aber um mehr als 100 Höhenmeter tiefer als der Überschiebungsrand am Kadratschrücken. Falls die Blöcke tatsächlich anstehen, müßte hier an einer Querstörung der W derselben gelegene Teil um wenigstens 200 m gegen S verworfen worden sein.

Solche mehr oder minder schräg zum Fensterrand verlaufende Querstörungen drücken sich auch in der Kleintektonik aus: während die Hauptschieferung in diesem Bereich meist mehr oder weniger gut eingeregelt etwa parallel zum Fensterrand verläuft, sind lokal davon stark abweichende und ±schräg zum Überschiebungsrand verlaufende Lagerungsverhältnisse zu beobachten.

Dank der Unterstützung von Herrn HR SCHROLL (Geotechnisches Institut Arsenal) konnten 1986 vier Gipsproben aus unterschiedlichen tektonischen und anscheinend auch stratigraphischen Positionen einer S-Isotopenuntersuchung zugeführt werden. In gewisser

Hinsicht etwas unterwartet ergaben alle vier Proben recht einheitlich ein Mittel- bis Obertrias-Alter.

Dank dem Entgegenkommen von Koll. E. TENTSCHERT (TIWAG) stand mir auch eine Reihe von Luftbildern zur stereoskopischen Auswertung zur Verfügung. Auf diese Weise konnte das gesamte Quartär des Inntalbodens – Terrassen und seitliche Schwemmkegel – zwischen Außergufer im N und Tschupbach im S flächenhaft aus- geschieden werden; bei den Innalluvionen konnten da- bei 3 Hauptniveaus unterschieden werden.

Die Mulde des Edel- und des Hinterkreithbaches WNW Serfaus wird von mächtigen Quartärsedimenten erfüllt, deren Aufbau in einem großen, 20–30 m hohen Anriß unmittelbar NW der Talstationen der auf die Komperdellalm führenden Gondelbahnen sehr gut zu erken- nen ist: liegend eine mächtige graue, feinkörnige Grundmoräne, etwa ab halber Höhe gegen das Han- gende ist eine Schichtung zu erkennen, zuhöchst sind deutlich geschichtete, fluviatile Ablagerungen mit einge- schaltetem gröberem (kies-reichem) Material aufge- schlossen. Insgesamt handelt es sich hier um eine Ver- füllung eines alten Tales mit Grundmoräne, die gegen das Hangende in fluvioglaziale Sedimente übergeht. Im Luftbild ist diese alte Talplombe, in die sich die beiden genannten Bäche wieder eingeschnitten haben, talauf- wärts bis zur Komperdellalm hin zu verfolgen; ebenso ist deutlich zu erkennen, daß auch die Umgebung von St. Zeno rechts des Argebaches einen noch nicht erodierten Rest dieser alten Talverfüllung darstellt.

Schließlich ließ die Luftbildauswertung auch deutlich erkennen, daß der große Dolomitzklotz mit Kote 1516 W unterhalb des Mairerbühels bzw. der Straße Kauner- berg-Puschlin eine Gleitscholle ist, die Abrißnische un- mittelbar unterhalb des Mairerbühels ist im Luftbild deutlich zu erkennen.

Blatt 145 Imst

Siehe Bericht zu Blatt 144 Landeck von F. H. UČIK.

Blatt 153 Großglockner

Bericht 1986 über geologische Aufnahmen auf Blatt 153 Großglockner*)

Von VOLKER HÖCK (auswärtiger Mitarbeiter)

Weiter im Norden wurde die Kartierung zwischen dem Stausee Moserboden und dem Griebkogel bzw. dem Hocheiser weitergeführt.

Die Felsschrofen der Heidnischen Kirche am NW- Rand des Stausees Moserboden bestehen im wesentli- chen aus metamorphen sauren, untergeordnet auch in- termediären Tuffen und Tuffiten. Sie liegen heute als Chlorit-Muskovit-Albitgneise bzw. Schiefer vor und sind vermutlich der Habachformation zuzurechnen. Diese Tuffe wurden von sehr hellen Aplitgranitgängen intru- diert. Gegen Süden hin folgen SW der Kote 2329 Am- phibolite (metamorphe basische Tuffe, die z. T. brekzi- iert sind). Sie werden ebenso wie die sauren Gesteine von hellen granitischen Magmen intrudiert, zum Teil

migmatisch aufgelöst und liegen in Form von Bänder- oder Schollenmigmatiten vor. Eng verbunden mit die- sen migmatischen Amphiboliten finden sich südlich an- schließend im Bereich des Sedigrates Augengneise, die wohl dem „Hochweißenfeldgranitgneis“ bei CORNELIUS & CLAR (1939) entsprechen. Der Sedigratkopf selbst besteht wiederum aus migmatischen Amphiboliten mit Einlagerungen des Augengneises. Auch Lagen von aplitisch durchhärderten sauren Tuffen sind damit ver- knüpft.

Der Gipfelaufbau des Griebkogels selbst, etwa ab der Höhe 2600 m besteht aus stark deformierten Bänder- migmatiten bis Nebuliten, die am besten als „Streifen- gneise“ bezeichnet werden könnten. Auch sie werden häufig von aplitischen Lagen z. T. diskordant zum alten Migmatitgefüge durchschlagen. Lediglich in Höhe 2680 m bis 2880 m liegt am Ostgrat des Griebkogels eine Amphibolitlage in relativ einförmige Migmatite ein- geschaltet. Am N-Fuß des kleinen Griebkogels finden sich Biotit-Muskovit-führende Augengneise, die dem Scharkogelgneis entsprechen. Ihre Beziehung zu den migmatischen Streifengneisen ist zur Zeit noch unklar. Eng verbunden sind die vorher erwähnten Streifengnei- se des Griebkogels mit den feinkörnigen Biotit-Plagio- kiasgneisen, die im wesentlichen den Hocheiser auf- bauen.

Die s-Flächen der gesamten Gesteinsfolge fallen ein- heitlich mittelsteil (25–60°) nach ENE ein, die B-Ach- sen flach nach WNW bis NW.

Blatt 153 Großglockner

Bericht 1986 über geologische Aufnahmen auf Blatt 153 Großglockner*)

Von PETER NEUMAYR & THOMAS STADLMANN
(auswärtige Mitarbeiter)

Im Sommer 1986 wurde das Gebiet W vom Kaiser Tauernhaus bis zum Luckenkogel und Knappenträger bzw. E davon Richtung Aderwand, Laperwitzkees, Fruschnitzkees, Gramul und Teufelskamp und die Profi- le Schneewinkelkopf – Schneewinkelscharte – Roma- riswandkopf, Hohe Riffel – Johannisberg, Gamskopf – Obere Ödenwinkelscharte und ein kleines Gebiet am mittleren Bärenkopf kartiert. Die Hülle des Granatspitz- kerns und die Riffeldecken bilden den geologischen Rah- men der Aufnahmsarbeiten (CORNELIUS & CLAR, 1939; FRASL, 1958). Am Rande des Kartierungsgebietes (Teu- felskamp und Granul) wurde noch die Glocknerdecke berührt.

Die Grenze vom Zentralgneis des Granatspitzkernes zum auflagernden Biotitschiefer und Amphibolit verläuft im kartierten Bereich vom Gamskopf (2757 m) – Grat Hoher Kasten/Ödenwand (3326 m) – östlicher Rand des Kastenkeeses – Aderwand zum Talgrund des Dor- fertales.

Über dem Zentralgneis folgen in der Aderwand bzw. im Kar SW des Laperwitzkeeses mit scharfer Grenze geringmächtige (im Durchschnitt 5–8 m) Biotitschiefer bis Biotitgneise. Sie führen Feldspatblasten (\varnothing bis 3 mm), Quarz, z.T. Chlorit und Fe-reiches Karbonat. Im hinteren Ödenwinkel ist zwischen dem Zentralgneis und den Biotitschiefern bis Biotitgneisen ein sehr feinkörni-

ger, gebänderter Amphibolit eingeschaltet. In der Klamm des Laperwitzbaches in 2020 m Sh sind diese Biotitschiefer mächtiger entwickelt als in der Aderwand und enthalten immer wieder geringmächtige Einschaltungen von feinkörnigem Amphibolit.

Gegen des Hangende gehen diese Biotitschiefer bis Biotitgneise in anfangs noch sehr biotitreiche Amphibolite über, die erst allmählich ihre typische grüne Farbe zeigen.

Diese Amphibolite sind häufig gebändert (mm–cm). Im Bereich Aderwand – Büchel sind in den Amphibolit Biotitgneise und ein geringmächtiges, rasch auskeilendes Chlorit-Talkschiefer-Band eingeschaltet. Im hangenden Teil befinden sich geringmächtige Lagen von Chloritschiefern und Albitporphyroblastenschiefern. Der hangendste Bereich des Amphibolits ist durch aplitische Injektionen gekennzeichnet. Über diesem treten im gesamten Gebiet Paragneise mit hellen sauren Lagen auf, die häufig in Albitporphyroblastenschiefer übergehen. Teilweise sind die Paragneise von Aplitgängen diskordant durchschlagen. Im Gletscherschliff am Laperwitzbach sind die sauren Injektionen gut beobachtbar, sie können bis zu mehreren dm mächtig werden. Petrographisch besteht der geschieferte, hellbraune Paragneis aus einem feinkörnigen Feldspatgemenge mit Biotit und Hellglimmer. In einigen Proben finden sich Feldspatblasten (\varnothing bis 3 mm). Verschiedentlich sind dm- bis m-mächtige Hellglimmerschiefer ohne Feldspatblasten eingeschaltet. Diese Paragneise sind im hinteren Ödenwinkel und im Kar unterhalb des Laperwitzkeeses besonders mächtig entwickelt.

In die Paragesteine sind Augengneislagen eingeschaltet, die an den Randbereichen meist sehr stark verschiefert sind. Die Grenze zwischen den beiden Gesteinen ist nicht immer eindeutig zu erkennen, da die Feldspatlagen bis zur Unkenntlichkeit ausgewalzt sein können. Die Mächtigkeiten der Augengneise bewegen sich zwischen 5 m (höchste Augengneislage am Johannisberg-NW-Grat, Hohe Riffel-S-Grat) und ca. 50 m (Johannisberg-NW-Grat und unterhalb Laperwitzkees). Im Profil Johannisberg-NW-Grat sind vier, unterhalb des Laperwitzkeeses drei solche Augengneislagen aufgeschlossen. Sie zeigen eine graue Farbe und beinhalten neben Hellglimmer auch feinschuppigen Biotit und wenig Chlorit. Die Augen bestehen aus Kalifeldspat.

Die Albitporphyroblastenschiefer nehmen über dem Zentralgneis in der kartierten Abfolge unterschiedliche Stellungen ein. Einerseits finden sie sich im Liegenden der Paragneise, zwischen letzteren und den Amphiboliten, z.T. sogar in diese eingeschaltet. Zum anderen sind die Albitporphyroblastenschiefer als Zwischenlagen in die Paragneise eingeschaltet, so z.B. im Kar SW Laperwitzkees in der Nähe des Laperwitzbaches. Ihre Mineralzusammensetzung reicht von sehr hellglimmerreichen Varietäten bis zu biotit- und chloritreichen Ausbildungen. Sie führen Feldspatblasten (\varnothing bis einige mm), Quarz, Hellglimmer, Biotit, manchmal Hornblende und tw. Chlorit.

Im Bereich Beheimleiten im Liegenden der Paragneise konnte eine Wechsellagerung von feinkörnigem Amphibolit und Albitporphyroblastenschiefern sowie ein intensiver Wechsel im cm-Bereich von konkordanten sauren Lagen mit Albitporphyroblastenschiefern beobachtet werden. Im Übergang zwischen Amphibolit und Albit-

porphyroblastenschiefern finden sich Amphibolite mit Albitporphyroblasten (\varnothing ca. 2–3 mm) und sehr dunkel biotitreiche Albitporphyroblastenschiefer.

Am südlichen Gletscherrand des Laperwitzkeeses liegt über dem Paragneis ein von wenigen Meter mächtigen Glimmerschiefern unter- bzw. überlagerter, relativ feinkörniger, gelbbrauner Kalkmarmor, der im Kar SW Laperwitzkees eine ca. 4 m hohe Wandstufe bildet. Im Bereich Zollspitze-W-Hang konnte eine Abfolge Quarzit (3–4 m mächtig) – Kalkmarmor – Kalkglimmerschiefer gefunden werden.

Am Nordhang der Zollspitze zwischen Fruschnitzbach und Zollspitze wird der Kalkmarmor noch einmal von injizierten Paragneisen (aplitische Lagen intensiv isoklinal verfalltet) überlagert. Diese entsprechen in ihrem Aussehen und Mineralbestand den bereits vorher beschriebenen Paragneisen.

Am S-Grat der Hohen Riffel sind in den liegenden Teil der Paragneise einige bis zu mehreren Metern mächtige Augengneislagen mit häufig idiomorphen Kalifeldspäten eingeschaltet.

Im Ödenwinkel am Weg zur Oberen Ödenwinkelscharte fehlen als direkte Auflagerung des Zentralgneises die aus dem Dorfertal bekannten Biotitschiefer. Im Hangenden des etwa 10 m mächtigen Amphibolites an der Basis folgt ein rund 20 m mächtiger, sehr dunkler Biotitgneis. In 2955 m Sh findet sich ein 3 m mächtiges Granatglimmerschiefer-Band mit dunkelroten, bis zu 4 mm großen Granaten, Hellglimmer, Chlorit, Epidot, Quarzäderchen und Pyrit. In ca. 3000 m Sh folgt auf ein nur wenige dm mächtiges Chloritschieferband mit bis zu 0,5 cm großen Feldspatblasten eine helle Quarzlage in ähnlicher Mächtigkeit, weiters eine stark hellbraun angewitterte Schicht Kalkglimmerschiefer (Mächtigkeit unter 1 m), auf diese wieder eine helle Quarzlage. Zur Oberen Ödenwinkelscharte hin sind in den über 150 m mächtigen Paragneisen immer wieder dm-mächtige Augengneislagen aufgeschlossen. W Ödenwinkelscharte liegen in 3200 m Sh nur mehr Augengneise vor, die einerseits zum W-Grat der Hohen Riffel, andererseits in die Johannisberg-W-Wand hinüberziehen.

Im Profil Obere Ödenwinkelscharte – Johannisberg findet sich in 3310 m Sh ein etwa 3 m mächtiger Granatamphibolit mit hellen Lagen. Die hellroten Granate werden 1–2 mm groß. In 3300 m Sh tritt eine weitere Amphibolitlage mit 5 m Mächtigkeit auf. Diese ist gebändert, stark verschiefert, epidot- und chloritreich. Darüber folgt eine über 50 m mächtige Augengneislage, die sich von den vorher beschriebenen Augengneisen unterscheidet. Die Kalifeldspäte werden bis 5 cm lang (meist leicht ausgewalzt, z.T. aber auch nahezu idiomorph), weiters finden sich einige biotitreiche Schollen sowie mindestens zwei Generationen von Apliten. In den darüberliegenden Paragneisen ist eine ca. 4–5 m mächtige aplitische Gneislage eingeschaltet, die in der Johannisberg-NW-Wand vermutlich auskeilt.

In der Scharte zwischen Romariswandkopf-NW-Gipfel und Romariswandkopf-Hauptgipfel ist durch die plötzliche Veränderung des Einfallens und Verstellung der Schichten eine annähernd NE+SW-verlaufende Störung zu beobachten. Über den Kalkglimmerschiefern in der Scharte folgt ein ca. 30 m mächtiger Serpentinikörper, der sich durch die gesamte Wandstufe nach SE fortsetzt.

Bericht 1986 über geologische Aufnahmen auf Blatt 153 Großglockner*)

Von GERHARD PESTAL

Die geologische Aufnahmestätigkeit der abgelaufenen Geländesaison erfolgte am NW-Rand des Kartenblattes im Bereich Stubachtal – Enzingerboden – Weißsee und am N-Rand im Gebiet zwischen Stubachtal und Rattensbachtal. Hier wurden vor allem jene rund 3–4 km breiten Gebietsstreifen bearbeitet, die im W und N an die Geologische Karte des Großglocknergebietes von H. P. CORNELIUS & E. CLAR (1929–1932) anschließen und sich bis zur Blattschnittsgrenze der ÖK 153 erstrecken.

In der Gipfelregion Granatspitze – Stubacher Sonnblick – Hohe Füllegg beginnend läßt sich der Zentralgneis des Granatspitzkerns bis in den Bereich Enzingerboden – Rauchwiegen – Mosegger Grundalm verfolgen. Im Gelände oberhalb Dorfer Öd kann er als Zweiglimmer-Granitgneis mit weitgehend unversehrt granitischem Gefüge beschrieben werden. Ansonsten erscheint der Zentralgneis des Granatspitzkerns im Untersuchungsgebiet deutlich geschiefert bis grobgeflastert mit z.T. augenförmigen Feldspäten. Nahe dem Grenzbereich Granatspitzkern/Granatspitzhülle wurde die Neigung des Zentralgneises zur Absonderung von dm-mächtigen Platten parallel zur Schieferung beobachtet, die offensichtlich mit dem Grad und der Intensität der Durchbewegung zunimmt. Im Aufnahmebereich formt der Granatspitzkern eine nach N bzw. NE mit 35–40° unter die Granatspitzhülle (Basisamphibolit und Biotitporphyroblastenschiefergruppe) abtauchende Kuppel. Der unmittelbare Grenzbereich Zentralgneis/Basisamphibolit liegt meist unter Hangschutt bzw. Moränenbedeckung; nur lokal wie z.B. W Wiegenköpfe ist er aufgeschlossen. Hier ist die Grenzsituation jedoch zur Gänze tektonisch überprägt, sodaß die primären intrusiven Verbandverhältnisse, wie sie wenig weiter SSE in der Bocksperrklamm zu beobachten sind (CORNELIUS & CLAR, 1939), nicht mehr erkennbar sind.

Amphibolitschollen im Zentralgneis des Granatspitzkerns scheinen ebenfalls erwähnenswert zu sein. Diese waren in den Bereichen Enzingerboden – Tauernmoosbach, Teufelsmühle – Grüne Gangrinne, Sprengkogel SE, Grünsee N und NE sowie am Grat Kitzkarkogel – Hohe Füllegg zu beobachten.

Im Bereich Wiegenköpfe – Wurfbach überlagert der zum Basisamphibolit gehörende Stubacher Ultramafit den Granatspitzkern. Neben dem zumeist randlich vorkommenden Serpentin sind noch lagenweise abwechselnd Pyroxenit und Peridotit am Aufbau des Stubachtaler Ultramafitits beteiligt. In den hangenden Teilen werden die Ultramafite von Hornblenditen und gebänderten Amphiboliten abgelöst, wie sie z.B. im Gebiet 300 m S bzw. SSW Kraftwerk Schneiderau zu beobachten ist.

Im Wurfbachgraben und W Brücke 1197 wird der Basisamphibolit von der ebenfalls zur Granatspitzhülle gehörenden Biotitporphyroblastenschiefergruppe überlagert. Diese dunklen Biotitschiefer und Biotit-Plagioklas-Schiefergneise bestehend vorherrschend aus ehemalig pelitisch-psammischen Sedimentabkömmlingen mit meist hohem Graphitgehalt (z.T. sind noch Gradierungen erkennbar) und vulkanischen Zwischenlagerungen. Gegen das Hangende zu gehen die dunklen Biotit-Plagioklas-Schiefergneise in helle Chlorit-Biotit-Muskovit-Albit-Schiefer mit Einschaltungen von dunklen phyllitischen Granatglimmerschiefern über. Die gesamte Gesteinssequenz fällt mit 70° ENE.

Darüber folgen (im Graben 500 m E Kraftwerk Schneiderau prächtig aufgeschlossen) die schon zur Riffdecke gehörenden Metavulkanite der Habachformation, die aus feinkörnigen Vulkaniten und Hornblendeprasiniten, Biotitprasiniten und Biotit-Epidot-Albit-Gneisen bestehen. Letztere wurden als Tonalitgneise auf der „Glocknerkarte“ (CORNELIUS & CLAR, 1929–1932) ausgeschieden.

Am N-Rand des Kartenblattes im Gebiet zwischen Stubachtal und Rattensbachtal setzt sich der Falkenbachlappen aus Gesteinen der Habachformation und aus dem Altkristallin des Zwölferzuges zusammen. Die Habachformation wird im Bereich Bachhäuslalm – Flachbühel – Scheidegg im wesentlichen von karbonatfreien, dunklen Phylliten aufgebaut. In den dunklen Phylliten fanden sich zwei mächtigere Einschaltungen von Porphyrmaterialschiefern, die als ehemalige saure Tuffite interpretiert werden. 500 m S Kote 2007 konnte ein Graphitquarzitzug aufgefunden werden, der sich bis Scheidegg verfolgen ließ. Im Bereich Moser Hochalm – Kramesberger Hochalm treten auch zunehmend intermediäre Einschaltungen (Chlorit-Epidot-Schiefer) in den Habachphylliten auf. 250 m ESE Bacher Hochalm tauchen die altkristallinen Amphibolite und Hornblende-Plagioklas-Gneise des Zwölferzuges in Achsenrichtung zigarrenförmig mittelsteil nach E unter die Habach-Formation ab.

Blatt 156 Muhr

Bericht 1986 über geologische Aufnahmen auf Blatt 156 Muhr

Von HERMANN HÄUSLER (auswärtiger Mitarbeiter)

Die Aufnahmen wurden an den gegen das Zederhaustal abfallenden Südhängen der Hochfeindgruppe und im Talbereich zwischen Fell im Südosten und Gries im Nordwesten von Zederhaus durchgeführt. Diese Aufnahmen ergänzen jene von A. TOLLMANN in den Jahren 1959–1969 nördlich des Zederhaustales im Maßstab 1 : 10.000 aufgenommenen Karten der Hochfeindgruppe (Aufnahmeberichte A. TOLLMANN) und ermöglichen eine Parallelisierung mit der von Ch. EXNER (1983) im Maßstab 1 : 25.000 herausgegebenen geologischen Karte der Hafnergruppe, die im Norden bis zum Zederhaustal reicht.

Im folgenden wird auf die Seriengliederung und tektonische Abgrenzung innerhalb der peripheren Schieferhülle, von Liegend nach Hangend, im Sinne von Ch. EXNER (1983) bzw. auf die Zonengliederung von A. TOLLMANN (Aufnahmebericht 1968) sowie auf das Kluftsystem im Bereich des Zederhaustales eingegangen.

① Über den Permotrias-Schollen der Schrovinserie folgt in der tieferen der beiden nachtriadische Schichten-führenden Schuppen der penninischen Schieferhülle, der Marislwand-Schuppe (nach Ch. EXNER), eine Wechsellagerung von Grünschieferzügen mit Kalkschiefern. Die Serien der penninischen Schieferhülle fallen im bearbeiteten Gebiet generell mittelsteil, ca. 30–40° gegen Norden ein. Eine basale Grünschieferse-

rie läßt sich, vom Gosseneck (K. 1877) über Brettstein nach Osten streichend und in 1300 m Höhe den Feller Bach querend, bis in 1400 m Höhe verfolgen. Diesem wenige Dekameter-mächtigen Grünschieferzug ist ein bis mehrere Dekameter-mächtiger Kalkschieferzug zwischengelagert, der stellenweise auskeilt. In einem hangenden Niveau tritt über einer Karbonatschieferfolge, die gegen Osten in dunkle Schiefer übergeht, ein zweiter, mächtigerer Grünschieferhorizont auf, dem NW Kaspar lokal noch ein Kalkschiefer zwischengelagert ist. Dieser zwischen Znotterbach und Diepelbach linsenförmig anschwellende Grünschieferzug (Zone VI, A. TOLLMANN, 1968) löst sich, gegen Osten hin an Mächtigkeit abnehmend, in zahlreiche, geringmächtige Grünschieferzüge auf, die mit dunklen Schiefen wechsella-gern. Die von A. TOLLMANN kartierte, gegen Osten hin rasch auskeilende Grünschieferlinse 100 m SE Meßner dürfte das Ende des schmalen Grünschieferzuges sein, der westlich der Kleinberg-Alm (Karte Ch. EXNER) auftritt. Das kleine, ebenfalls in dunkle Tonschiefer auskeilende Vorkommen 500 m SE Meßner ist der Ausläufer jenes Grünschieferzuges, der entlang des Karthäuserbaches aufgeschlossen ist.

② Im Hangenden der Marislwand-Schuppe streicht von Westen her der durch tektonische Komplikation bis 800 m-mächtige Grünschieferzug der Zederhaus Schuppe (Ch. EXNER, 1983, S. 64) bis zum Zederhaustal und endet hier. An der Autobahntrasse SE Unterführung Zederhaus dominiert ein NNE-SSW-streichendes Kluftsystem (120/45). In der streichenden Fortsetzung dieses Grünschieferzuges tritt östlich des Tales nur mehr eine mächtige, eintönige Serie aus dunklen Tonschiefen auf.

③ Bemerkungen zum Kluftsystem: In seinen beiden jüngst erschienenen Arbeiten über eine dextrale Blattverschiebung im Zederhaustal stellt W. VOGGENREITER (1986a, b) die Hypothese auf, daß wegen stratigraphisch-fazieller und struktureller Gemeinsamkeiten der Riedingtaler Weißbeck-Scholle und des südöstlichen Hochfeind-Unterostalpins diese beiden Bereiche im Jura in enger Nachbarschaft gelegen hätten und entlang der heute noch im Satellitenbild erkennbaren Störungszone des Zederhaustales, durch eine Rechtsseitenverschiebung um etwa 10 km in ihre heutige Position gelangt seien. Dazu lassen sich folgende Bemerkungen anführen:

- a) Die Schichtfolge der unterostalpinen Schollen von Rieding-Spitze und Riedingtaler Weißbeck weisen keine faziellen Besonderheiten auf, die nur eine Einbindung im Südosten der Hochfeindgruppe, etwa im Gebiet Lackenspitze-Gruberachspitze erfordern oder eine Nachbarschaft mit dem unterostalpinen Bereich Hochfeind – Zwillingwand ausschließen würden.
- b) Lokal ähnliche Strukturen (Weißbeck im NW, Weißeneck im SE) belegen nur die regional einheitliche Deformationsabfolge. Die von W. VOGGENREITER (1986, S. 143) angeführte „... wesentliche Forderung der oben geäußerten Hypothese ist eine Blattverschiebung innerhalb der penninischen Schieferhülle, ...“. Als einziger Hinweis für die auf diesen „Fakten“ aufbauende, rechnerische Ableitung des dextralen Lateralversatzes wird das Vorhandensein eines Lineamentes im Satellitenbild (Arbeit A. TOLLMANN, 1977, Taf. 1) angeführt. Nun wurde aber bereits in den Aufnahmeberichten von A. TOLLMANN (1968, S. A68) klar dokumentiert, daß die einzelnen Zonen der pen-

ninischen Schieferhülle in Ost-West-Richtung quer über das Zederhaustal streichen (Prasinitzüge der Zone VI bei A. TOLLMANN, 1968 = Grünschieferzüge der Marislwandschuppe bei Ch. EXNER, 1983). Diese Tatsache widerspricht aber einer 10 km langen Seitenverschiebung, da nicht nur penninische Bündnerschiefer im allgemeinen, sondern ganz spezifische Abfolgen von Kalkschiefern mit Grünschieferzügen, noch dazu in einer einzigen tektonischen Schuppe auftretend, unversetzt das Zederhaustal queren.

- c) Eine Auswertung der im Gelände gemessenen Klüfte im Bereich zwischen Fell und Zederhaus läßt erkennen, daß bei einer untergeordnet auftretenden NW-SE-Richtung (etwa parallel zum Zederhaustal) die Streichrichtung NNE-SSW dominiert, was in diesem Bereich gut mit der Streichrichtung der Gräben, wie z. B. Znotter-Bach, Diepal-Bach und Feller-Bach übereinstimmt. Wo auf Harnischflächen Lineationen erkennbar sind, überwiegen z. B. an den 70-85° steil NW-fallenden Störungsflächen nahezu vertikale Strömungen, während horizontale Strömungen selten sind.

Blatt 157 Tamsweg

Bericht 1986 über geologische Aufnahmen auf Blatt 157 Tamsweg

Von CHRISTOF EXNER (auswärtiger Mitarbeiter)

Es wurden das Nockgebiet zwischen Teuerlnock und Schereck, das Katschberggebiet vom Katschberg bis Stranach, die oberen orographisch linken Hänge des Taurachtales zwischen Tweng und Kartennordrand, das rückwärtige Weißpriachtal zwischen Karnereck und Ulnhütte kartiert. Mit der geologischen Aufnahme der S-Grenze der Schladminger Gneise beiderseits des Ligintales wurde begonnen.

Die Basis des Kristallins des Nockgebietes besteht aus phyllitischem Granatglimmerschiefer, der Lagen von Quarzit, Paragneis und Amphibolit enthält (Teuerlnock und Aineck-N-Hang). Die Grenze zum überlagernden gesunden Granatglimmerschiefer verläuft von Brücke 1122 (Lieser) nach Laußnitz, Sampel und Laußnitzer Almwiesen. Dieser enthält Staurolith (neuer Güterweg, 1 km SSW Ebenwaldhütte), Pseudomorphosen nach Staurolith (ebenda sowie Atzensberger Alm und Turnhöhe), Lagen von Amphibolit, Paragneis, Quarzit, Paragneis mit Albitknoten (Atzensberg, Kramerbichl), grobkörnigen Paragneis mit cm-großen Oligoklasaugen (Peintleralm), geringmächtigen Mikroklingneis (Atzensberg, Turnhöhe, Schereck) und einen 8 m mächtigen Lagergang von mittelkörnigem Metagranodiorit (SH 1625 m, anstehend im Bachbett, 900 m E Atzensberg). Die s-Flächen streichen vorwiegend NE bis ENE. Die Lineationen (Faltenachsen) sind teils nach NE und teils nach SE geneigt.

Durch die im Berichtsjahr vorgenommenen geologischen Aufnahmen in der Katschbergzone, bei Tweng und im Weißpriachtal ist die Kartierung und die petrographische Bearbeitung des Kristallins der Radstädter Tauern und der basalen Gneise der Schladminger Tauern zu einem gewissen Abschluß gelangt. In Ergänzung zu den zuletzt hier gewonnenen Untersuchungsergebnissen von TOLLMANN (Aufnahmeberichte

ab 1960) und meinen eigenen (Aufnahmeberichte ab 1981) gliedert sich das Kristallin in folgende tektonische Lamellen von unten nach oben:

- 1) Speiereck-Kristallin
Basement des Mesozoikums der Speiereckschuppe.
Aufschluß: Trogalmkar – P. 2121 – Scharte zwischen Speiereck und Kleinem Lanschütz.
- 2) Großeck-Kristallin
(bisher von mir „Troger Kristallin“ genannt)
Basement des Mesozoikums der Weißeneckdecke.
Stellenweise verkehrte, stellenweise aufrechte Schichtfolge. Über dem Taurachtal zwischen Mauterndorf und Holzeralm als Tauchstirne ausgebildet.
Aufschluß: Tschaneck – N Litzldorf – Bergstation des Speiereckklüfies – Trogbach – Großeck – „Trainingwald“ bei Mauterndorf – Weißewand – Kastemüller – Untere Holzeralm.
- 3) Twenger Kristallin im engeren Sinne
Basement des Mesozoikums der Lantschfelddecke in aufrechter Schichtfolge. Aufschluß: Begöriach – Stampfl bei Mauterndorf – E Fuß des Taurachtales bei Purn – W Fuß des Taurachtales von Lagler bis S Ambroschütte – Fortsetzung auf Kartenblatt Muhr.
- 4) Veitl-Kristallin
Basement des Mesozoikums der Pleißingdecke mit aufrechter Schichtfolge. Aufschluß: Veitl – E Mahldwald – NE Vorderwinkel – E Fuß des Taurachtales zwischen Stoffen und „Ahornlahn“ SE Tennfall.
- 5) Moserkopf-Kristallin
Dünne Gneisspäne im altpaläozoischen Phyllit. Aufschluß: St. Peter Wald bei Rennweg – E Lärchkogel des Katschberges – Moserkopf.
- 6) Weißpriach-Kristallin
Basement des Permomesozoikums der Basalerie der Kalkspitzen. Aufschluß: St. Rupert – Gurpitscheck – Karnereck – Steinkareck – Ulnhütte – Fortsetzung auf Blatt Schladming.

Die permischen Schiefer wurden im Berichtsjahr als zusammenhängender Zug von der W-Flanke des Gurpitschecks bis NNW Ernsthütte kartiert. Sie erreichen E und NE Twenger Almkopf 100 m Mächtigkeit und hier die prächtigste Ausbildung der Geröllschiefer.

Der darüber lagernde altpaläozoische Fanningphyllit (Älterer Name: „Quarzphyllit“) nimmt von 500 auf 200 m Mächtigkeit bei der Ernsthütte ab. NW Gurpitscheck überschreitet er auf 1,5 km streichender Länge den wasserscheidenden Kamm und bildet im Einzugsbereich des Weißpriachtales das Halbfenster der Schönalm unter dem Gneis der Weißpriachlamelle. Wiederum enthält er (siehe vorjähriger Bericht) sehr zahlreiche Lagen von pyritführendem Schwarzschiefer mit alten Bergbauresten: Erzführendes Quarzlager im Schwarzschiefer der Tauernhöhe-SSE-Flanke zwischen SH 2210 und 2230 m mit 9 Stollenmundlöchern und Pingen. Die gut aufgeschlossenen, boudinierten Eisendolomitzüge mit Conodonten (SCHÖNLAUB et al., 1976) im Fanningphyllit sind stellenweise mit Serpentin, Talk-, Breunnerit- und Fuchsitschiefer assoziiert. Verdächtig grobkörniger Dolomit (bis 14 mm Korndurchmesser) führt jedoch keinen Magnesit (röntgenographische Phasenanalyse, dankenswerter Weise von Herrn Dozent A. BERAN durchgeführt). Die Eisendolomitzüge gliedern sich in einen unteren (Gebiet: Kernsee – N Hofbauerhütte – ESE Twenger Almkopf) und einen oberen Zug (hinteres Kernseekar – Gurpitscheck NW Kamm – Scharte ESE Gollitschspitze).

Die Grenzfläche vom Fanningphyllit zum auflagernden diaphthoritischen Paragneis der Weißpriachlamelle ist unscharf entwickelt. Feldgeologisch läßt sie sich etwa innerhalb eines Bereiches von 20 Höhenmetern nach folgenden Kriterien beobachten: Dem Weißpriach-Paragneis fehlt Schwarzschiefer. Im Gegensatz zum Fanningphyllit treten im Paragneis der Weißpriachlamelle Lagen von Amphibolit, Bänder-, leukokrater Biotitgneis und Aplitgneis auf. Lokal sind im Grenzbereich schwarze Ultramytonite und tektonische Verschuppung vorhanden.

Die Trias im Hangenden der Weißpriachlamelle (Sedimentkeil der Kalkspitzen) zeigt auf Blatt Tamsweg sekundäre tektonische Gleitflächen an der ursprünglich sedimentären Transgressionsfläche über dem Gneis dieser Lamelle. Der anisische Kalk liegt mit Gneisphyllonit diskordant auf Paragneis und Amphibolit (E Tiefenbachsee und Güterweg E Schönalmbach). Der dazwischen fehlende Lantschfeldquarzit ist im SE 80 m mächtig angeschopt und baut die Felswände bis zum linken Ufer des Rupaninbaches bei der Unteren Abrahamhütte auf. Am orographisch linken Hang des Weißpriachtales erweist sich die Kalkspitzensynklinale im Sedimentkeil W Oberer Niederrainhütte modellförmig entwickelt und zwar folgen von unten nach oben: Aplitgneis (Weißpriachlamelle), Aniskalk, Wettersteindolomit, Aniskalk, Rauhwacke und darüber die verkehrte tektonische Schuppe von permischem Geröllschiefer und höheren Schladminger Gneisen.

Der S-Teil dieser höheren Schladminger Gneise am Rande zum Lungauer Becken zwischen Weißpriach- und Göriachtal ist zu großräumigen Walzen im km-Bereich deformiert. Sie gehorchen einer flach SE bis ESE geneigten Faltenachse. Die Hundsteinwalze besteht E Hinterweißpriach aus mittelsteil NE fallenden Para-, Bändergneisen, Amphiboliten, grobkörnigem Augengranitgneis (NW Schlickenhütte) und Aplitgneis. Das Dach der Walze wird von Granatglimmerschiefer (mit Pseudomorphosen nach Staurolith) gebildet. Er zieht vom Kreuz in SH 1840 m (E Hammerbach) bis in die Tiefe des Lignitztales bei der Vorderen Praschalm. Darüber folgt die Gensgitschwalze mit mittelsteil bis steil NE fallendem Para-, Bändergneis und Amphibolit. Ihre Walzstruktur mit tautozonaren s-Flächen um flach ESE geneigte Faltenachse ist vorzüglich in den Felswänden des Kares der Gensgitsch-SSE-Flanke aufgeschlossen. In diese Struktur sind Granatglimmerschiefer einbezogen, die auch hier wiederum das Dach dieser Walze bilden und SW-fallend den weithin sichtbaren Isoklinalhang der Gensgitschalm aufbauen. In Form isolierter Felspartien unter der Moräne des Lungauer Beckens ragen phyllitischer Granatglimmerschiefer und Amphibolit punktförmig zwischen Weißpriach- und Lignitztal hervor (Lokalitäten: Binder und Sonndörfel).

Längs des N-S-verlaufenden Kammes zwischen den beiden soeben genannten Tälern reicht die zusammenhängende Grundmoräne der Hauptvereisung von der Schlickenhütte bis nach Bruckdorf. Die aus Gneisen und Amphiboliten der Schladminger Tauern bestehenden glazialen Geschiebe erreichen 2 m Durchmesser. Der wahrscheinlich Gschnitz-stadiale Weißpriachgletscher bildete seinen äußeren Endmoränenwall bei Bruckdorf und den inneren S Bruggarn. Im Nockgebiet wurden in der Hochregion die extrem geschiebearmen (neue Güterwegaufschlüsse) Grundmoränen mit eventuell tertiären Verwitterungsresten (bunte Tone) eigens als „Nockfläche“ kartiert. Im Gebiet NE Kramerbühel

bis N Bonnerhütte wurden die bekannten Vorkommen der Erratica des oberkarbonen Quarzkonglomerates eingetragen. Bemerkenswert sind ferner die 4-stufige Kartrepe des Rupanintales, der Gneis-Bergsturz mit Verarbeitung zu Daun-Endmoräne um den Unteren Schönalmsee und die Schlucklöcher und Karstquellen im Aniskalk SE Tiefenbachsee und auf der Twenger Alm.

Exkursionsmäßig beprobte ich den stratigraphisch problematischen Karbonatgesteinszug des Lerchecks N Tamsweg (ZEZULA, 1976). Es handelt sich um einen NW streichenden, 40° NE-fallenden bis saigeren, 100 m mächtigen, grauen bis farblosen Dolomit, dem im N und S jeweils 20 m mächtiger kristalliner Kalk bis Kalkmarmor anlagern. Das Ganze steckt in größtenteils moränenbedecktem, mittelsteil bis steil NE fallendem Granatglimmerschiefer. Die Struktur der Karbonatgesteinscholle dürfte eine nach unten auskeilende Syncline darstellen.

Es wurden 10 Gesteinsproben vom Lercheck ausgewählt und dem Laboratorium der Geologischen Bundesanstalt übergeben und zwar: Dunkel- und hellgrauer und farbloser feinkörniger reiner und schwach kalkiger Dolomit, ferner mittelkörniger Eisendolomit, Rauhwacke sowie rosa und farbloser Kalkmarmor. Die Untersuchung auf Conodonten wurde dankenswerter Weise unter der Leitung von Herrn Kollegen Dr. J. PISTOTNIK durchgeführt. Sie erbrachte für sämtliche Proben ein negatives Ergebnis.

Blatt 163 Voitsberg

Bericht 1986 über geologische Aufnahmen auf Blatt 163 Voitsberg

Von FRITZ EBNER (auswärtiger Mitarbeiter)

Ziel der Begehungen im Bereich N und NW von Rein (Mühlbachergraben – Mühlbacherkogel – Kaschlsteig) war es, die hier mächtig ausgebildete Dolomit-Sandstein-Folge des Grazer Paläozoikums entsprechend der von FENNINGER & HOLZER (1978, Mitt. österr. Geol. Ges., 69) erkannten Faziestypen auch kartenmäßig lithologisch zu untergliedern.

Im Liegenden der in Bezug auf Mächtigkeit wie auch Fläche dominierenden Dolomite finden sich Dolomitsandsteine (= Barriersande sensu FENNINGER & HOLZER, 1978) und im Bereich des Treffenkogels Wechselfolgen von Dolomitmergeln, -schiefern und Dolomiten, die von den genannten Autoren als Ablagerungen einer Gezeitenebene interpretiert werden. Letztere Gesteinsabfolge wird am E-Abhang des Treffenkogels zum Mühlbachgraben im S und E durch eine Störung begrenzt, während sie nach Norden mit 15–25° Einfallen die Dolomite unterlagert.

Die Dolomitsandsteine treten im Profil des Kaschlsteiges in zwei Zügen auf:

- 1) Ehemaliges Wirtshaus Hörgaspauli (SH 568 m) – SH 630 m
- 2) Im Bereich der Verebnung des Kaschlsteiges auf SH 650 m (Hangendgrenze zum Dolomit bildet eine ENE-WSW-Störung).

Beide Sandsteinzüge können bis in den Hörgasgraben verfolgt werden, an dessen SW-Flanke sie störungsbedingt in unterschiedlicher Höhenlage zwischen SH 600 und 760 m von Dolomiten überlagert werden.

An der Ostgrenze zum Tertiärbecken von Rein liegen über dem Niveau des Beckens dem Paläozoikum unterschiedlichste Tertiär- (Unterbaden-) Bildungen auf.

- Am Höhenrücken zwischen dem Lerch- und Mühlbachgraben greifen vom Reiner-Becken Eggenberger Brekzien, die speziell in ihren liegendsten und westlichsten Anteilen stark von Roterden durchsetzt sind, noch ca. 1,4 km nach Westen in die Dolomite ein.
- Bei der Einmündung des Hörgasgraben reichen von Roterde durchsetzte Schuttmassen (Rotschutt) im Bereich des Gehöftes Binder bis auf eine SH von 620 m.
- Knapp südlich des Lenzbauer (NW der Einmündung des Hörgasgraben) befinden sich am Kammrücken auf SH 520–550 m über Dolomitsandsteinen Onkoid-führende Süßwasserkalke, die an einer Stelle an ihrer Basis einen Horizont von nicht verfestigten Onkoiden (Durchmesser bis zu einigen cm) führen.
- Die Verebnung um das ehemalige WH Hörgaspauli (SH 568 m) wird von einer tertiären Verebnungsfläche mit Roterdebedeckung eingenommen.

Blatt 164 Graz

Bericht 1986 über geologische Aufnahmen auf den Blättern 164 Graz und 190 Leibnitz

Von FRANZ RIEPLER (auswärtiger Mitarbeiter)

Im Berichtsjahr wurde mit der Kartierung des Thaler Beckens (ÖK 164) und des Bereiches um Tobelbad (ÖK 190) fortgesetzt. Die Schichtfolge beginnt im Thaler Becken mit dünnplattigen, horizontalgeschichteten blaugrauen z. T. gelbbraunen tonigen Silten. Sie sind vor allem im NE des Untersuchungsgebietes weit verbreitet und erreichen dort eine Mächtigkeit von etwa 40 m. Bei Winkeln konnte im Hangenden dieser feinklastischen Entwicklung durch Mikrofossilien ein untersarmatisches Alter nachgewiesen werden.

Im Grenzbereich zu der überlagernden vorwiegend sandigen Abfolge treten an mehreren Stellen (Eben, Waldsdorf, Kreuzwirt, S-Winkeln) Einschaltungen von max. 2 m mächtigen Kalkbänken auf. SW vom Kreuzwirt treten in der selben Position gelbgraue Kalkbrekzien auf, die mit *E. flexuosum grilli* PAPP, *E. aculeatum* (ORBIGNY) und *E. josephinum* (ORBIGNY) einem untersarmatischen Alter entsprechen. Hiermit ist ein erster fossilbelegter Hinweis auf das Alter der aus der Literatur bekannten Süßwasserkalkbrekzie gegeben, wobei an dieser Stelle eine Umbenennung in Brackwasserkalkbrekzie vorgeschlagen wird. Weitere Brekzienvorkommen finden sich am Grundgebirgsrand NW Wendleiten, N Waldsdorf, bei Oberbichl und im Reckerbachgraben. Im Reckerbachgraben verzahnt sich die Brackwasserkalkbrekzie mit der Eggenbergerbrekzie. Letztere hat hier ihre größte Verbreitung. Kleinere Vorkommen dieser Brekzie mit rotem Bindemittel gibt es NE und N vom Kreuzwirt, bei Winkeln und NE der Ortschaft Steinberg.

Im Beckeninneren (Kogler-Wald, Stocker-Wald, Unterbichl) ist der Grenzbereich zwischen der liegenden feinklastischen Abfolge zu der hangenden vorwiegend sandigen Entwicklung durch einen ausgeprägten Quellhorizont und zahlreiche Rutschungen gekennzeichnet.

Generell ist auffallend, daß im gesamten Thaler Becken mit Ausnahme eines geringmächtigen Kieshorizontes N des Harterschlosses grobklastische Sedimente fehlen.

Einen weiteren Schwerpunkt der Arbeit bildete die geologische Aufnahme von der Großbaustelle, die im Zuge von Neubauten der Rehabilitationsanstalt Tobelbad (ÖK 190) entstand. Neben den schon bekannten Paläozoikumsaufschlüssen (Morree Schlößl, Kirche Tobelbad) konnten dadurch neue Vorkommen W der Bundesstraße festgestellt werden. Es handelt sich dabei um dm-gebankte bis massige graublaue crinoidenführende Kalke bzw. um geflaserte, häufig geschieferte rotviolette, bräunliche bis gelbliche Kalke. Nach der Conodontenfauna entsprechen die crinoidenführenden Kalke einem Alter von oberem Mitteldevon und sind somit den basalen Anteilen der Steinbergkalke zuzuordnen. Die mindestens 20 m mächtige Abfolge fällt mit ca. 30° nach SW bzw. W ein.

Die überlagernden tertiären Schichten kann man im Baustellenbereich aufgrund der Lagerung und der Lithologie in einen N- und S-Abschnitt gliedern. Eine Störung markiert im N den Kontakt zwischen Paläozoikum und Tertiär. Das Tertiär beginnt mit einem ca. 2 m mächtigen, intensiv tektonisch beanspruchten Bereich von hpts. blaugrauen Silten, mit Einschaltungen von bis zu 30 cm großen, gut gerundeten Paläozoikumsgeröllen. Darüber folgt eine etwa 15 m mächtige Sequenz von graubraunen, gelbbraunen bis graublauen Silten mit bis zu 2 m mächtigen Einschaltungen von rotbraunen Kalksandsteinen. Auch der tertiäre Schichtkomplex fällt mit ca. 30° nach SW bzw. W hin ein.

Im S-Bereich der Baustelle liegt eine ca. 40 m mächtige Abfolge tertiärer Sedimente vor, wobei 20 m der basalen Anteile durch Bohrungen erschlossen wurden. Im wesentlichen wurde eine Sequenz vorwiegend blaugrauer Silte und Sande mit dazwischengelagerten bis zu 2 m mächtigen Süßwasserkalklagen durchteuft. Der obertags aufgeschlossene Bereich beginnt im Liegenden mit ca. 10 m mächtigen blaugrauen bis graubraunen fossilreichen tonigen Silten.

Die darin vorkommenden Gastropoden und Ostrakoden entsprechen einer reinen Süßwasserfauna, über die stratigraphische Einstufung können noch keine konkreten Aussagen gemacht werden.

Darüber folgen ca. 5 m mächtige rotviolette bis weiße Süßwasserkalke. Sie werden von einer 9 m mächtigen Abfolge von tektonisch stark beanspruchten blaugrauen Silten und Feinsanden mit mehreren 50 cm mächtigen Süßwasserkalkeinschaltungen überlagert. Das Hangende bilden 5 m mächtige, olivgraue bis braungraue Sande. Die gesamte Schichtfolge fällt mit 10°–20° nach N bzw. NE ein.

Der Grenzbereich zu den hangenden Eckwirtschottern liegt außerhalb der Baustelle. N von Tobelbad bei Badleiten schließt eine feinklastische Entwicklung von blaugrauen Silten und graubraunen Sanden an, die eine Mächtigkeit von 20 m erreicht und einen ausgeprägten Quellhorizont darstellt. Der übrige Teil besteht aus den südlichsten Ausläufern der grobklastischen Eckwirtschotter.

Blatt 167 Güssing

Bericht 1986 über geologische Aufnahmen im Tertiär und Quartär auf Blatt 167 Güssing

Von PAUL HERRMANN

An den Hügelkuppen östlich des Stremtales finden sich zwischen Litzelsdorf und Stegersbach Schotterreste, die dem Niveau III B nach J. PAINTNER (1927) zuzurechnen sind. Bei Begehungen zur Abgrenzung dieser Vorkommen wurde auf dem Weg Litzelsdorf – Unterbergen ein neuer stratigraphischer Fixpunkt entdeckt. In einem Anriß am Weg fand sich über gelbem, lockerem Sand eine Lage von grünlichem Schluff, in der ein cm-dünner Molluskensplitterhorizont aufgeschlossen war. Eine Schlämprobe daraus lieferte Ostracoden des höheren Pannon.

Weitere Begehungen wurden im Pont in der Gegend von Neustift/Güssing durchgeführt. Die wenigen Aufschlüsse bestätigten den überwiegend schluffigen Charakter dieser Sedimente. Die Schlämproben waren erwartungsgemäß fossilleer. Ebenfalls ergebnislos blieben Proben, die im Bereich SW Bocksdorf zur Klärung der stratigraphischen Stellung der dortigen, ebenfalls ganz überwiegend schluffigen Sedimente genommen wurden.

Blatt 170 Galtür

Bericht 1986 über geologische Aufnahmen auf Blatt 170 Galtür

Von GERHARD FUCHS

Mit der Kartierung des obersten Rosannatales und Muttenjoch-Gebietes wurde die Geländearbeit im Kristallin des Kartenblattes abgeschlossen.

Die Amphibolite des Adamsberges ziehen über P 2641, die Südflanke des Grieskopfes und der Fädnerspitze gegen W zum Zeinisjoch weiter. Sie werden von dem Granat-Staurolithglimmerschieferzug überlagert, welcher von der Muttenalpe über den Grieskopf und die Fädnerspitze nach Wang fortsetzt. Quarzlinen führen häufig grobkörnige Gemenge von Andalusit. Im Hangenden werden diese Glimmerschiefer zunehmend von Amphibolitbänken durchsetzt, sodaß eine klare Grenzziehung gegen die überlagernden Amphibolite nicht möglich ist (S von Gaissspitze und N Fädnerspitze). Über diesen folgt ein mächtiger Zug von verhältnismäßig lichtem, mittelkörnigem Biotit-Hornblendegranitgneis. Der sehr homogene Gneis führt vereinzelt linsenförmige Fische von Amphibolit. Das Gestein baut auf die Gaissspitze, das zentrale Ferwall-Kar und den Bereich zwischen der Scharte 2673 und der Fädnerspitze. W des Karsees (P 2572) ist eine Scholle des Biotit-Hornblendegranitgneis abgeschert und ruht schlüsselförmig diskordant auf den gegen NNW mittelsteil einfallenden Bänken desselben Gesteins. Auffällig ist die starke Kataklase in diesem Bereich.

Der mittelkörnige, lichte Zweiglimmergranitgneis der Hohen Köpfe zieht über das Muttenjoch zur Scharte 2673, die Verwallalpe und zur Alpe Verbella

weiter. Das scharfkantig, stückig brechende Gestein fällt in der Landschaft durch seine lichte Farbe sowie überraschend weiche Schutthänge auf (z. B. vom Muttenjoch).

Im Hangenden folgt ein stark durchbewegter Komplex von Granatglimmerschiefer und Amphibolit. Diese Gesteine wechseln bankig mit stark schwankendem Mengenverhältnis, was in der Karte nur durch eine gemeinsame Signatur ausgedrückt werden kann. Die bänderig-bankige, z. T. recht grobkörnige Wechselfolge von Amphibolit, Granatamphibolit, Granat-Hornblende-gneis, Granatglimmerschiefer und häufigen Epidot-schnüren markiert meiner Meinung nach einen unter den Bedingungen amphibolitfazieller Metamorphose aktiv gewesenen Bewegungshorizont.

An der Grenze zwischen der genannten Serie und den im Hangenden folgenden einheitlichen Amphiboliten ist häufig ein Lagergang (4–8 m) von mittelkörnigem Granitgneis zu beobachten, der im Typ dem der Hohen Köpfe entspricht.

Die regionale Streichrichtung ist in dem beschriebenen Gebiet, wie schon der Verlauf der Gesteinszüge zeigt, E–W. Das Einfallen ist mittelsteil, seltener steil gegen N gerichtet mit Schwankungen im Bereich NNW bis NNE. Die tektonischen Achsen und Lineationen tauchen mittelsteil gegen W bis WNW ein.

Die schüsselförmige Abscherung W von P 2572 ist wegen der damit verbundenen Diaphthorese und Kataklase als jüngeres Ereignis zu betrachten. Eben solche Erscheinungen sind im Zusammenhang mit steilen, bruchartigen Störungen zu beobachten. Ein E–W streichendes Bündel von Verwerfern übersetzt das Muttenjoch. Auch in der orographisch linken Flanke des Rossannatales wurden einige E–W streichende Brüche festgestellt (z. B. NW von P 2357).

Blatt 179 Lienz

Bericht 1986 über geologische Aufnahmen auf den Blättern 179 Lienz, 180 Winklern, 196 Obertilliach und 199 Hermagor

Von ADOLF WARCH (auswärtiger Mitarbeiter)

Blatt 179 Lienz

Der Nachweis von geologisch jüngstem (10 bis 3 Ma bzw. rezent) N-Schub in den Karawanken, also im E-Teil des Drauzuges, aufgrund von Strukturanalysen durch W. SEIFERT (1984) und die Nichtbeachtung dieser Erscheinung von den bisherigen geologischen Bearbeitern im westlichen Drauzug, also in den Gailtaler Alpen und Lienz Dolomiten, veranlaßten mich zum nachfolgenden Bericht.

Im westlichen Drauzug, und da besonders innerhalb der Lienz Dolomiten, waren offenbar die Voraussetzungen für den N-Schub entscheidend günstiger als im östlichen Drauzug, denn er ist hier in Form von Störungslinien, die mehr oder weniger normal zu den N-fallenden Schichten verlaufen, oft sogar weithin deutlich mit freiem Auge im Gelände erkennbar, also ohne die mühsame Kleinarbeit der Gefügeanalyse. Besonders ergiebig für derartige Beobachtungen erwiesen sich die Flanken des Kerschbaumer Tales auf der Strecke zwischen den Punkten 1332 und 1810 sowie bei dessen

Fortsetzung mit dem Anstieg zur Weittalspitze (2539) in den Lienz Dolomiten (Fotomaterial zu deren Veranschaulichung liegt vor).

Die Störungslinien können sich im genannten Gebiet mit überwiegend gebanktem Hauptdolomit so sehr häufig und ausgeprägt sein, daß sie stellenweise, besonders bei Anblick aus größerer Entfernung, eine Bankung vortäuschen können. Ein derartiges Bild gewinnt man eben beim Anstieg zur Weittalspitze und am Gipfel selbst mit Blickrichtung nach NNE zur großen Gamsalm spitze (2485), Bloßkofel (2408) und Rauchbichl (2180). Diese Störungen durchsetzen die genannten Höhen in ihrer ganzen Breite, sodaß sie auch auf ihrer E-Seite, beispielsweise von der Laserzwand (2614) oder vom Roten Turm (2702) aus, besonders gut zu sehen sind.

An anderen Stellen, wie auf der N-Seite der Lienz Dolomiten und Gailtaler Alpen, ist aber die Feststellung der normal zu den mehr oder weniger steil N-fallenden überwiegend Hauptdolomitwänden weitgehend vom Beobachtungsort und häufig auch vom Zeitpunkt der Betrachtung abhängig. So kann man beispielsweise die genannten Störungen auf der N-Seite des Spitzkofels (2718) mit seinen vorgelagerten Höhen (Oberwalder Turm, Bischofsmütze, Schulter) überzeugend nur vom oberen Pustertal und noch besser vom westlichen Teil der Pustertaler Höhenstraße aus bei sinkender Sonne sehen. Unter solchen Umständen werden nämlich die nach S fallenden Störungslinien erst so richtig angeleuchtet und die häufig durch die Störungen mehr oder weniger stark ausgebildeten Stufen an den N-Hängen erst durch die seitliche Betrachtung wahrnehmbar. Die Stufen bilden sich aber dadurch, daß der unmittelbar über den ausstreichenden Störungslinien hangende Gesteinsanteil etwas mehr abwittert als der liegende. Dieser Umstand führt auch dazu, daß im Frühjahr während der Schneeschmelze auf den Stufen der Schnee infolge Anhäufung länger erhalten bleibt, sodaß die Störungen auf diese Weise für das Auge besonders deutlich hervortreten und das nicht nur bei seitlicher sondern vor allem bei direkter Ansicht.

Daß diese Störungen nicht nur bei den hoch aufragenden Massiven der Lienz Dolomiten auftreten, kann als Beispiel der Guck (1773) als östlicher Ausläufer dieser Gebirgskette dienen. An ihm ist bequem vom Gailbergsattel (981) und seiner unmittelbaren N-Seite aus eine ausgeprägte Störung, und wegen der geringen Entfernung, auch gut zu sehen.

Schließlich liefert in den westlichen Gailtaler Alpen der tektonische Vergleich der beiden benachbarten Höhen Jauken (2276) und Reißkofel (2371) den Beweis dafür, daß die S-fallenden Störungslinien im westlichen Drauzug tatsächlich als Auswirkungen eines jungen N-schubes zu deuten sind. Der Reißkofel weist nämlich mit seiner steil N-fallenden Wettersteinserie zwar noch die gleichen Verhältnisse auf, wie sie oben für die Lienz Dolomiten geschildert wurden, aber am Jauken findet man genau das tektonische Gegenteil vor. Hier hatte schon die alpidische Orogenese für verhältnismäßig mächtigen S-fallenden Wettersteinkalk im Gipfelbereich gesorgt, sodaß die späteren tektonischen Kräfte aus dem S nur mehr zu Ausgleichbewegungen entlang den Schichtfugen führten, also keine sichtbaren tektonischen Spuren zurücklassen konnten. Nur möglichst normal auf Schichten bzw. Bänke wirkende Kräfte können nämlich einen Gesteinsstapel durchtrennen, denn je mehr der Druck von der Normalen abweicht, umso

geringer wird die Scherwirkung, natürlich kompetentes Gestein vorausgesetzt.

Blatt 180 Winklern

H. BECK fand 1935 bei geologischen Aufnahmen in der Kreuzeckgruppe E vom Iselsberg in Osttirol im Frühaugraben der Spezialkarte 1 : 50.000 (von BECK Gödnachgraben genannt) in der Höhe um 950 m „grünliche, rötliche und graue Schiefer und Sandsteine, helle und graue Kalke“ und bezeichnete diese Serie jungpaläozoisch. W. J. SCHMIDT verglich 1950 diese Schiefer und Sandsteine mit den „obersten Grödener bzw. untersten Werfener Schichten der Lienzer Dolomiten“. R. SCHWINNER griff 1951 wieder zurück auf die von H. BECK vertretene jungpaläozoische Alterseinstufung der „eingefalteten graugrünen (Porphyroid?) Schiefer, hellgrauen nicht metamorphen Kalke, im SW auch bunten Konglomerate und Sandsteine, was an die Vorkommen am Tristacher See erinnert“. A. TOLLMANN fand 1960 Quarzporphyre im Konglomerat, das er mit den Sandsteinen den Grödener Schichten zuordnete. Darüberhinaus führte er noch „über den permischen quarzporphyrreichen Grödener Schichten schwarze, gipsreiche, dünn-schichtige Bellerophondolomite des Oberperm“ an. Ch. EXNER konnte allerdings bei seiner Profilaufnahme 1962 diesen Horizont nicht wiederfinden, was auch mir nicht gelang. Immerhin wurde aber das bisher als Kalk bezeichnete Karbonat nun als Dolomit erkannt. Weswegen A. TOLLMANN hier die südalpinen Bellerophondolomite vermutete, obwohl gerade er durch die Auffindung der Quarzporphyrgerölle die lithologische Übereinstimmung mit den Grödener Schichten der im S gegenüberliegenden nordalpinen Lienzer Dolomiten herstellte, blieb ungeklärt. Ließ er sich etwa durch die stratigraphische Fehldeutung des „mehr oder weniger gipsreichen oberpermischen Kalkniveaus“ von R. W. v. BEMMELEN (1957: 183) an drei Stellen der westlichen Gailtaler Alpen verleiten, obwohl schon längst vorher G. GEYER (1901: 55) dieses von v. BEMMELEN vermutete stratigraphische Übergreifen der südalpinen Permtrias auf den nordalpinen Raum in diesem Gebiet ausgeschlossen hat. Der gipsführende Horizont der westlichen Gailtaler Alpen wurde übrigens mittlerweile als Hangendes der Werfener Schichten erkannt.

A. TOLLMANN folgerte aus dieser eingeschuppten Permtrias auch noch eine Deckengrenze und damit weiters, daß in der Kreuzeckgruppe das Altkristallin als Mittelostalpin zu gelten hat. Hier ergibt sich aber der Widerspruch, daß innerhalb der permischen Basis des zentralalpiner bzw. mittelostalpinen Mesozoikums keine Quarzporphyrgerölle vorkommen, wie es wieder einmal jüngste sedimentologische Untersuchungen im permischen Anteil des Stangalm-Permomesozoikums von K. KRÄINER (1984) ergeben haben.

Die letzten eingehenden und auch mikroskopischen Untersuchungen dieser „Triasmulde des Gödnachgrabens an den Störungslinien von Zwischenbergen“ mit einem Profil quer durch diesen Graben stammen von Ch. EXNER (1962). Danach liegen hier eine „ca. 65 m mächtige Verrucano-Serie, ein Quarzschiefer mit karbonathaltigem Arkosequarzit (ebenfalls Perm oder Werfener Schiefer 5 m) und brecciöser Dolomit (Trias 3 m)“ vor. Weiters wird noch angeführt, daß diese Sedimentserie steil in eine mehrere Zehnermeter mächtige Mylonitzone des Altkristallins der Kreuzeckgruppe eingequetscht ist und diese Störungslinie eine Fortsetzung der Drautalstörung aus der Richtung Pustertal darstellt.

Die obigen, teilweise widersprüchlichen Aussagen veranlaßten mich, diese an Ort und Stelle zu überprüfen, zumal im besagten Gebiet von 1977 bis 1984 umfangreiche Wildbachverbauungen durchgeführt wurden. Sie konnten doch die Aufschlußverhältnisse und damit auch die Voraussetzungen für eine neuerliche Kartierung unter Umständen wesentlich verändert haben. Dies geschah auch tatsächlich, leider allem Anschein nach in nachteiliger Weise, sodaß vom Profil EXNERS nur mehr die sog. Grödner Schichten mit eingestreuten Quarzporphyrgeröllen neuerdings zu finden waren. Es erfüllte sich also zunächst nicht meine vordringliche Absicht, im besonderen den karbonatischen Anteil der Einschuppung genauer anzusehen, der von Ch. EXNER im Profil stratigraphisch nur ganz allgemein als grauer, brecciöser Dolomit der Trias, von A. TOLLMANN aber schon näher Hauptdolomit bezeichnet wurde. Da aber die Einschuppung, wenn auch stratigraphisch offenbar zunächst nur mehr vermindert auffindbar, weiterhin gesichert bleibt, ist sie tektonisch vornehmlich wegen der großen Entfernung (Luftlinie rund 4 km) vom Hauptgebirgszug der Lienzer Dolomiten im Vergleich zu den übrigen, schon bekannten Ein- und Verschuppungen im W-Teil des Drauzuges doch sehr beeindruckend.

Ein Vorteil stellt sich durch die Wildbachverbauung aber dadurch ein, daß die Einschuppung um 950 m im Gödnachgraben anscheinend derzeit leichter zu erreichen ist, als es für Ch. EXNER von der E-Seite des Grabens, vom Unteregger her, möglich war. Man fährt jetzt auf der Iselsbergstraße beim Gasthof „Dolomitenblick“ ab zur Ortschaft Stronach, dann weiter nach ENE auf einem Forstweg rund 800 m zur sog. Tabernigalm (nur im Katasterblatt eingetragen), wo man am unteren Wieserand bequem auf einer, im Zuge der Wildbachverbauung errichteten, Zufahrt unmittelbar zu den permischen Aufschlüssen gelangt. Diese sind auch noch durch ungewöhnlich große Geländeanrisse bzw. Rutschungen von Moränen auf der E-Seite des Grabens markiert. Letztere fallen weithin mit ihrer hellen Farbe auf und sind sogar vom Tal aus gut zu sehen.

Blatt 196 Obertilliach

Informative Begehungen auf Blatt 196 zur Ergänzung meiner bisherigen Aufnahmen im N-Teil der Lienzer Dolomiten ergaben bezüglich der in der WNW-Rinne von der Einsattelung zwischen dem Breitenstein (2304) und Alplspitz (2296) in Richtung Griesbach verlaufenden Kristallineinschuppung, daß sowohl G. GEYER (1901: 167) wie auch R. W. v. BEMMELEN & J. E. MEULENKAMP diese im Sattel selbst anführten und außerdem nicht die petrographische Sonderstellung dieses Kristallins beachteten. Auch die in letzter Zeit erfolgte Neuaufnahme des Permomesozoikums auf Blatt 196 durch J. KOBERSTEIN erbrachte diesbezüglich keine Korrektur.

Die Einschuppung zwischen Alplspitz und Breitenstein beginnt rund 15 m W unter dem Sattel am Anfang einer steilen und stark tektonisierten Rinne mit dunkelgrauem bis schwarzem, teils glasigem (hyalinem) vermutlich Ultrabazit zwischen gut geschichtetem Kalk mit mehr oder weniger starken Silt- bis Sandsteinbeimengungen des mittleren alpinen Muschelkalks sowie Anteilen des oberanischen, auch gut geschichteten Zwischendolomits und dem norischen Hauptdolomit des Breitensteins bis in die Nähe des Rinnenauslaufes. Die Mächtigkeit wechselt bei derartigen tektonischen Verhältnissen begrifflicherweise sehr (ca. 5–20 m), wobei

die sich ständig ändernde Schuttbedeckung eine weitere Beinträchtigung der Genauigkeit diesbezüglicher Angaben verursachen. Sie streicht also nicht nach E über den Sattel, wie es die vorgenannten Autoren anführten, wenigstens nicht an der Oberfläche sichtbar, doch die kräftige Störung zwischen dem Alpen Muschelkalk und dem Hauptdolomit bleibt über den Storzelbach und die Kofelspitze (2185) hinweg bis unmittelbar zum Gontrunsattel (1953) hinunter erhalten, wie das Zusammenstoßen des oberanischen Zwischendolomits mit dem norischen Hauptdolomit in einer leichten Einsattelung bei 2110 m unmittelbar N von Kofelspitze (2185) zweifelsfrei anzeigt. Von hier zieht eine schwach gemuldet, grasige Fortsetzung des Sattels nach E unten, die ab ungefähr 1980 m ausgeprägter wird, zugleich auch Feuchstellen aufweist und bei 1970 m in kleinen Geländeanrissen auch dunkle Kristallingerölle freigibt. Ungefähr 20 m tiefer tritt in der Rinne eine schwache Quelle mit stark Fe-hältigem Wasser hervor, wodurch sich schon der größere Kristallinaufschluß von ähnlicher Zusammensetzung, wie zwischen der Alplspitz und Breitenstein, rund 25 m tiefer und mit einer Mächtigkeit von 15 m auf dem Forstweg von Obertilliach zum Gontrunsattel ankündigt. Hier wie dort konnten offensichtlich nur die harten, gangartigen Basite bis an die Oberfläche durchstoßen, aber nicht die für das Gailtaler Kristallin sonst typischen Glimmerschiefer.

Auf Blatt 196 wurden diesmal auch noch in Ergänzung zur vorjährigen Aufnahme des Rhät-Jurazuges, der im SE dieses Gebirges beginnt und ihn in mehreren Aufschlüssen mit stark wechselnden Mächtigkeiten und Unterbrechungen nach WNW bis zum Kosterberg (2017) S von Mittewald im Pustertal durchstreicht, besonders in Hinblick auf Querstörungen untersucht. Diese können beachtliche Beträge erreichen, wovon beispielsweise die Verwerfung entlang dem Tränkgraben im SE der Rhät-Juraeinschuppung mit rund 700 m den Höchstwert darstellt. Sie beginnt unmittelbar nach dem Sattel zwischen dem Oberalpl (2235) und Eisenschuß (2615) bei rund 2140 m, wo mit nur etwa 20 m Mächtigkeit typisch dunkelgrauer und roter Flaserkalk des Lias einige Zehnermeter nach beiden Seiten des Sattels streicht und dann auskeilt.

Im Tränkgraben setzt bei 1710 m neben dem im vorgenannten Sattel vorkommenden geflaserten auch noch deutlich weiß geädertes, bräunlichgrauer Liaskalk mit einer Mächtigkeit von 30 m ein. Diesmal wird er allerdings im größeren Ausmaß von Kössener Schichten begleitet, die zum Beilsandgraben hin an Mächtigkeit sogar beträchtlich zunehmen.

Im W vom Sattel zwischen dem Oberalpl und Eisenschuß tritt wieder, wie schon im Sattel selbst, nur Liaskalk mit einer Mächtigkeit von 40–50 m in einer Entfernung von annähernd 600 m und einem Versetzungsbeitrag von rund 200 m S von der Kote 2249 bzw. N von der Birnbacher Alm auf.

Diese beiden Beispiele zeigen nun deutlich, daß neben den bekannten, ausgeprägten Längsstörungen mit oft beträchtlichem stratigraphischem Schwund besonders in den Lienzer Dolomiten (siehe z. B. zwischen der Alplspitz und Breitenstein), auch bemerkenswert starke Querstörungen auftreten, die aber im Gelände wegen der lithologischen Ausgeglichenheit des stratigraphischen Bestandes zwischen dem Alpen Muschelkalk und den Kössener Schichten in diesem Gebirgszug beim ersten Hinsehen des öfteren kaum auffallen.

Blatt 199 Hermagor

Auf diesem Blatt geht es nach wie vor um die grundsätzlich verschiedenen tektonischen Ansichten von H. HOLLER und O. SCHULZ über das Gebiet von Bleiberg-Kreuth, denn H. HOLLER sieht hier Deckenbau, O. SCHULZ aber Großfaltung. Die Schlüsselstellung für die Deutung des Deckenbaues nimmt die sog. Kakstörung ein, die aber selbst H. HOLLER im 33 Sh. der Car. II bzw. in der tektonischen Übersichtskarte, Abb. 5, als noch nicht zur Gänze erwiesen bezeichnet hat. Ihre uneingeschränkte Bestätigung würde nämlich die Konkordanz von zwei, in ihrem stratigraphischen Bestand ungefähr gleichen, tektonischen Einheiten (nach HOLLER liegend: Kakdecke, hangend: Erzbergdecke), die dazu nach meinen bisherigen Aufnahmen (siehe Bericht 1984) auch beide eine aufrechte Schichtabfolge aufweisen, sicherstellen. Ob die im stratigraphischen Bestand der Trias verminderten tektonischen Einheiten schon als Decken bezeichnet werden dürfen oder, wie von mir, sie Abscherungs- bzw. Teildecken genannt werden, ist wohl nur mehr eine definitionsbedingte Angelegenheit. Jedenfalls wären damit die symmetrologischen Voraussetzungen für eine Großfaltung, wenigstens in dem von mir untersuchten Gebiet, nicht mehr gegeben.

Die teilweise Unsicherheit H. HOLLERS bezüglich der Kakstörung bestand in der lithologischen Abgrenzung der beiden tektonischen Einheiten auf den beiden Seiten der Pöllandstraße im Grenzbereich der Kartenblätter 199 und 200, denn sie bestehen aus sehr ähnlich aussehenden Karbonathorizonten der südaziellen Wettersteinserie (liegend: Dolomit, hangend: Kalk). Gerade dieses fragliche Teilstück der Kakstörung konnte ich aber in letzter Zeit durch die Auffindung mehrerer Cardita-Schieferaufschlüsse außer Zweifel stellen.

Diese sind von E nach W der schon näher im Aufnahmebericht 1985 beschriebenen Aufschluß rund 100 m unter der Einsattelung (1481) zwischen dem Sparbernock (1555) und der Kote 1675, der nächste in der Rinne E vom Gipfel des Tschekelnocks (1892) bei knapp 1400 m und der dritte – alle drei sind übrigen Reste des 1. Cardita-Schieferhorizonts – in der Rinne S von der sog. Großen Marchtratten (1645, nur im Katasterblatt eingetragen) im NW vom Tschekelnock bei 1580 m. Zum letzteren kommt man derzeit am besten über einen neuen Forstweg, der bei 1120 m vom alten Forstweg zur Aifersdorfer Alm zuerst in das Tschekeltal abzweigt und dann bei 1280 m den Kesselgraben erreicht. Hier mündet auch schon die vom E herunterstreichende Rinne mit dem oben erwähnten Cardita-Schieferaufschluß bei 1580 m.

Ungefähr 50 m nach der Rinne am Forstweg stößt man auf einen Aufschluß des 2. Cardita-Schiefers, dessen ursprüngliche Mächtigkeit einmal ausnahmsweise weitgehend erhalten geblieben ist. Bei der Überquerung des Grabens auf einer Strecke von rund 1,3 km treten noch einmal nicht weniger als neun Schieferaufschlüsse auf, aber hier nur mehr als tektonische Reste des 1. und 2. Cardita-Schieferhorizontes. Ihre eigentliche Aufgabe, in diesem Fall als Anzeiger für die Fortsetzung der Kakstörung zu dienen, erfüllen sie aber vollauf.

Innerhalb der frischen Kalk- und Dolomitaufschlüsse im Liegenden der Cardita-Schiefer des Kesselgrabens sind noch eine Reihe von weitaus überwiegend ockergefärbten cm- bis dm-mächtigen Tuff-Tuffitlagen erwähnenswert, deren Abgrenzung vor allem gegenüber den einbettenden Dolomiten allerdings oft unscharf ist. Diese Beobachtung konnte ich auch im übrigen Drauzug

Blatt 181 Obervellach

Bericht 1986 über geologische Aufnahmen auf Blatt 181 Obervellach

Von KARIN DELLMOUR
& RUDOLF W. WIDDER (auswärtige Mitarbeiter)

vor allem bei schlecht geschichteten bzw. gebankten, hellen und möglichst reinen Dolomiten machen, was seine Ursache wohl in Dolomitierungsvorgängen haben muß.

Von besonderer Auffälligkeit sind an den neu errichteten Forstwegen im Bereich des Kesselgrabens noch drei dunkelbraune Lagen, wovon die tiefste sogar eine Mächtigkeit von 3 m besitzt und knapp 900 m nach der Abzweigung bei 1120 m vom alten Forstweg zur Aifersdorfer Alm in das Tschekeltal liegt. Nach rund 1,5 km bei 1200 m stößt dieser neue Forstweg zum alten Forstweg vom Klausengraben her, setzt sich aber dann nach SW oben in den Kesselgraben bis zur Höhe 1280 m mit der Strecke von knapp 1 km fort. Schon 110 m vorher liegt wieder eine dunkelbraune Lage vor, diesmal aber nur von 20 cm. In ähnlicher Mächtigkeit tritt diese Lage noch einmal an einem vom Kesselgraben nach NE oben abzweigenden sog. Zubringer-Forstweg nach rund 700 m auf. Von der tiefsten und mächtigsten Lage wurde vom Labor der BBU chemische Analysen mit folgenden Ergebnissen durchgeführt: Pb: 0,072 %, Zn: 0,079 %, Fe: 0,70 %, Mn: 0,39 %, Ca 17,6 %, Mg: 8,7 %.

Nur rund 2 km Luftlinie entfernt im E vom Kesselgraben findet man ebenso an einem neuen Forstweg von der Aifersdorfer Alm bis zum Marchgraben auf der Höhe um 1250 m und mit der Länge von 1,5 km im gleichen Gestein der Wettersteinserie und der Kakdecke (nach HOLLER) wie am neuen Forstweg zum Kesselgraben wieder zwei dunkelbraune Einschaltungen, deren chemische Untersuchungen Folgendes ergaben:

- a) Pb: 0,025 %, Zn: 0,035 %, Fe: 0,60 %, Mn: 0,215 %, Ca: 36,9 %, Mg: 0,55 %.
- b) Pb: 0,018 %, Zn: 0,034 %, Fe: 0,35 %, Mn: 0,225 %, Ca: 31,4 %, Mg: 4,80 %.

Übrigens gibt es auch hier mehrere Tuff-Tuffitlagen.

An diesen Analysen fallen die durchgehende Vorherrschaft des Zn gegenüber dem Pb auf, weiters der hohe Fe-Gehalt, der sich allerdings schon aus der Farbe ablesen läßt, aber auch das deutliche Hervortreten des Mn. Die beiden letzteren Metalle stehen noch dazu im krassen Gegensatz zur Paragenese bzw. Mineralisation der vererzten, südfaziellen Wettersteinserie von Bleiberg.

Daß diese dunkelbraunen Lagen nicht nur auf den Kesselgraben und seinen nächsten Umkreis beschränkt bleiben, beweisen gleich aussehende Vorkommen an einem neuen Forstweg am SE-Hang des Riednocks (1537) mitten in der nordfaziellen Mitterbergdecke (nach HOLLER) mit rund 5 km (Luftlinie) Entfernung. Dorthin gelangt man zunächst auf einem alten Forstweg über die Rieder Alm (1206) bis zu einer Verebnungsfläche im NE des Riednocks bei knapp 1300 m, wo dann der neue Forstweg nach SW oben abzweigt. Da durchschreitet man zuerst den oberanisischen Zwischendolomit, dann den Partnach-Plattenkalk, worauf nach 800 m erwartungsgemäß der Wettersteinkalk der Nordfazies folgt. Nach weiteren 200 m tritt die erste braune Lage von 2 m, eine zweite von etwas geringerer Mächtigkeit nach rund 260 m auf.

Blatt 180 Winklarn

Siehe Bericht zu Blatt 179 von A. WARCH.

Im September 1986 wurden in der nordöstlichen Kreuzeckgruppe südlich des Teuchlbaches und nördlich des Salzkofelgrates geologische Aufnahmen durchgeführt.

Die Begehung erstreckte sich ausgehend vom Teuchlbachprofil über den Blasbach zur Blashütte und Blaskopf (2090 m), weiters über den Salzkofel (2498 m) zum Preisdorfer und zum Kolbnitzer Alpl (1514 m) sowie in den Bereich der Keuschenwaldalm (1325 m) und der Schwarzwaldhütten (1278 m).

Aufgebaut wird das Gebiet im wesentlichen aus zweierlei Gesteinsserien:

Im nördlichen Anteil und mit dem Blasbach als westliche Grenze dominieren Zweiglimmerschiefer bis Paragneise mit wechselndem Granatgehalt und zahlreichen, meter- bis zehnermetermächtigen Einschaltungen von Quarziten, Graphitquarziten, Amphiboliten, Schiefergneisen, Orthogneisen und Pegmatoiden. Im Bereich des Blasbaches, der Schwarzwaldhütten und vor allem in einem großen Areal rund um die Keuschenwaldalm ist diese Serie durch Moränenmaterial überdeckt bzw. überronnen.

Der Südteil des Kartierungsgebietes jedoch wird durch das Vorherrschen verschieferter Pegmatoiden und Orthogneise geprägt, unter denen eine feldgeologische Abtrennung nicht realisierbar schien. Diese Orthogneise bzw. Pegmatoiden streichen auf etwa 1,5 km Breite vom Teuchlbach westlich des Blasbaches kommend über Blashütte und Blaskopf bis zum Salzkofel hinauf in NW-SE-Richtung und werden hier von BECK (Verh. Geol. B.-A., 1930) als „Salzkofelserie“ bezeichnet.

Typisch für diese Serie ist im Bereich um den Salzkofelgipfel (2498 m) das Auftreten von Granatzweiglimmerschiefern und Granatzweiglimmergneisen, die als Meter- bis wenige 10-er-Meter-mächtige Linsen oder Züge mit den Pegmatoiden wechsellagern. Interessant sind auch einige wenige Einschaltungen von ebenfalls Meter- bis 10-er-Meter-mächtigen Marmoren und geringmächtigen Amphiboliten in der Gipfelregion.

Einprägsam sind hier auch die mächtigen Bergsturzareale, die vom Salzkofelkammweg nach Norden bzw. Nordosten grobes Blockmaterial (im Meter-Bereich) schütten.

Im Gelände sanfter Morphologie wie 450 m nordöstlich des Achterköpfl und 350 m südöstlich des Kolbnitzer Alpl weist die Schuttregion eine intensive Vegetation von Alpinflora auf und verhüllt den Untergrund.

Es herrscht generelles NNW-SSE-Streichen mit steilerem SW-NE-Fallen in den tieferen Hanglagen und bis etwa zum Blaskopf (2090 m) hinauf. Ab dieser Kote und bis in die Salzkofel Gipfelregion (2498 m) ist sowohl in dem Pegmatoid als auch in den unmittelbar daran angrenzenden Zweiglimmerschiefern ein westwärts gerichtetes Einschwenken der eingeschalteten Zweiglimmerschiefer und -gneise bzw. der pegmatoiden Züge zu beobachten.

Die nordöstlichen Abhänge zum Mölltal hin zeigen besonders in der Umgebung der Keuschenwaldalm eine großflächige, geringmächtige Moränenbedeckung. Auch

südöstlich der Ortschaft Teuchl und südlich des Teuchlbaches finden sich Reste der glazialen Bedeckung westlich und östlich des Blasbachgrabens, weiters in der direkten Umgebung der Schwarzwaldhütten und 600 m südwestlich dieser Jagdhütte.

Gletscherschliff konnte 800 m nordwestlich und 800 m nordnordwestlich der Keuschenwaldalm an dort anstehenden Bi-Mu-Gneisen bemerkt werden.

Der Norden unseres Gebietes wird durch das Vorherrschen einer Serie von (Granat-)Zweiglimmerschiefern mit häufigen Übergängen zu Paragneisen geprägt, die feldgeologisch nicht auskartierbar und von H. BECK (l.c.) als Schiefergneise bezeichnet worden sind.

Es handelt sich um graubraune, z. T. silbrig glänzende, \pm stark geschieferte Gesteine mit wechselndem Gehalt an Hellglimmer, Biotit, Plagioklas, Quarz und Granat (\emptyset bis 5 mm); der wechselnde Gehalt an Quarz und Feldspat erschwert die Abtrennung von Glimmerschiefer- und Paragneis-Varietäten.

An häufigen, Meter- bis maximal 10er-Meter-mächtigen, zumeist s-parallelen Einschaltungen in dieser Serie sind zu erwähnen: Quarzite, Serizitquarzite, Graphitquarzite, Pegmatoide und Amphibolite.

Die größte Bedeutung kommt einem 30 m mächtigen, grüne Hornblende, Plagioklas, Biotit und Quarz führenden, plattig brechenden Amphibolitzug zu, der an der Straße, die die Teuchl entlang ihrem linken Ufer begleitet – etwa 1000 m E Kirchturm Hansalekeusche – aufgeschlossen und in die dort anstehenden Glimmerschiefer eingefaltet ist (b: 080/15); er streicht in ESE–WNW-Richtung mittelsteil die Bergflanke hinauf und 200 m NE der Schwarzwaldhütten vorbei, um sich 600 m E der Schwarzwaldhütten in einem mit Bergsturz- und Moränenmaterial verhülltem Gebiet zu verlieren.

Teilweise ist der Metabasit als Aktinolithfels ausgebildet, Granat-führend (1–5 mm \emptyset), teilweise zeigt er migmatitische Bänderung und schlierige Verfälschung.

Eine im Streichen liegende kleine Amphibolitlinse, die auf dem Steig, der von der Keuschenwaldalm zum Kolbnitzer Alpl führt, 400 m SSW der Keuschenwaldalm, inmitten des von Moränen bedeckten Gebietes ansteht, könnte die weitere Fortsetzung dieses Amphibolitzuges in südöstlicher Richtung sein.

Einige weitere geringmächtige Amphibolitzüge und -linsen sind im Gebiet des Schwarzwaldes verbreitet.

Quarzeinschaltungen treten in Form von Meter- bis maximal 10-er-Meter-mächtigen Linsen und Zügen allenthalben auf; erwähnenswert ist ein weißer, dünnplattig brechender Sericitquarzit, der 100 m S der Schwarzwaldhütten auf der Forststraße zum Steig zur Blashütte in die Glimmerschiefer eingefaltet ist (b: 030/25).

Häufig sind Pegmatoidzüge und -linsen im kartierten Gebiet als Einschaltungen in den Glimmerschiefern anzutreffen, wie in dem Graben, der NW des Achterköpfl in nördlicher Richtung bis 200 m WSW der Schwarzwaldhütten streicht. In diesem Graben 300 m SSW der Schwarzwaldhütten findet sich ein massiger Pegmatoid, der wegen seiner mehrere cm-großen Mu-Tafeln und Schörkristalle erwähnenswert ist. Das Gestein sendet aplitische Lagen ins Nebengestein und zeigt randliche Übergänge in Amphibolit.

Im selben Graben 400 m SSW der Schwarzwaldhütten ist ein 20 m mächtiger verschiefertes Pegmatoid anstehend, dessen ursprünglich dm-großen Schörkristalle in Lagen zerrissen und s-parallel eingeregelt wurden.

Die eingeschalteten Pegmatoidzüge und -linsen zeigen starke Verfaltung, wie 200 m NE des Achterköpfl (b: 120/30).

Der Südteil des bearbeiteten Gebietes wird durch das Vorherrschen einer Serie von verschieferten Pegmatoiden geprägt, die in der Landschaft durch ihren typischen Bewuchs mit *Rhizocarpon geographicum* (Landkartenflechte) auffällt und zum Hangenden hin (nach E) – im Bereich des Salzkofel-NNW-Grates zum Blaskopf, und des Salzkofel-E-Kammes – in die „Salzkofel-Serie“ (nach BECK, 1930) übergeht. In die verschieferten Pegmatoide werden hier einzelne Meter- bis maximal 10-er-Meter-mächtige Linsen und Züge von grobschuppigem, hellglimmerbetontem Granatzweiglimmerschiefer mit zwischengeschalteten schmalen (cm-Bereich) Quarzlagen und Granatzweiglimmergneisen mit wechselndem Gehalt an Biotit, Hellglimmer und Granat und pegmatoiden Lagen eingeschaltet. Die Mächtigkeit dieser eingeschalteten Abfolge nimmt zum Hangenden hin (nach E) zu; in gleichem Maße spalten sich die verschieferten Pegmatoide in einzelne, maximal 10-er-Meter-mächtige Linsen und Züge auf. In der Nähe der verschieferten Pegmatoidkörper ist in dem Glimmerschiefer/Gneis-Paket eine deutliche Feldspatsprossung zu beobachten, die zur Bildung von mm-großen Feldspatäugen führt.

Auf einem massigen Pegmatoid ist das Salzkofel-Gipfelkreuz errichtet. Das Gestein ist durch seine häufigen mehre cm-großen Mu- und Schörkristalle und die z. T. zu beobachtende schrittgranitische Verwachsung besonders bemerkenswert.

An typischen Meter- bis maximal 10er-Meter-mächtigen, s-parallelen Einschaltungen in der „Salzkofel-Serie“ sind weiters zu erwähnen Kalzitmarmor, Dolomitmarmor und Amphibolit.

Im Bereich des Salzkofel-Gipfels und am Salzkofel-E-Kamm sind einige Vorkommen von weiß-hellgrauem, mittel- bis grobkörnigem, z. T. auch mm-fein gebändertem, Hellglimmer, Tremolit und diopsidischen Pyroxen führendem Kalzitmarmor zu erwähnen, die möglicherweise durch die intensive Verfaltung eines ursprünglich zusammenhängenden Horizontes entstanden sein könnten.

Eine m-mächtige und Mu-führende Dolomitmarmorlinse ist mit b: 160/30 in den Pegmatoid eingefaltet.

Die dm- bis 50 cm-mächtigen Amphibolitlagen sind feinlagig (mm-Bereich) und führen neben Feldspat, Biotit und Granat zuweilen auch Epidot und Quarz.

Mylonitonen sind im bearbeiteten Gebiet häufig; der Salzkofel E-Grat wird durch mehrere steilstehende Störungszonen im m- bis 10-er-Meter-Bereich „zerrissen“.

Bericht 1986 über geologische Aufnahmen in der Kreuzeckgruppe auf Blatt 181 Obervellach

Von VOLKER ERTL (auswärtiger Mitarbeiter)

Die Kartierungsarbeiten im zentralen Anteil der Kreuzeckgruppe (Spätsommer 1986) umfaßten sowohl einzelne Ergänzungen und Korrekturen (Seebachtörl – Naßfeldtörl; E Feldnerhütte; oberes Seetal zwischen Roßalm und Ranner Kammer; NE Schwarzsteinkopf; zwischen Feldsee und Scheibensee) als auch die Fort-

setzung der Kartierung nach SE hin (Hühnerbichl – Niedermülleralm – Grafische Tristen – Gamseck). Besondere Aufmerksamkeit widmete ich den in diesem Gebiet überaus häufigen Hinweisen auf die alte Bergbautätigkeit.

Die quarzreichen, z. T. quarzitischen und „phyllitischen“ Granatweiglimmerschiefer der zentralen Einheit bilden auch den einheitlichen Aufbau des Gebietes, das vom Seebach (Ranner Kammer) nach S über den Hühnerbichl bis gegen die Niedermülleralm und bis nach E gegen die Maralm kartiert wurde.

Die Gesteine streichen ziemlich gleichbleibend E bis ESE; weiter nach E, zum Gnoppitzbach hin, schwenkt das Streichen nach SE (SSE). Im N-Anteil ist mittelsteiles bis steiles S–SSW-Fallen ausgebildet, weiter nach S herrscht einheitliches, meist mittelsteiles N–NNE-Fallen. Im Aufschlußbereich dominiert meist die B₁-Faltung (flach bis steil ESE–SE-abtauchende Spitz- bis Isoklinalfalten [cm–dm] mit unterschiedlich intensiver achsenflächenparalleler Zerschering; mm-Fältelung; z.T. Ausbildung zylindrischer B-Tektonit-Walzen [dm–m] mit paralleler, b-achsialer, deutlicher Streckung: Quarz-„Striemen“ [mm–cm] und gelängte Quarzlinien und -spindeln [cm–dm]). Die auch in diesem Gebiet allgemein verbreiteten typischen Streckungslineationen tauchen meist steil bis mittelsteil nach ESE bis SSE ab – sie folgen damit etwa der Raumlage von B₁. Im Bereich des Hühnerkogels schwenken diese Lineationen in N- bis NNE-Abtauchen um. B₂ (flachwellige, NE-vergente dm–m-Verbiegung, ±homoachsial zu B₁). B₃ (cm- bis maximal m-, wellige bis Spitzfaltung, aufrecht bis steil S- und N-vergent, flaches bis mittelsteiles SSW- bis WSW- und NNE- bis E-Abtauchen, Streckung von Granat parallel zur Achsenflächenschieferung in den glimmerreichen Lagen).

Eine noch eingehendere, den Rahmen eines Aufnahmeberichtes sprengende gefügekundliche Darstellung befindet sich im Archiv der Geologischen Bundesanstalt und kann dort eingesehen werden (Anmerkung der Schriftleitung).

Der bereits von B. KRÄINER (Bericht für 1984) erwähnte Gang im Seetal – bei ca. 1830 m) – ist ein „Quarzporphyr“ (körnige Matrix, zahlreiche Einsprenglinge von Quarz, Granat, Feldspat, chloritisierten Hornblende pseudomorphosen[?]), ca. 6 m mächtig und auf ca. 15 m beobachtbar. In vergleichbarer Zusammensetzung und Ausbildung sind SE unterhalb des Hühnerbichls auf ca. 2000 m jeweils ca. 8–10 m mächtige, auf 30–40 m Länge verfolgbare, linsenförmige Gänge abgeschlossen.

Größere Störungen und Klüftzonen folgen hauptsächlich der NE–ENE- und der N–NNW-Richtung. Eine lang anhaltende Störung zieht auf dem SW–NE-Kamm des Hühnerbichls nach NE und gabelt sich SE des Hühnerbichls in einen ENE- und E-Ast. In der typischen Rundbuckellandschaft NE oberhalb der Niedermülleralm sind die zahlreichen schmalen, N- bis NNW-verlaufenden glazialen Rinnen wohl auf subparallel zur Hauptstörung (Seetal) angelegte Störungen und Klüftgassen zurückzuführen. Hangzerrungen sind vor allem im Kambereich des Hühnerbichls verbreitet. Der z.T. plateauartige Kambereich des Hühnerbichls stellt den Überrest einer jungtertiären Altlandschaft dar (Verebnungssystem D nach WEISSEL, 1968).

Glaziale Striemen sind N, und E des Hühnerbichls (bis zum Seebach) verbreitet aufzufinden.

Vom oberen Anteil des Kamms Hühnerbichl – Lakentörlspitz ziehen die erwähnten Granatweiglimmerschiefer bei mittelsteilem N- bis NNE-Fallen als ±einheitlicher Gesteinskörper – über den langgestreckten Karboden der „Schöneben“ – gegen SE, bauen den NNE-Grat der Grafischen Tristen auf und schwenken im Bereich des NE-Grates Zweiseetörl – Grubachkogel – Gamseck auf NNE- bis ENE-Streichen um (bei mittelsteilem bis steilem NW- und SE-Fallen). In den N- bis NE-Abstürzen des Gamsecks zeigt der Granatweiglimmerschiefer quarzitische Ausbildung, mit zahlreichen Einschaltungen von bis einige m mächtigen (Granat)glimmerquarziten. In einem dem sf-Gefüge ungefähr folgenden Streifen sind – von ca. 2070 m bis unter den Gamseck-Gipfel (2201 m) – diese Gesteine ±stark diaphthoritisch überprägt. NNE unterhalb des Gipfels der Grafischen Tristen ist den Granatweiglimmerschiefern auf der Höhe von 2390 m–2480 m ein ca. 100 m mächtiger Zug verschiedener Amphibolgesteine eingeschaltet: (fein)lagig-flaserige, z. T. epidotführende „Amphibolite“, karbonatische Grünschiefer bis (Biotit-)Hornblendschiefer mit einzelnen grobkörnigeren Feldspat/Hornblende-Mobilisaten (cm–dm). Dieser Zug enthält insgesamt drei, jeweils einige m mächtige Linsen eines grobflaserig-lagigen bis ±richtungslos körnigen, mittel- bis grobkörnigen Amphibolits („dioritisch-gabbroider“ Habitus). Derartige massige, grobkörnige Amphibolit-Typen sind auch innerhalb der den Gipfelbereich des Grubachkogels aufbauenden, mit Granatweiglimmerschiefer verzahnten, ca. 40 m mächtigen Einschaltung aus den oben erwähnten, z. T. karbonatischen Amphibolgesteinen anzutreffen. Weitere linsenförmige „Amphibolit“-Züge sind dem Granatweiglimmerschiefer im Liegenden (NE) und Hangenden (NW) dieser Einschaltung eingelagert.

B₁ und die Streckungslineation tauchen im Gebiet Lackentörlspitz – NNE-Grat der Grafischen Tristen mittelsteil bis steil nach NNE ein, im Bereich Zweiseetörl – Grubachkogel – Gamseck jedoch flach nach N bis NNE und SSW–SW. B₂-Falten (homoachsial zu B₁) sind meist (flach)wellig (mm–cm–dm) und zeigen W- und E-Vergenz. Flachwellige B₃-Falten (dm–m) treten zurück, sie tauchen flach bis mittelsteil nach NE bzw. SE ein.

Doppelgratbildung und Hangzerrungen (Rinnen, Wälle) zeichnen den Kammabschnitt Zweiseetörl – Grubachkogel aus, sind aber auch am NNE-Grat der Grafischen Tristen – zwischen 2150–2200 m und 2400–2500 m – und am Gamseck-NE-Grat ausgebildet. Einzelne ausgeprägte, klaffende Bergzerreißungsspalten streichen NNE–SSW bis ca. E–W und werden bis ca. 3 m breit, 10–20 m lang und bis ca. 10 m tief (z. B.: Grafische Tristen-NNE-Grat bei 2340 m, Gamseck-NE-Grat, bei ca. 2060 m).

Bergbau

Der bereits bei FRIEDRICH (1963: 112–113) erwähnte, über 200 m lange Gang im NE-Gehänge des Hühnerbichls zieht von ca. 2120 m direkt N unterhalb dieser plateauartigen Erhebung mit einer Richtung von 70°–75° (55°–90°) nach ENE bis auf ca. 2040 m hinunter. In der unmittelbaren Umgebung dieses Ganges sind noch einige kleine, schmale, verwachsene Tagverhau anzutreffen. Weiter W, NNE unterhalb des Hühnerbichls, liegend zum obigen Gang, liegen – längs einer von einer Störung begrenzten Felsrippe – zwei Stollenmundlöcher: die untere spaltenförmige Öffnung

bei 2070 m ist verstürzt und durch grobes Blockwerk verlegt (SE streichender Gang?); der obere Stollen bei ca. 2090 m ist noch offen (Eingang bis auf ca. 0,5 m verlegt; 1 m breit, bis 1,5 m hoch, 60°–70°-Streichen, mehrere 10-er-Meter lang; der saigere Erzgang ist brekziös und ca. 1 dm dick). Ca. 50 m W des unteren Stollenmundlochs liegt ein weiterer vermutlicher Tagverhau. ENE unterhalb des Hühnerbichls, auf ca. 2000 m, ist im Almboden ein verstürzter und verwachsener Mundlochbereich mit 8 m langer, 1–1,5 m breiter und ca. 30° streichender Schurfrosche erhalten (Wasseraustritt, Halden- und Mauerreste); ca. 200 m nach SSW, auf ca. 2030 m, liegt, ca. 10 m S der vom Hühnerbichl herabziehenden E-Störung ein ?Tagverhau und/oder ?Mundloch (75°-Streichen, ca. 10 m lang, Wasseraustritt, kleine, flache Halde).

Der Bereich der Stollen, Tagverhaue und Halden am SE-Hang des Hühnerbichls umfaßt ein Gebiet von ca. 300 m·200 m und reicht von ca. 1900 m bis ca. 2020 m. Ca. 1 Dutzend stark verwachsener Halden, z. T. von Wasser- und Lawinenrissen erfaßt, sind meist deutlich erkennbar (s. auch FRIEDRICH, 1963: 16–17). Der obere Stollen (bei 2005 m) ist stark verbrochen und verlegt (0,5 m breiter Spalt), er fährt in Richtung 165° steil nach unten in den Berg; in seiner unmittelbaren Umgebung sind noch wahrscheinlich mindestens 4 weitere verbrochene und verwachsene ?Tagverhaue/Mundlöcher angelegt worden. Bei ca. 1960 m konnte ich zwei weitere deutlich erhaltene, jedoch verstürzte Mundlöcher auffinden (15 m voneinander in südwestlicher Richtung entfernt). Weitere zahlreiche Tagverhaue und/oder Mundlöcher sind entweder klar erkennbar oder werden möglicherweise auch durch flache, länglich Einmündungen bzw. Wasseraustritte angezeigt. Von den obersten Stollen führt ein Erzweg (schmaler Steig) in westlicher Richtung zum Kamm Hühnerbichl – Lackentörlspitz hinauf und stellt die Verbindung zu den Bauen im Plattach her. An diesem – hier nun breiteren – Erzweg liegt oben am Kamm bei ca. 2220 m (25 m WNW eines Steinmannes) ein verbrochener und verfallter Stollen (N–S-Streichen, bis 0,8 m breit, gut erhaltenes Profil; der sehr steil ESE fallenden Kluftchar und dem linsig-schiefrigen sf folgend). Vermutlich hat ein Tagverhau auch weiter oben am Kamm, NE unterhalb des Lackentörlspitz, einige m S unterhalb der Einsattelung (Störung) bei ca. 2350 m, bestanden: hier sind zwei flache, längliche Mulden (jeweils ca. 3·1,5 m; 75°–90°-Streichen) und eine verstreute Halde mit Quarzstücken und einzelnen limonitischen Erzbrocken erkennbar (möglicherweise war ein Erzgang an eine hier durchziehende NE-Störung gebunden).

Der Erzgang bzw. die heute sichtbaren Tagverhaue W oberhalb der Niedermülleralm streichen ENE und erstrecken sich insgesamt über ca. 300 m – von 1900 m bis etwa 2000 m Höhe – („südwestlicher Erzweg“ bei FRIEDRICH, 1963: 15–16a). Zwischen der untersten Halde und dem W oberhalb vorbeiführenden Erzweg zieht eine auffallende, ca. 15×10 m große, flach geneigte, grasige Fläche nach N bis zum Bach; jenseits (N) schließt eine ebenfalls grasige, ebene, 1,5×2,5 m große Fläche, in Form eines offenen Rechteckes begrenzt (Gebäuderest?).

Die alten, zwischen 2130 m und 2180 m gelegenen Baue auf dem langgestreckten Karboden der „Schöneben“, ENE unterhalb des Lackentörlspitzes, sind erstmals bei FRIEDRICH (1963, 16–16a) kurz erwähnt und verzeichnet sowie später von ihm in einem Nachtrag zu

seiner „Monographie“ (als Aktenvermerk vom 11. 8. 1978) ausführlicher beschriebenen (s. auch den Briefwechsel mit G. NEDERMÜLLER aus Greifenburg). Die obersten Baue gehen in Grobblock-Moränenwälle, ±gut erhaltene Mauerreste sind noch deutlich zu erkennen. Ca. 60 m SW der obersten von FRIEDRICH beschriebenen Mundlochpinge fand ich einen weiteren derartigen Einbau, ebenfalls mit einem sorgfältig gemauerten Gebäuderest (3×2 m, bis 2 m hoch, Feuerstelle). Der „teilweise noch offene Tagverhieb eines Ganges“ (FRIEDRICH) ist ca. 40 m lang, streicht von ENE (S) bis NNE (N) und liegt auf ca. 2160 m. Bei ca. 2130 m, am NE-Rand des kleinen Moores, befindet sich ein verbrochenes, abgesoffenes Stollenmundloch. Der Bergbaubereich der „Schöneben“ liegt etwa in der streichenden Fortsetzung des südwestlichen Erzweges der Niedermülleralm.

Im „Pflegerloch“ (Kar zwischen der Grafischen Tristen und Grubachkogel/Gamseck) geht ein blockig verstürzter Bau (Tagverhau und/oder Stollenmundloch?) mit 5 m langer, 25° streichender Zugangsrosche ebenfalls in Lockergestein (Grobblock-Moräne) und [Bergsturz-]Blockhalde; Mauerreste und eine bewachsene, kleinstückige Halde mit reichlich „Quarzporphyrit“-Stücken sind deutlich erkennbar (ca. 2120 m).

Der bei FRIEDRICH in einem Aktenvermerk (1978) erwähnte alte Sackzugweg führt von einem kleinen, an der Trogkante bei ca. 1930 m gelegenen Moor über die Steilstufe (Trogwand) in NNE-Richtung, mit bis zu 30° Neigung, zuerst als ca. 2 m breite Hangleiste, weiter unten als 10 m breite Rampe, zur Niedermülleralm hinunter. Die Lage und der Verlauf des Sackzugweges, Ritzzeichen auf „Quarzporphyrit“-Blöcken am Steig SW oberhalb des Sackzugweges (bei ca. 2030 m) und der erwähnte alte Einbau könnten auf eine ehemals weit intensivere Bergbautätigkeit im „Pflegerloch“ hinweisen.

Ca. 1 m unterhalb des Sackzugweges, auf ca. 1785 m Höhe, SW der Niedermülleralm, liegt die von FRIEDRICH (1978) erstmals näher in Augenschein genommene, geritzte Felsplatte des „quarzporphyritischen“ Ganggesteinstyps mit auffallendem Jesus- und Marien-Monogramm.

Die bei FRIEDRICH (1978) vermerkten Reste einer alten Erzaufbereitung im Gnoppitztal befinden sich ca. 150 m NNW der Brücke über den Gnoppitzbach (Aufahrt zur Niedermülleralm) zwischen Bach und AV-Weg.

Bericht 1986 über geologische Aufnahmen in der Kreuzeckgruppe auf Blatt 181 Obervellach

Von BERNHARD KRÄINER (auswärtiger Mitarbeiter)

Die Kartierung umfaßte die linke Talseite der Teuchl im Bereich der Trögeralm. Der Hauptkamm wurde vom Schneestellkopf (2688 m) bis zum Karluckerkopf (2635 m; auf ÖK fälschlich Kehluckerkopf bzw. Källuckerl) verfolgt; vom Karluckerkopf aus wurde die rechte Seite des Kleinblößenkars bis ca. 2150 m und in weiterer Folge die Abbrüche der Mattizehr bis an den Teuchlbach (ca. 1400 m) aufgenommen. Im W wurde an die Vorjahrskartierung im Bereich Eisenriegel angeschlossen. Das weite Hauptkar der Trögeralm gliedert sich ab ca. 2150 m in das westliche Trögerseekear und das östliche Kalte Kar.

Die südwestliche Trögeralm um den Trögerseebach und die tieferen Abbrüche der Mattlzehr werden von den gleichen (Granat-)Zweiglimmerschiefern, die im Liegenden der Seebachhöhe-Einheit (siehe Bericht 1985) den Bereich der Eisenalm aufbauen, eingenommen. Die Glimmerschiefer vom Eisenalmtypus (eher feinkörnig, biotitführend, quarzreich bis quarzitisch, granatarm, vereinzelt staurolithführend, tw. gneisig mit Übergängen zu Paragneis) grenzen im Gebiet der Trögeralm im Liegenden an massive bis plattige, tw. quarzitische Zweiglimmer-Paragneise mit pegmatoiden Einschaltungen. Die feinkörnigen, granatfreien Gneise zeigen mit schwankendem Biotitanteil bräunlichgraue bis dunkelgrau-schwärzliche Farbtöne. In der Gesteinsfolge sind alle Übergänge von Gneis bis zu Quarzit anzutreffen. Die durchschnittlich 2–10 m mächtigen (Glimmer-)Quarzite in massiger bis plattiger, z. T. feinfädriger Ausbildung weisen neben hellen, größeren, glimmerreicheren Typen auch dunkle, feinkörnige Typen auf, wobei letztere etwas häufiger anzutreffen sind. Größere Pegmatoide mit tafeligen Hellglimmern und cm-großen Turmalinen (Schörl) treten erstmals ab der Linie Ostscharte des Schneestellkopfes (neben Kote 2562 m) – obere Mattlzehr ins Liegende hin auf; bereits im Kalten Kar sind sie häufiger anzutreffen.

Die meist in sf-liegenden pegmatoiden Einschaltungen erreichen Mächtigkeiten von dm–mehrere Meter und Längen von 50–150 m. Im Gipfelbereich des Karluckerkopfes treten gehäuft weißliche, verschieferte bis plattige (Glimmer-)Quarzite mit aplitisch-pegmatoiden, tw. turmalinführenden Partien auf.

Das Erstauftreten der Pegmatoide wird vorerst als Grenze zwischen den im Gelände schwer abgrenzbaren, durch Übergänge verbundenen Glimmerschiefern vom Eisenalmtypus und den Paragneisen verwendet. Graduelle Metamorphoseunterschiede sind zudem nicht nur Liegend/Hangend, sondern auch im Streichen beobachtbar. Durch die Höhendifferenz von 1200 m zwischen Kamm und Teuchlbach ändert sich die Ausbildung der durch das einheitliche Streichen gut verfolgbaren Gesteinszüge bergab von schiefrig zu gneisig.

Bemerkenswert ist das Auftreten einer kleinen 1,5 m mächtigen Marmorlinse (240/70) bei 2230 m auf der linken Seite des Kleinblößenbaches. Der feinkörnige, stark zerrüttete, mittel- bis blaugraue Kalkmarmor liegt in der Nähe einer größeren Pegmatoidlinse. Andalusite (bzw. Paramorphosen von Di nach Ad) wurden in den vorderen und mittleren Teilen des kleinen Eisenriegelkars (SSW Schneestellkopf) und in den unteren Abbrüchen der Mattlzehr angetroffen. Staurolith wurde im Bereich Trögeralm – Kleinblößenalm makroskopisch nicht beobachtet.

Im hintersten, orographisch rechten Winkel des Eisenriegelkars zieht ein ca. 0,5 m mächtiger, basischer Gang (Kersantit, 310/80, 2520 m) schräg nach oben durch die große sf-parallele Platte (180–190/50–60) der Karrückwand. Der länger verfolgbare Gang quert den Südgrat (2590 m) des Schneestellkopfes und verliert sich nach einiger Zeit in den Südostschrofen des Gipfelaufbaues.

Die Gesteine streichen recht konstant nach NW–WNW bei mittelsteilem bis steilem (50–80°) SW-Einfallen; z. T. ist auch Saigerstellung bis NE-Einfallen der sf-Flächen anzutreffen. Die Hauptfaltung, meist mit flach (5–30°) ESE–SE eintauchenden Achsen, zeigt S-vergente Spitz- und Isoklinalfalten; in stärker quarzitischen Partien auch Knickfaltung und offene Falten.

Verbreitet tritt eine unterschiedlich starke Zerschering der Achsenebenen auf. Die jüngeren B-Achsen mit flachwelligeren Verfallungen besitzen ähnlich gerichtete Achsenlagen; bei Störungs- und Zerscheringsbereichen treten z. T. steile bis saigere, auch nach NW oder SW einfallende Achsen auf. Parallel zur Hauptachsenrichtung ist eine deutliche Streckungs- und Überschneidungslinienation ausgebildet.

Die zahlreichen Störungen verschiedenster Ausbildung (Zerrüttungszonen, linsige Zerschörungen, Umschieferungen bis Mylonitisierung) verlaufen subparallel bis spitzwinklig zum Streichen oder in NE–ENE Richtungen (ac-Klüfte); weitere steilstehende Störungen pendeln um die NS-Richtung. In den hochgelegenen schrofig-felsigen Bereichen sind teilweise Vergitterungen von Störungen im Zehner- bis Hundertermeter-Bereich zu beobachten.

Erwähnenswert ist eine größere Störungszone (? dextral), die um Richtung 120° streichend, aus dem Steinkar kommend bei 2480 m den Hauptkamm quert und über das NE-Eck des Kalten Kars in die Kleinblößenalm zieht. Die stärker diaphthoritischen Gneise im Liegenden, welche den W-Grat zum Karluckenkopf aufbauen, sind biotitärmer, führen meist chloritisierte oder limonitisierte Granate (bis 1 cm), die Klüfte führen Chlorit und seltener cm-große Feldspäte (?Adular). Gleichzeitig ändert sich plötzlich das generelle Streichen um ca. 30°; im Kalten Kar liegen die Werte um 180–200°/60–80°, die diaphthoritischen Gneise streichen 220–230°/70–80°. Die Marmorlinse und eine kleine Vererzung (s. unten) liegen im Störungsbereich.

Große Teile der Trögeralm mit den anschließenden Talflanken stellen ein ausgedehntes Bergzerreißungs- und Hangauflösungsgebiet dar, an dessen Stirnseite die Plaie der Mattlzehr mit drei größeren, kulissenartig versetzten Abbruchnischen (sporadischer Steinschlag) aktiv ist. Die höchsten Anrisse liegen derzeit bei 2020 m, wodurch die Plaie (inkl. Sturzhalde) rund 600 Höhenmeter umfaßt. Weitere Felsabbrüche liegen, jeweils SSW bis SW versetzt bei 1800–1840 m und 1660–1740 m. Die Abbruchflächen ergeben sich aus einer Kombination von sf-Flächen und subparallel verlaufenden Störungen mit den ac-Klüften und den annähernd hangparallel verlaufenden ENE–NE-Störungsrichtungen.

Die Morphologie der Trögeralm ist durch ein unübersichtliches System von tiefen, langgezogenen Mulden (= Tröge) und Wällen gekennzeichnet, das auf ESE–SE und ENE–NE verlaufende Hangzerrungen und tiefgreifende Bergzerreißen mit Verkippungs- und Nachsackungserscheinungen zurückzuführen ist. Diese Erscheinungen treten bis knapp unter 2200 m auf. Sie bedingen auch das Schwinden des Baches aus dem Kalten Kar (2120–2140 m), sodaß E des Trögerseebaches bis auf einen kleinen Austritt (?Kluftquelle) kein obertägiges Wasser auftritt. Für eine detaillierte lagemäßige Erfassung der Hangbewegungserscheinungen wäre eine Luftbildauswertung notwendig.

Die flacheren bis mittelsteilen Anteile der Trögeralm und Kleinblößenalm sind von z. T. großflächigeren Moränenablagerungen bedeckt. In den Kären sind durch kleinere Moränenwälle (2200–2420 m) zwei bis drei Rückzugsstadien erkennbar.

Abgesehen von einigen stärker brandigen Stellen im Bereich Schneestellkopf – Trögersee und Mattlzehr wurden keine Vererzungs- oder Bergbauspuren angetroffen. Ein kleiner unbedeutender Schurf fand sich bei

2280 m in der Kleinblößenalm. Er liegt ca. 30–40 m E des Baches und folgt einige Meter lang einer rasch ausdünnenden Kluff (vor Ort noch 5 cm). Einige größere Derberzbrocken (ca. 1–3 kg, i. w. Magnetkies mit Pyritnestern und Quarzkörnern) wurden noch angetroffen.

Bericht 1986 über geologische Aufnahmen im Teuchltal (Kreuzeckgruppe) auf Blatt 181 Obervellach

Von HARTMUT OBENHOLZNER (auswärtiger Mitarbeiter)

Kartiert wurde das Gebiet des Großblößenbaches.

Zwischen Tanzböden und Großblößenalm erstrecken sich Reste von Moränenwällen. Östlich davon bedecken ausgedehnte Schuttfächer das Kar bis zu den schrofigen Felswänden des Kammes S Gamskarspitz.

Die südlich der Großblößenalm anschließenden steilen Hänge sind mit Bach- und Hangschutt bedeckt, auf denen sich Wald, Strauchwerk oder Almboden erstrecken. Grobes Bergsturzmaterial und einige Aufschlüsse in sehr exponierten Lagen bilden die Ausnahme. Zwischen 1750 und 1850 m hat die erodierende Wirkung des in Kaskaden herunterstürzenden Großblößenbach den anstehenden Fels freigelegt.

Relativ unbedeckt von jungen Ablagerungen ist das Gebiet zwischen Klein- und Großblößenbach. Auf Felsvorsprüngen und in kleinen Senken hat sich Boden ansammeln können, der von Bäumen extensiv genutzt wird.

Der Kamm S Gamskarspitz wird relativ homogen von Zweiglimmergneisen aufgebaut. Die Hauptschieferungsrichtung weist von NW nach SE folgende Streich- und Fallwerte auf: 190/80, 200/90, 180/90, 190/85, 174/80 und 172/90 (gemessen am Wandfuß im Abstand von ca. 300 m). Der letzte Wert stammt bereits aus dem Amphibolitzug, der die westliche Fortsetzung des Amphibolituzes W Geistlacke (Bericht 1986) darstellt.

Im Haldenbereich des Kammes wurden auch metapegmatitische Gesteine und graphitführende Glimmerschiefer bzw. Amphibolite gefunden, die in dm-mächtigen Lagen in die Zweiglimmergneise eingeschichtet sein müssen. Auch phyllitische bzw. phyllonitische Schiefer kommen in cm-dünnen Lagen darin vor.

Zwischen dem Amphibolitzug und dem Sattel nördlich der Blößenbichklöpfe existiert eine 10-er-Meter mächtige Zerrüttungszone, in der zerscherte Zweiglimmergneise, Mu-Ch-Gr-Gneise und Gr-Mu-Schiefer anstehen.

Die Blößenbichklöpfe gehören zu dem Leukogneiszug, der NW–SE verlaufend die Hänge nördlich des Gasthauses Alpenheim aufbaut. Wahrscheinlich zieht zwischen 1700 und 1750 m ebenfalls eine Störung durch das Bett des Großblößenbaches (NW–SE-verlaufend), die die Augen- bzw. Feinkorngneise der Blößenbichklöpfe von den südlich davon anstehenden Zweiglimmergneisen, die das Gebiet zwischen Klein- und Großblößenbach aufbauen, abgrenzt.

Im westlich anschließenden Parallelgraben des Großblößenbaches (zwischen 1530 und 1630 m) ist wahrscheinlich entlang einer N–S-verlaufenden Störung ein saures, Gr-führendes Ganggestein aufgedrungen, das linsenförmig, 3–4 m mächtig, im Graben ansteht.

Die Zweiglimmergneise im Norden des Kartierungsgebietes weisen durchschnittliche Streich- und Fallwerte von 185/85 auf. Man findet auch isoklinal verfaltete

Leukogneislagen von 2–3 cm Mächtigkeit in den Zweiglimmergneisen.

Die wichtigsten tektonischen Lineamente stellen die Störung, die über den Sattel nördlich der Blößenbichklöpfe verläuft, und die weiter südlich davon vermutete Störung, die die Leukogneise von den Zweiglimmergneisen trennt, dar.

Blatt 184 Ebene Reichenau

Bericht 1986 über geologische Aufnahmen im Quartär auf den Blättern 184 Ebene Reichenau und 185 Straßburg*)

Von FRIEDRICH HANS UCIK (auswärtiger Mitarbeiter)

Die 1983 begonnene quartärgeologische Kartierung wurde auch 1986 fortgesetzt, wobei sich die Arbeiten auf drei, räumlich voneinander getrennte Gebiete verteilten:

- 1) den obersten Abschnitt des Gurktales E Ebene Reichenau sowie das Andertal N St. Lorenzen;
- 2) das Gurktal zwischen Kleinglödnitz, Braunsberg und Weitensfeld;
- 3) die N-Seite der Glantalung von Gradenegg gegen E bis zur Grenze des Kartenblattes einschließlich des Bereiches Nußberg – Höffern – Schaumboden.

Bereich 1

Während im Bereich der Ortschaft Schuß oberhalb der Mündungsstufe bei Ebene Reichenau ein schmaler Alluvialboden aufgeschüttet wurde (vgl. Bereich 1985), durchfließt die Gurk östlich (talaufwärts) von Schuß bis etwa 500 m W der Huberalpe eine jung eingeschnittene, gefällsreiche Schluchtstrecke mit zahlreichen Felsaufschlüssen. Erst ab der oben genannten Marke W der Huberalpe weiter talaufwärts wurde sowohl im aller obersten Abschnitt des Gurktales bis ca. 1 km N der Messanegeralpe ein maximal 200 m breiter, ebener Talboden aufgeschüttet als auch ein ganz schmaler Talboden im untersten Abschnitt des gegen E zum Gh. Alpi hinaufführenden Tales. In der Umgebung der Huberalpe sind in beiden Tälern die Reste von 2 oder 3 höheren Alluvialterrassen vorhanden, in deren Aufbau eine kleine s-ki-Grube 300 m SW der Huberalpe, auf der linken Talseite Aufschluß gibt: die überwiegend sandig-feinkiefigen Sedimente zeigen eine deutliche, horizontale bis schwach geneigte Schichtung.

Das rund 250 m über der heutigen Gurk liegende Andertal bei St. Lorenzen ist ein langgestreckter Kessel, dessen Unterrand an jenen von Hängetälern erinnert; der Abfluß hat sich in diese begrenzende Schwelle bereits deutlich eingeschnitten. In der Mulde entwickelte sich ein Torfmoor, das früher in einem heute noch erkennbaren Torfstich ausgebeutet wurde.

Sowohl am Rande des Andertaler Moores wie auch auf der Gurktalsole sowie auf den Talhängen in der Umgebung von St. Lorenzen sind zahlreiche Gerölle wie erratische Blöcke karboner Quarzkonglomerate zu finden, die wahrscheinlich als ausgewaschenes Grundmoränematerial zu deuten sind. Sonstige Vergletscherungsspuren (Moränenwälle, Eisrandterrassen) konnten nicht beobachtet werden. Aber erst nach vollständiger

Kartierung der karbonen Quarzkonglomerate wird man mit Sicherheit sagen können, welche dieser als Erratika bestens geeigneten Konglomeratblöcke als Hinweise auf die Ausdehnung der eiszeitlichen Vergletscherung und vor allem auf die Obergrenze des Eises verwendbar sind.

Bereich 2

Die hoch über der heutigen Gurk gelegenen Reste einer hoch- bis frühspätglazialen Talverbauung, die ab der Einmündung des Sirnitzbaches auf beiden Talseiten erhalten blieben, reichen talabwärts mit Sicherheit bis Altenmarkt (vgl. Bericht 1985). Außer den schon früher genannten Terrassenresten ist jener, auf welchem Altenmarkt liegt, zu nennen. Der weitaus größte Rest dieser alten Talverbauung ist jener von Braunsberg (max. 2,5 km lang und bis 1,1 km breit); in einer kleinen, seichten Kiesgrube ca. 200 m SSE P. 765 ist klar eine horizontale Schichtung zu erkennen, im Geröllmaterial überwiegen deutlich \pm schiefrige Gesteine. Wenige hundert Meter talaufwärts der Einmündung des Glödnitztales setzt die nächsttiefere, wahrscheinlich spätglaziale Alluvialterrasse des Gurktales ein, deren Oberfläche um ca. 15–20 m tiefer liegt. Sie konnte in mehreren, vergleichsweise kleinen und schmalen Terrassenresten auf beiden Talseiten bisher bis SE von Weitensfeld verfolgt werden. In einer großen, in Betrieb stehende s-ki-Grube beim Gehöft Strutz E Altenmarkt ist eine weitgespannte horizontale bis flach, selten stärker geneigte, häufig ungleichmäßige Schichtung zu erkennen; insgesamt scheint es sich um kleinräumig angelegte, z. T. wildbachartige Ablagerungen zu handeln, unter den Gerölln finden sich neben \pm schiefrigem Lokalmaterial auch fremde granitische und porphyrische Gesteine, also Material des Draugletschers. Eine kleine, seichte, heute offenbar verlassene s-ki-Grube auf der rechten Talseite ca. 600 m E der Flotthube (= Flatt) zeigt horizontal gelagerte gs-Schichten mit nur vereinzelt Gerölln und kleinen Blöcken; beim gs handelt es sich i. a. eigentlich um Splitter div. Schiefergesteine, unter den Gerölln und Blöcken finden sich auch sichere Tauerngranitgneise. Eine größere ehemalige Kiesgrube in dieser alten Talverschüttung wird in unverantwortlicher Weise als Müll- und Autowrackdeponie genutzt (SSW von Weitensfeld).

Analog zu den Seitentälern von Glödnitz und Deutsch-Griffen wurden auch weiter talabwärts einige kleinere Seitentäler und -gräben durch die Aufschüttungen im Gurktal abgesperrt, sodaß die Seitenbäche hinter dieser Absperrung z. T. wahrscheinlich relativ mächtige Alluvionen aufschütteten (NNW Altenmarkt, kleiner Graben WNW Altenmarkt, 2 kleine Gräben S Weitensfeld – Gebiet von Hardernitzen). Mit der Tieferlegung der Erosionsbasis im Gurktal haben sich natürlich auch diese Seitenbäche meist wieder eingeschnitten und die ursprüngliche Aufschüttung größtenteils wieder abgetragen.

Etwa 0,5 km flußabwärts der Einmündung des Glödnitztales setzt der breite, nacheiszeitliche Talboden der Gurk ein, der 40–50 m tiefer als die alte, hochglaziale Talverschüttung liegt und i. a. eine deutliche Zweiteilung erkennen läßt: wenige Meter höher als der jüngste, tiefstgelegene und von der heutigen Gurk durchflossene Talboden liegt eine weitere, relativ ausgedehnte Alluvialterrasse (z. B. Umgebung der ehemaligen Endstation der Gurktalbahn, Kaindorf, Umgebung des Gehöftes Harder W Weitensfeld). Der größte Teil von Wei-

tensfeld (alter Ortskern) liegt auf der tiefsten Talterrasse und wird z. T. durch Dämme gegen Überschwemmungen geschützt. SW Harder sowie rechts der Gurk 500 m N Unterfressfelder (Braunsberg) sind z. T. undeutliche Reste einer ?spät- bis ?nacheiszeitlichen Alluvialterrasse 20–25 m über der rezenten Gurk erhalten, sie senkt sich z. B. SSW Altenmarkt (SE Kote 716) ohne scharfe Grenze zur höheren nacheiszeitlichen Alluvialterrasse hinab.

Bereich 3

Die nördlich des eigentlichen Glantales, durch einen niedrigen Höhenzug von diesem abgetrennte und höher als das Haupttal gelegene Talfurche bildet keine von Kleingradenegg–Hafenberg im W bis zur östlichen Blattgrenze durchgehende Rinne, die während des Gletscherrückzuges vor dem Freiwerden des eigentlichen Glantales als frühe Abflußrinne benützt wurde (vgl. Bericht 1985; dort auch fälschlich Hafendorf bei St. Ulrich). Diese Talfurche wurde beim Gletscherrückzug abschnittsweise aktiviert; als erstes ein kurzes Teilstück, das von nordöstlich Beißendorf bis Treffelsdorf reicht, als zweites Teilstück ein Talabschnitt, der beim Schoberhof W Pulst beginnt und bis Beißendorf im E reicht und einen breiten, durchlässigen Talboden aufweist. Und als letzter, längster Abschnitt wurde das Talstück von Kleingradenegg im W bis Glantschach im E benützt, wobei allerdings der eigentliche, z. T. breite Talboden größtenteils bereits südlich außerhalb des Kartenblattes 185 liegt. Diesen 3 Abschnitten entspricht im wesentlichen auch die heutige Entwässerung, wobei aber nur der westliche Teil ein durchgehendes, aktives Gerinne, den Liemberg Bach, besitzt.

Der nördliche Rand bzw. die Obergrenze der Vergletscherung ist vor allem durch Eisrandterrassen fast durchgehend gut markiert, er lag – von W nach E – bei Pflausach bzw. auf der Höhe des Höllwaldes W Sörg, bei Pflügern und beim Anwesen Eberhard NW Sörg, bei Reidenau N Waggendorf, bei Fachau, beim Anwesen Mente am Südabfall des Lorenziberges sowie N oberhalb Treffelsdorf.

Im Tal des Harter Baches hat dieser hinter dem Eisrand eine relativ ausgedehnte Schotterflur abgelagert, auf deren erhaltenen Resten u. a. die Ortschaft Hart liegt; mit Beginn des Gletscherrückzuges hat der Harter Bach diese Alluvialterrasse teilweise wieder erodiert und seinen heutigen Talboden aufgeschüttet.

Der schrittweise Gletscherrückzug bzw. das Einsinken der Eisoberfläche ist durch zahlreiche größere und kleinere Eisrandterrassen und -terrasseimente, die sich vielfach in der Tallängsrichtung gut verbinden lassen, deutlich markiert. Dabei ist festzustellen, daß die Ergebnisse meiner Kartierung weitestgehend mit jenen von E. LICHTENBERGER (Mitt. Österr. Geogr. Ges., Wien, Bd. 101, 1959) übereinstimmen; Unterschiede bestehen vor allem darin, daß Lichtenberger einige der peripheren Gletscherspuren als Riß-zeitlich einstufte (z. B. am Ausgang des Freundsamer Moores NW Gradeneegg, im Bereich Pflügern – Höllwald oder N Reidenau), während mir kein Grund für diese Abtrennung vorzuliegen scheint.

Eine große, derzeit stillgelegte s-ki-Grube SE Beißendorf schließt sehr schön die Randterrasse des St. Veiter Stausees (nach Lichtenberger) auf, wobei sich allerdings recht deutlich mehrere Terrassenniveaus unterscheiden lassen. In den Ablagerungen dieser Grube tritt fs ebenso stark bis fast völlig zurück wie gki und st, die

sehr deutliche Schichtung zeigt ein Einfallen (unter gemessenen 25–30°) gegen E bis SE, teilweise sind die Schichten mehr oder weniger verkittet; es handelt sich hier offensichtlich um eine deltaartige Schüttung aus nordwestlicher Richtung (? aus der oben erwähnten höheren Talrinne?) in ein stehendes Gewässer.

Auch im höheren Abschnitt des Mühlbaches NW St. Veit/Glan (Raum Schaumboden – Nußberg – Höffern) konnte weitestgehende Übereinstimmung mit der Kartierung von Lichtenberger erzielt werden. Der Eisrand ist durch z. T. ausgedehnte Eisrandterrassen und -aufschüttungen an der Linie Geiselhof – Gehöft Vostl – Bachlhofer – Lager markiert, mindestens 5 weitere Terrassenniveaus zeigen auf Blatt 185 das Einsinken der Eisoberfläche an (weitere Rückzugsstände liegen bereits auf dem Kartenblatt 186 St. Veit).

Blatt 185 Straßburg

Bericht 1986 über geologische Aufnahmen im Grundgebirge der Gurktaler Alpen auf Blatt 185 Straßburg*

Von GEORG KLEINSCHMIDT, THOMAS FUNK, BRIGITTE GANTER, ERHARD HEINRICH, MARTIN HENNEBERG, MICHAEL HÖCK, PETER LANGGUTH, KNUT MILBREDT, PETER STOCK, JÜRGEN VOGT & CHRISTOPH WERNER (auswärtige Mitarbeiter)

Das Schwergewicht der Aufnahmen lag 1986 im Norden und Nordwesten des Blattes 185 Straßburg. Die elf Teilgebiete sind im folgenden von W nach E und dann von N nach S fortlaufend angeordnet.

Bei den Aufnahmen 1) bis 6) und 8) bis 10) handelt es sich um Diplomkartierungen der Universität Frankfurt am Main, die z. T. im Berichtsjahr abgeschlossen wurden (= *):

- 1) Hirschstein – Lichtenberg – Leitnereck (K. MILBREDT),
- 2) Schwarzenbach – Unteralpe – Wöbring (T. FUNK*),
- 3) Oberhof- Sonn- und Schattseite (P. LANGGUTH),
- 4) Oberhof – Mödringbach – Mödringberg (M. HÖCK),
- 5) Oberhof – Metnitz – Vellachtal – Mödringbach (C. WERNER*),
- 6) Oberort-Feistriz – Vellach (J. VOGT*),
- 7) Zeinitzen – Machuli – Kraßnitz (G. KLEINSCHMIDT),
- 8) Moos – Eselberg – Ettingerkögele (E. HEINRICH),
- 9) Zauchenwinkelgraben (M. HENNEBERG),
- 10) Mödring (Zweinitzbachtal) (B. GANTER),
- 11) Lantschnig bei St. Ulrich (P. STOCK).

Der Kartierung wurde wiederum die von VON GOSEN (1982) erarbeitete, auf Vorarbeiten von THURNER (1958) und BECK-MANNAGETTA (1959) beruhende tektonostratigraphische Seriengliederung zugrunde gelegt. Es zeichnet sich ab, daß sie im weiteren Verlauf der Aufnahmen der Ergänzung bedarf bzw. flexibler anzuwenden sein wird. Die im folgenden verwendeten Gesteinsbezeichnungen sind reine Feldbezeichnungen in Anlehnung an die früheren Aufnahmen (Berichte für 1983–1985) und an die Klassifikation von FRITSCH, MEIXNER & WIESENER (1967). Korrekturen nach teils noch ausstehender Mikroskopie sind zu erwarten.

Wie in den Nachbarregionen und früher abgeschlossenen Teilaufnahmen (BRAUN, 1986; VON GOSEN, 1982; HAIGES, 1985; RING, 1984; SEITZ, 1986) lassen sich vor allem für phyllitische Gesteine der 1986 abgeschlossenen Aufnahmen (Gebiete 2, 5, 6) mindestens fünf, oft sechs Deformationen belegen. Von F_1 sind lediglich s_1 -parallele Quarzgänge reliktsch überliefert. Cm- bis dm-große, isoklinale E–W- bis NW–SE-Falten dieser Quarzgänge belegen die zweite Deformation (F_2). Das zugehörige s_2 läßt sich gelegentlich im Dünnschliff als Relikt nachweisen. F_3 liefert das prägende Gefüge. Im Zuge von F_3 kommt es zur Überschiebungstektonik, die eine starke Zerschering (Boudinage der F_1 -Quarzgänge) und Schieferung (s_3) bis in den Kornbereich zur Folge hat. In Dünnschliffen ist eine gute Regelung der plattigen und stengeligen Minerale, sowie eine Plättung der Quarzkörner entlang dieser Schieferung zu beobachten. Die entsprechenden Falten sind meist isoklinal im dm- bis m-Bereich, und ihre B-Achsen streichen meist E–W, schwenken jedoch bis in die SSW–NNE-Richtung. Hinzu tritt etwa senkrecht B_3 eine lagenkonstante Streckung (str_3). Während F_2 und F_3 mit grünschieferfazieller Metamorphose verknüpft sind, beginnen mit der vierten Deformation (F_4) die Kaltdeformationen. F_4 bildet enge, leicht ostvergente Falten kleiner Amplitude (cm-Bereich) mit NW–SE- bis N–S-streichendem B. Die F_4 -Deformation ist zum einen durch dachziegelförmige Stapelung, d. h. en-échélon-Anordnung der durch F_3 gebildeten Quarzboudins (E-auf-schiebend), zum anderen durch ecc-Gefüge (crenulation-cleavage, E-abschiebend) charakterisiert. Die fünfte Deformation (F_5) ruft einen offenen Faltenbau im m- bis 10-m-Bereich hervor. Ihre Achsen streichen vermehrt um N–S (zwischen NW–SE und NNE–SSW). Eine zugehörige Schieferung (s_5) ist äußerst selten und undeutlich entwickelt. Die finale Deformation F_6 erzeugte einen flachwelligen Faltenbau mit im Mittel NE–SW-Achsen.

1) Hirschstein – Lichtberg – Leitnereck (MILBREDT)

Dem Einfallen der strukturprägenden Schieferung s_3 nach NW bis NNW entsprechend findet sich das Liegende der Gesteinsfolge im Süden des Kartiergebietes, in Richtung Norden das Hangende.

Der untere Teil der Gesteinsfolge wird durch die „Übergangsserie“ (v. GOSEN, 1982) gebildet. Diese Serie wurde in einem breiten Bogen vom Südhang des Leitnerecks über seinen Ost- zum Nordhang verfolgt, wo sie unter dem Hangenden abtaucht. Sie besteht im wesentlichen aus granat-, gelegentlich auch amphibolführenden phyllitischen bis phyllonitischen Gesteinen, in die Linsen von Quarzphyllit, karbonatischem Biotit-Chloritschiefer und Graphitschiefer eingeschaltet sind. Am Südhang des Leitnerecks finden sich zwischen 1020 und 1080 m Höhe Linsen von quarzitischem Granatglimmerschiefer mit über 2 mm großem Granat, von karbonatführendem Biotit-Chloritschiefer und von verschiedenen Graphitschiefertypen. Am Leitnereck-Nordhang stehen auf 1100 m Höhe mehrfach Phyllonite an.

Die Grenze zum Hangenden der Übergangsserie wird durch einen unterbrochenen Linsenzug aus karbonatführendem Biotit-Chloritschiefer und Graphitschiefer gebildet.

Darüber folgen die Gesteine der Biotit-Chloritschiefer-Serie, die dementsprechend Zentrum, Westen und Norden des Kartiergebiets einnehmen. Ihr häufigstes

Gestein ist Biotit-Chloritschiefer mit mehr oder weniger quarzitischem Habitus. Die Variationsbreite der Biotit-Chloritschiefer reicht bis zu fast quarzfreien und karbonatführenden Typen. Diese Schwankungen sind sehr kleinräumig und können daher kaum auf der Karte dargestellt werden. Nach Norden nimmt die Zahl der kartierbaren Einschaltungen zu. Ausgeschieden wurden zahlreiche Linsen u. a. von dunklem quarzitischem Biotit-Chloritschiefer, karbonatischem Biotit-Chloritschiefer und Glimmerquarzit. Die Glimmerquarzite sind durch ihre plattige Spaltbarkeit und häufigen Biotit, nach s_3 eingeregelt, gekennzeichnet. Auffällig ist das Auftreten der Glimmerquarzite vor allem am Nordhang des Leitnerocks SW von Lagerer. Am Ostausläufer des Zweifel konnten mehrere Bereiche mit einer deutlichen Krenulation ausgehalten werden. Stellenweise wurde hier auch das Auftreten von feldspatführenden Biotit-Chloritschiefern beobachtet. Der Arnwaldhang N Ofner ist durch eine besonders starke Variationsvielfalt geprägt: Außer den genannten Gesteinstypen konnten besonders Grüngesteine z. T. mit Karbonat- und Magnetitführung kartiert werden. So ist ein Zug von magnetitführendem Epidot-Chloritschiefer NW Klaming in 1440–1460 m Höhe auf über 400 m verfolgbar. Karbonatische Grünschiefer stehen südlich vom Gipfel des Hirschstein in der Höhe von 1980–2020 m an. Zeilige Amphibolite mit einer Mächtigkeit von 1–1,5 m erschienen nördlich des Punktes 1256 in Höhe von 1360 m und westlich des Punktes 1223 auf 1520 m Höhe. Amphibolitesesteine zeigen z. T. Granatführung! (E Leitnerock).

Die Verbandsverhältnisse N Ofner/W Klaming legen eine intensive Überschiebungstektonik nahe: 350 m NW Ofner folgt über einem aufgeschlossenen Überschiebungshorizont Kohlenstoffphyllit (der Kohlenstoffphyllitserie?) und schließlich unreiner phyllitischer Marmor (Murauer Kalk?). Dasselbe wiederholt sich 100 m nördlich (auf 1380 m Höhe) und ähnlich 150 m W Klaming, wiederum im Zusammenhang mit einer kartierbaren Überschiebungszone. Danach halten wir hier Einschüppungen von Teilen stratigraphisch höherer Serien in die Biotit-Chloritschiefer-Serie für wahrscheinlich. Bruchtektonik konnte bis jetzt nicht nachgewiesen werden.

Eine detaillierte Kartierung des Grundgebirges wird besonders oberhalb ca. 1500 m Seehöhe durch mächtige Hangschuttbedeckung stark behindert. Erratische Blöcke granitischer Fremdgesteine häufen sich am Südhang des Leitnerocks in 1300 m Seehöhe.

2) Schwarzenbach – Unteralpe – Wöbring (FUNK)

Die Übersichtsaufnahme 1985 wurde durch die Detailkartierung weitgehend bestätigt, vor allem im Höhenzug Possachwald – Wöbring präzisiert und insgesamt durch eingehende strukturgeologische Untersuchungen ergänzt. Die tiefste erfaßte Gesteinsgruppe, die Biotit-Chloritschiefer-Serie, ließ sich nicht klar kartenmäßig untergliedern. Immerhin konnten Schwankungen im Feldspat-, Quarz-, Glimmer- und Chloritgehalt als „Muskovit-Chlorit-Schiefer“, „Biotit-Feldspat-Schiefer“ und „Feldspat-Chlorit-Schiefer“ linsenförmig im Kartenbild ausgehalten werden (vor allem E Klaming bis Höhe 1506, aber auch weiter nach SE). Entlang des Schwarzbachtales ist die untere Partie der Biotit-Chloritschiefer-Serie vereinzelt leicht phyllonitisch unter retrograder Chloritisierung von Biotit überprägt. Diese diaphthoritischen Erscheinungen sind der F_3 -Deforma-

tion und der zugehörigen Überschiebungstektonik (z. B. im Oberhofer Fenster) zuzuordnen.

Die im Hangenden folgende Marmorserie tritt im Arbeitsgebiet nicht als durchgehend verfolgbare Einheit auf, sondern ist in Form linsen- und bänderförmiger Einschaltungen innerhalb der Kohlenstoffphyllitserie in den Ortslagen Wöbring/Unteralpe und SE Klaming vertreten (vgl. Bericht 1985).

Zwei größere Überschiebungsbahnen konnten entlang des Südwesthanges des Schwarzbachtales auf mehrere hundert Meter verfolgt werden.

Vielleicht deren Fortsetzung bilden zwei Überschiebungsbahnen im Raum Rogges – Kleinbergner – Wadlitzer, die durch jüngere Bruchtektonik mehrfach unterbrochen und durch junge Bedeckung z. T. verhüllt sind. Diese Überschiebungstektonik ist der F_3 -Deformation zuzuordnen und mit einer Mylonitisierung der betroffenen Gesteine verbunden. Des weiteren zeigen sich auf dem Rücken E und SE Murer und N Klaming kleinere kartenmäßig nicht erfaßbare Überschiebungen, die syn- F_4 sowie syn- F_5 gebildet wurden. Sie benutzen oft durch s_3 erzeugte Scherflächen als Gleitbahnen.

Die tektonische Entwicklung endet mit einer intensiven Bruchtektonik, wobei die Erfassung von Störungen häufig durch eine mächtige Hangschutt- sowie Moränenbedeckung erschwert wurde. Jedoch ließ sich anhand von Nässezonen, Gangquarzen, morphologischen Depressionen und Versatzbeträgen von länger aushaltenden Bändern und Linsen ein überwiegend N–S- bis NE–SW-streichendes Störungssystem auskartieren. Die wichtigsten Störungsbündel verlaufen zwischen

- Klaming und Possachwald (SE-abschiebend),
- W Höhe 1506 und Unterrieger (E-abschiebend),
- Butterer und E Kahl (E-abschiebend),
- Pechmann und Rogges (ESE-abschiebend) und
- Schmalzl und Kleinbergner (SE-abschiebend).

Besonders bedeutende Störungszonen sind im Wöbringbach- und Metnitztal zu vermuten.

3) Oberhof-Sonn- und Schattseite

(LANGGUTH)

Die Aufnahme im Bereich Oberhof-Sonn- und Schattseite ist als zunächst deutungsfreie, detaillierte Revision der Übersichtskarte von HAIGES (1985) vorgehen. Begonnen wurde damit im Streifen Gully/Uslach/Bachlergraben. Die Gesteine unmittelbar beiderseits des Metnitztales gehören dem Altkristallin („Mittelostalpin“) an. Südlich hangaufwärts gegen den Grat Eselberg – Ettingerkögele schließen sich die unteren Einheiten des „Oberostalpins“ („Gurktaler Decke“) an. Das Kartenbild wird von der regional prägenden Schieferung s_3 bestimmt, die flach nach S bis SE einfällt. Im Metnitztal selbst verhüllen Talauensedimente und Reste einer jungglazialen Terrasse (rd. 990 m Sh, W und E Pichler) das Grundgebirge.

Das Kristallin wird von unten nach oben aus folgenden hangparallel ausstreichenden Gesteinseinheiten aufgebaut:

- Graphit-Granatquarzit bis rund 1100 m Seehöhe; eingelagert ist S Regger eine auf 300 m im Streichen verfolgbare Dolomitmarmorlinse. HAIGES (1985) hat dieses und das folgende Gestein als „Oberhofer Karbon“ eingestuft.
- Heller Quarzit, im Usibach 200 m breit ausstreichend, S Pichler ostwärts auskeilend. Von HAIGES

(1985) wurde dieses Gestein innerhalb des „Oberhofer Karbons“ als Metakonglomerat angesprochen.

- Phyllitischer Graphitgranatquarzit, 5 bis 10 m mächtig, aber gut im Hangenden des hellen Quarzits verfolgbar.
- Grobkörniger Granatglimmerschiefer, bis gut 1200 m Seehöhe kartierbar. Er enthält linsenartige Einschaltungen von Hornblendgarbenschiefer, besonders im östlichen Teil. HAIGES (1985) stellt diesen Gesteinsstreifen als „Oberhofer Serie“ an die Basis des Oberostalpins.
- Feinkörniger Granatglimmerschiefer, bis etwa 1320 m Seehöhe (HAIGES, 1985: „phyllitischer Glimmerschiefer“).
- Beide Granatglimmerschiefertypen werden immer wieder, wenn auch nicht kontinuierlich verfolgbar, durch ein 10 bis 20 m mächtiges Band von Myloniten bis Phylloniten getrennt. Dieser Tektonitstreifen ist außerordentlich heterogen zusammengesetzt. Stark graphitische Bereiche wechseln mit quarzitischen, feldspatreichen, kräftig granatführenden und pyhlitischen Partien. Der Zug erinnert stark an eine Mélangé und dürfte einen bedeutenden Bewegungshorizont darstellen.
- Biotit-Chloritschiefer-Serie, im Bachlergraben bis jetzt bis auf 1300 m Seehöhe nachgewiesen. Innerhalb dieser Serie ließen sich verschiedene Phyllitvarianten unterscheiden. Das unmittelbare Liegende bilden schwer abgrenzbare Übergangsgesteine zwischen Glimmerschiefern und phyllitischen Schieferen mit stark wechselnden Mächtigkeiten. Für die Kartierung kommt erschwerend hinzu, daß etwa ab diesem Niveau aufwärts die Schuttbedeckung deutlich zunimmt.

Eine kleine NNW–SSE-streichende, ostabschiebende Störung durchschneidet das bisher aufgenommene Areal Oberhof-Schatzsee ziemlich genau in der Mitte. Durch den Versatz des phyllitischen Graphitgranatquarzit-Bandes läßt sich die Sprunghöhe mit 10 bis 20 m festlegen.

4) Oberhof – Mödringbach – Mödringberg (HÖCK)

Das Aufnahmegebiet umfaßt den SE-Rand des „Oberhofer Fensters“. Im Fensterbereich (Altkristallin und „Übergangsserie“) fallen die Einheiten generell flach nach S; im Rahmen (in erster Linie „Biotit-Chloritschiefer-Serie“) herrscht flaches Einfallen nach W bis SW vor.

Granatglimmerschiefer, Granatgneise und Granatquarzite bilden das Oberhofer Altkristallin zwischen Bachlergraben und Gugler. Linsenförmig eingelagert sind dm-mächtige Hornblendgarben-Granatgneise, begleitet von karbonatischen Gneisen. In den altkristallinen Schieferen und Gneisen treten häufig relativ große Biotitblasten bis max. 3 mm Durchmesser auf, die wie der Granat zum Hangenden hin immer seltener werden.

Die überlagernde „Übergangsserie“ (sensu VON GOSEN, 1982 und HAIGES, 1985) besteht aus granatführenden phyllitischen Glimmerschiefern, Quarziten, Phylloniten und karbonatischen Glimmerschiefern. Im basalen Teil der Serie sind Kohlenstoff führende Gesteinslinsen eingeschaltet: am Bachlergraben Kohlenstoffphyllit und SW Oberhof-Zentrum Kohlenstoffquarzit.

Über der Übergangsserie folgt bis zum Gipfelbereich des Mödringberges die Biotit-Chloritschiefer-Serie. Der Verlauf der Liegendgrenze konnte vor allem wegen

Schuttbedeckung noch nicht geklärt werden. Die Gesteine der Biotit-Chloritschiefer-Serie wurden bisher in der Umgebung des Mödringberges N bis Höhe 1516 und bis „Schaffer“, ostwärts über den Höhenzug 1535 bis zur Lamerhöhe und in der Umgebung der ehemaligen Gehöfte Brunner und Bacher erfaßt und nehmen somit den größten Teil des Aufnahmegebietes ein. Im basalen Bereich (Brunner/Bacher) ist die Serie recht eintönig aus Muskovit-Biotitschiefern, Biotit-Chloritschiefern und feldspatführenden Biotit-Chloritschiefern mit Varianten aufgebaut. Die makroskopisch nur schwer unterscheidbaren Gesteinstypen sind oft miteinander verzahnt und keilen schnell aus. Etwa ab Gehöft Schaffer aufwärts (ca. 1320 m Sh) treten Quarzphyllite und helle Feldspatschiefer hinzu. Auf ca. 1400 m Sh (NE des Mödringberges) sind Chlorit-Kalzitporphyroblasten-Schiefer und Muskovit-Chloritgneise eingeschaltet. Zum Hangenden hin nehmen im Gipfelbereich des Höhenzuges Lamerhöhe – Mödringberg Anteile von Quarzphylliten, feldspatreichen Biotit-Chloritschiefern und Feldspatschiefern deutlich zu. Diese lithologische Änderung, besonders kraß im Bereich des Mödringberges, ist jedoch wegen der schlechten Aufschlußverhältnisse und Schuttüberdeckung am Nordhang des Höhenzuges nicht scharf faßbar.

Am Gehöft Schubrand setzen Gesteine der Kohlenstoffphyllit-Serie ein und ziehen als (tektonische?) Einschaltung innerhalb der Biotit-Chloritschiefer-Serie, störungsbedingt versetzt, am Nordhang der Lamerhöhe entlang nach E bis SE. Die Serie wird überwiegend aufgebaut aus Kohlenstoffphylliten, Kohlenstoffquarziten (\pm Granat), Muskovit-Kalkschiefern und Quarziten. Besonders in karbonatischen Bereichen dieser Serie fällt der Gehalt an Mangan- und Eisenoxiden auf. Östlich des Gehöftes Felferer treten als lokale Einschaltung in die Kohlenstoffphyllitserie (tektonische Späne?) karbonatische Gesteine, unreiner Marmor und Kalkschiefer auf (Vertretung der Murauer Kalke?). Die Kalkschiefer enthalten knapp mm-große Ilmenitblasten.

Die bis jetzt faßbaren Bruchstörungen verlaufen NNW–SSE: eine schneidet W Gugler zahlreiche Gesteinszüge des Altkristallins ab; an der anderen ist zwischen Felferer und W Lamerhöhe die Kohlenstoffphyllit-Serie westabschiebend versetzt und die eingeschaltete Karbonatfolge westlich begrenzt.

Würmeiszeitliche Ablagerungen bilden im Norden des Aufnahmegebietes W Oberhof mächtige Moränen und ließen sich durch erratische Blöcke bis auf ca. 1350 m Sh (300 m N Höhe 1361) nachweisen.

5) Oberhof – Metnitz – Vellachtal – Mödringbach (WERNER)

Auf der Basis der umfassenden Übersichtskartierung 1985 (s. d.) wurde 1986 eine weitergehende Untergliederung der Kartiereinheiten durchgeführt, verbunden mit Ergänzungen und Korrekturen. Die wichtigsten Ergebnisse sind:

Die „Übergangsserie“ (sensu VON GOSEN, 1982) am Ostrand des Oberhofer Fensters W und N Lorentscher wurde in Granat-Glimmerschiefer (tieferer Teil, W Lorentscher) und in eine Wechselfolge Granat-Glimmerschiefer/Biotit-Chloritschiefer (höherer Anteil, N Lorentscher) aufgeteilt.

Die Biotit-Chloritschiefer-Serie konnte vor allem im Raum zwischen Schmieder und Preisöxl gegliedert werden in Biotit-Chloritschiefer i. e. S. oberhalb Lorent-

scher bis auf 1120 m Seehöhe, in sich damit verzahnende phyllonitische Biotit-Chloritschiefer (bis 400 m breiter Streifen um Schmieder und N Preisöxl) und quarzitischer Biotit-Chloritschiefer (vor allem N und E Schmieder), in Serizitschiefer (oberhalb Lorentzschier und Schmieder zwischen ca. 1120 und 1260 m Höhe). Gelegentlich eingeschaltet sind Linsen von Muskovitschiefern. Der „Marmor“ bei Preisöxl (Ber. 1985) ist als karbonatischer quarzitischer Phyllit in die Biotit-Chloritschiefer-Serie zu stellen. Die unteren 30 m des Biotit-Chloritschiefer-Vorkommens unmittelbar südlich Metnitz sind auffallen stark ilmenit- bzw. magnetitführend.

In der Marmorserie im Raum Moser/Duller wurde eine Abfolge von Kalkphyllit, unreinem Marmor und grau-blauem Marmor festgestellt, in die Linsen weißen Marmors eingeschaltet sind.

Die Kohlenstoffphyllitserie wird WSW von Metnitz (N Höhe 1177 und im mittleren Vellachtal um Steiner und die Grabner-Höfe) von Kohlenstoffphyllit s. s. gebildet. Darüber folgen am Südosthang des Grates Höhe 1451/Pirkerkogel/Höhen 1322, 1259 und 1177 in erster Linie quarzitischer Kohlenstoffphyllit; eingeschaltet sind Kohlenstoffquarzite, z. B. an den Höhen 1322 und 1259 und südlich 1451. Granatführung erscheint 100 m S und 400 m SE Mittergrabner und im Hang WSW Metnitz auf etwa 880 m Höhe.

Der Quarzitzug des Pirkerkogels, vom Pirkerkogel gut 400 m nach N verfolgbar, der Feldspat-Chloritschiefer 400 bis 600 m südlich des Pirkerkogels und der 400 m lange Muskovitschieferstreifen am Rücken 1147 bilden das Hangende oder den obersten Teil der Kohlenstoffphyllitserie.

Die vererzte NW–SE-Störung im NE-Teil des Gebietes (vgl. Ber. 1985) konnten nordwärts bis ins Metnitztal weiterverfolgt werden. Ostwärts bis in den Raum Duller folgen mindestens sechs kleinere Parallelverwerfungen mit nordostabschiebendem Versetzungssinn. Zwei E–W-Störungen ließen sich in der Ortslage Mödring nachweisen: 200 m N Lorentzschier innerhalb der Biotit-Chloritschiefer-Serie und 150 m N Preisöxl, wo von 1200 bis 1240 m Höhe die Biotit-Chloritschiefer-Serie gegen die Kohlenstoffphyllitserie stößt (südabschiebend). Der Vergleich mit nördlichen Nachbarnaufnahmen (FUNK, dieser Ber.; SEITZ, 1984) zwingt zur Annahme einer Störung im Metnitztal selbst.

6) Oberort-Feistritz – Vellach

(VOGT)

Die Aufnahmen konzentrierten sich auf den Bereich Ladinigriegel – Vellachbach, Nachkartierungen und Ergänzungen waren in Oberort-Feistritz-Sonnseite und bei Ladugser/Dolzer nötig.

Der gesamte Hang Ladinigriegel – Vellachbach wird im unteren und mittleren Teil aus der Marmorserie (Murauer Kalk), im oberen Teil aus der Kohlenstoffphyllitserie aufgebaut. Oberhalb der Gehöfte Frischer, Fuchs und Oberholzer ist die Trennung beider Serien klar zu fassen; weiter westlich zwischen den Höfen Fleinfuß, Polliger, Pichler und dem Höhenzug des Ladinigriegels sind die Gesteine beider Serien innig miteinander verzahnt. Durch den intensiven Linsenbau bildet die Grenze hier keine einheitliche Fläche wie im Osten. Die Gesteine der Marmorserie ließen sich in blau-grauen Marmor, blau-schwarzen Marmor, gelblich-weißen Marmor, unreinen phyllitischen Marmor und Dolomitmarmor, die der Kohlenstoffphyllitserie in quarzitischer Kohlenstoffphyllit, karbonatischen Kohlenstoff-

phyllit, Kohlenstoffquarzit und Kohlenstoffphyllit untergliedern. An der Basis der Kohlenstoffphyllitserie konnten an einigen Stellen Quarzite auskartiert werden, so z. B. gebänderter Quarzit ca. 200 m über Polliger und Chloritquarzit, z. T. granatführend, ca. 100 m über Frischer. Auf den Gipfeln Pkt. 1480, 1491 und 1487 geht die Kohlenstoffphyllitserie zunächst in stark quarzitischer Phyllite und schließlich in graue Quarzite über. Eine mächtige Hangschuttdedecke sowie Moränenmaterial, welches bis auf 1200 m Seehöhe nachgewiesen wurde, erschwerten die Kartierung.

Im Raum Oberort-Feistritz-Sonnseite fehlen Hinweise auf ehemalige Vereisung. Hier wurde zwischen Unter-, Oberleitner, Agritzer und Tonner eine weitere Unterteilung der Marmorserie und eine genauere Abgrenzung gegen ihr Liegendes, karbonatische Biotit-Chloritschiefer, vorgenommen. Diese karbonatischen Biotit-Chloritschiefer wurden als oberstes Glied der Biotit-Chloritschiefer-Serie aufgefaßt. Beide Einheiten wechseln im Grenzbereich kleinräumig miteinander ab, was auf intensive Verfaltung oder Verschuppung schließen läßt.

Im Gegensatz zum Bericht 1985 wird der Streifen unterhalb der Höhe Ladugser, Dolzer und Sommerleitner der Übergangsserie (sensu VON GOSEN, 1982) zugeordnet. Dafür spricht u. a. ein auf über 200 m verfolgbarer Zug aus Amphibolit zwischen Ladugser und Dolzer sowie ein bis ca. 50 m mächtiger Glimmerquarzit unterhalb Dolzer, entlang des Feistritzbaches bis E Sommerleitner kartierbar.

Das Arbeitsgebiet wird durch etwa N–S- bis NW–SE-verlaufende Störungen zerschnitten, die wegen der mächtigen Schuttüberdeckung nicht immer sicher erfaßt werden konnten. Die wichtigsten N–S-Verwerfungen sind westabschiebend:

- 1) Oberholzer – Sattel 1373 – Schrottenbacher – Feistritztal,
- 2) W Wiesbichler – W Agritzer.

Die bedeutendste NW–SE-Störung verläuft mit einem südwestabschiebenden Versatz von 200 bis 300 m von W Höhe 1335 westlich an Ladugser und Dolzer vorbei das Feistritztal querend und schneidet hier die Übergangsserie westlich ab. In Abständen von 100 bis 500 m besitzt sie eine Reihe von Parallelstörungen.

7) Zienitzen – Machuli – Kraßnitz

(KLEINSCHMIDT)

Im aufgenommenen und ergänzten Streifen am Ost- rand des Blattes zwischen Zienitzen und Kraßnitz werden wegen der allgemein sehr flachen Lagerung die tiefsten Gesteinseinheiten (Glimmerschiefergruppe) im N, d. h. im Bereich des Metnitztales, die höchsten Anteile (Phyllitgruppe) auf dem Grat der östlichen Priegetratte angetroffen.

Die Glimmerschiefergruppe wird im Bereich 300 bis 500 m S und SW des Ortszentrums von Zienitzen aus Granatglimmerschiefern aufgebaut. In deren unmittelbarem Liegendes und im Hangenden sind amphibolitische Gesteine anstehend, z. T. auch nur kartierbar; sie zeigen alle Übergänge zu Hornblendegarbenschiefen. Ein Teil dieser Hornblendegarbenschiefer im Bereich der Höhen von Zienitzen mag auch der Übergangsserie angehören (zw. etwa 900 und 1000 m Höhe). Dieser Gesteinsinhalt der Glimmerschiefergruppe paßt zu den entsprechenden Befunden nördlich des Metnitztales (Raum Hundsdorf, MEYER-HENRICH, 1986).

Die Übergangsserie (sensu VON GOSEN, 1982) ist vor allem im Süden des aufgenommenen Streifens ver- brei-

tet: Es handelt sich um verschiedene phyllitische bis phyllonitische Glimmerschiefer: nördlich der Kirche Kraßnitz bis Pichlbauer und Moser granatfreie quarzitisches phyllitische Glimmerschiefer, 200 m N Moser und vor allem auf dem Höhenzug von Kraßnitz südwärts biotitreiche phyllitische Glimmerschiefer, im Tal ca. 300 m SE Moser auch phyllitische Glimmerschiefer mit kleinen Granaten. Halbwegs zwischen Pichlbauer und Kraßnitz konnte eine ca. 10 bis 20 m mächtige, hell/dunkel gebänderte Quarzitlage kartiert werden.

Die Gesteine der Biotit-Chloritschiefer-Serie nehmen den Raum des Grates östlich der Priegetrate ein; sie ließen sich nordwärts bis etwa 1000 m Höhe hinab nachweisen, südwärts (bis jetzt) fast bis zum Pichlbauern, 250 m W Moser. Es handelt sich dabei hauptsächlich um quarzitisches Phyllite, innerhalb derer sich auch einzelne Härtlingsrippen aushalten ließen (von 500 m E Steiner bis ca. 200 m W Kote 1254). ± Quarzitisches Phyllite in der Umgebung der Kote 1254 führen örtlich kleinen Granat und wurden daher 1984 irrtümlich den Phylloniten der Übergansserie zugerechnet. Grünschieferartige Biotit-Chlorit-Feldspatschiefer bilden kartierbare und mit (quarzitisches) Phylliten wechselnde Züge am Hang N Priegetrate um Steiner. Ob das Amphibolitvorkommen 300–400 m ENE Steiner dieser Serie angehört, konnte wegen schlechter Aufschlüsse bisher nicht geklärt werden.

Noch problematischer ist die Serienzunahme nahezu weißer Marmore halbwegs zwischen Moser und Machulikreuz. Die Gesteinsausbildung erinnert durchaus an Typen der Murauer Kalke. Eine solche Einstufung würde aber hier in der Nachbarschaft von phyllitischen Glimmerschiefern komplizierte tektonische Konstruktionen erfordern, für die es sonst keine Indizien gibt.

Die Bruchtektonik wird, soweit bisher erfaßt, von NNW–SSE- bis N–S-Störungen bestimmt. Den gesamten kartierten Streifen durchschneidet eine westabschiebende NNW–SSE-Störung: Sie läßt sich aus dem Gebiet Leimersberg/Moserwinkel (Aufnahme MEYER-HENRICH, 1986) westlich am Kuchler vorbei, über 300 m E Steiner und 250 m W Kote 1254, zwischen Moser und dem westlich benachbarten Anwesen hindurch, östlich an Kraßnitz vorbei bis etwa 100 m W der Kapelle „938“ verfolgen. Sie ist außer durch die Kartierung von Kataklastitvorkommen 600 m N Kraßnitz belegt, wurde W Kuchler bereits 1984 nachgewiesen. Vom Lambauer nördlich von Metnitz (Aufnahme MEYER-HENRICH, 1986) zieht eine weitere NNW–SSE-Störung durch Zienitzen auf etwa 800 m Höhe ins Nachbarblatt 186 hinein (östlich vorbei an Posch). Eine weitere N–S-Störung ist 600 m östlich Steiner aus Kartierungsgründen zu fordern; eine andere verläuft 300 m ESE Moser am Blatttrand, nachgewiesen durch Kataklastitbildung.

Die Grundgebirgsgeologie wird im gesamten Aufnahmestreifen stark von Quartärbildungen verhüllt. Außer Hangschutt sind dies zum Metnitztal hin (Zienitzen) verbreitetes Fluvio-glazial und Moränen; ihre Verbreitung wurde weiter ergänzt.

Die Lage der Grenze zwischen Phyllitgruppe und Übergansserie konnte im Bereich der Ortschaft Machuli nur abgeschätzt werden. Bruchtektonik dürfte hier nur abschnittsweise das bestimmende Element sein. Welche Rolle der weiße Marmor N Moser dabei spielt, ist noch offen. Auffällig ist das sehr unterschiedliche Kartenbild N und S des Kammes Priegetrate – Machulikreuz: im Norden rascher Übergang aus der Phyllit- in die Glimmerschiefergruppe, im Süden weites Ausstrei-

chen der Übergansserie. Dies ist hier durch die flach NW-fallende Lagerung zu erklären (310/20), die nur bei der Kapelle „938“ störungsbedingt versteilt ist (275/60). Wenn auch ein Teil dieses Gegensatzes auf den Anschnitt durch eine zugleich flache Morphologie im Süden und durch eine steile Morphologie im Norden (bei ebenfalls flacher Lagerung: flach SW für die Phyllitgruppe und flach W für die Glimmerschiefergruppe) zurückzuführen ist, so müssen dennoch zusätzliche Unterschiede hinzutreten: Fehlen der Grabenschiefer im S und starkes Zurücktreten der phyllonitischen Gesteine im N. Die Ursache dieses Gegensatzes ist noch zu klären.

8) Moos – Eselberg – Ettingerkögele (HEINRICH)

Das aufgenommene Gebiet bildet den äußeren Südrahmen des Oberhofer Fensters und wird aus Quarzphylliten aufgebaut. Ihre Lagerungsverhältnisse werden durch die regional prägende Schieferung s_3 bestimmt, die bei N–S-Streichen mit etwa 20–30° nach W fällt. Die Serienzugehörigkeit ist noch offen, Biotit-Chloritschiefer-Serie jedoch nicht ausgeschlossen.

Die Gesteinsabfolge wurde – vom Liegenden zum Hangenden – unterteilt in dunkelgraue Quarzphyllite, feldspatführende Quarzphyllite und gebänderte Quarzphyllite; die beiden oberen Einheiten wurden von BECKMANNAGETTA (1959) als Arkoseschiefer bezeichnet. Die Unterschiede in Mineralbestand und Ausprägung der Gefügemerkmale sind jedoch sehr gering. Gemeinsam ist allen der hohe Quarzanteil und ein gewisser Gehalt an Kohlenstoff, wodurch die Gesteine oft dunkel gefärbt sind.

Die im Raum Moos – Weißenberg und im unteren Graibachtal anstehenden dunkelgrauen Quarzphyllite zeigen deutliche, zur dritten Deformation gehörende mesoskopische Isoklinalfalten mit Quarzanreicherungen in den Faltenscharnieren. Quarz tritt auch in Linsen- und Boudinagestrukturen auf. Die Glimmer der Matrix des Gesteins sind nur gelegentlich als bis zu 0,5 mm große s_3 -parallele Blasten zu erkennen (Biotit).

Nördlich der Höhe 1114 folgen darüber die feldspatführende Quarzphyllite, die im Querbruch deutliche, oft sigmoidale durch F_4 verbogene Quarzlagen aufweisen, die auch Feldspat sowie etwas Eisenoxid führen. Zum Hangenden treten vermehrt quarzitisches Einschaltungen und besonders kohlenstoffreiche Partien auf. Meist sind auf den s_3 -Flächen bis zu 1 mm große Biotite, seltener Muskovite erkennbar.

Diese Gesteine gehen etwa ab einer Höhe von 1400 m in gebänderte Quarzphyllite über, die 1–5 mm dünne Lagen, im Raum südlich des Ettingerkögele auch Schlieren von Quarz mit Feldspat und Eisenoxid in phyllitischer Matrix enthalten. Auf den Schieferungsflächen sind auch hier des öfteren größere Einzelglimmer sichtbar.

Als Einlagerungen wurde 450 m SW Ettingerkögele ein karbonatführender Muskovit-Chloritschiefer und 400 m NE Feistritzer ein dunkler Grünschiefer aus Chlorit, Biotit, Kalzit und Feldspat angetroffen.

Vor allem das Gebiet westlich des Grates zwischen Weißberg und dem Gipfel des Eselberges wird von mächtigen Hangschuttmassen bedeckt. In ihm verbergen sich auch Reste einer starken glazialen Überstreuerung, wie erratische Blöcke von mehreren Metern Durchmesser und kleinere Gneis- und Glimmerschieferge-

schiebe zeigen. Verwerfungen konnten aufgrund dieser schlechten Aufschlußverhältnisse und der Gleichförmigkeit der Gesteinseinheiten bisher nicht nachgewiesen werden.

9) Zauchwinkelgraben

(HENNEBERG)

Das aufgenommene Gebiet umfaßt den Zauchwinkelgraben, den östlich angrenzenden Grat zwischen dem Mödringberg und dem Steindorfer Kreuz und am gegenüberliegenden Hang den Geländestreifen zwischen Zauchwinkel und der Höhe 1304. Dieses Gebiet wird – abgesehen von der großen Hangschuttbedeckung – nur von Gesteinen der Biotit-Chloritschiefer-Serie eingenommen. Sie zeigen außer in der unmittelbaren Nachbarschaft von Störungszonen ein generelles flaches Einfallen nach SW (s_3 -parallel).

Verbreitetster Gesteinstyp ist ein Biotit-Chloritschiefer, der ab 200 m S Punkt 1346 (im Zauchwinkelgraben) südwärts vorherrscht. Das Gestein besitzt schwankende Gehalte von Glimmer, Quarz und Karbonat, vereinzelt Feldspat und Erze, ist stets s_3 -parallel in mm- bis cm-starken Zeilen oder Linsen metamorph gebändert. Nachfolgende Deformation führte zur typischen Welligkeit der s_3 -Flächen. Die Biotit-Chloritschiefer-Aufschlüsse am Grat W Steindorf zeigen ein ausgeprägtes ecc-Gefüge (= s_4) mit ostwärtigem Bewegungssinn.

Sehr ähnlich sind die Feldspat-Glimmerphyllite; durch ihren deutlichen Feldspatgehalt und ihre auffällige Feinfältelung (F_2 oder F_3 ?) ist ihre Verbreitung im Gelände leicht abgrenzbar: großflächig im Hangenden der Biotit-Chloritschiefer im Bereich Glockbrunn – Punkt 1346 – Mödrischer Kreuz, als eingeschalteter, verschuppter Linsenzug vom Zauchwinkelgraben E Ossacher in Richtung Steindorf.

Kleinere Einschaltungen im Biotit-Chloritschiefer bilden Muskovit-Chloritphyllit mit mm-großen Muskoviten knapp W Faillacher Kreuz und 400 m NW Tschriet; Serizit-Quarzphyllit 400 m S Punkt 1346; Quarzphyllit am Hang gegenüber Brunner; Quarzit 200 m SE Brunner.

Das Gebiet wird von einem System aus N–S- und NE–SW-Verwerfungen durchschnitten: Die westabschiebende Störung im oberen Zauchwinkelgraben ergibt sich zwangsläufig aus der Kartierung; eine Schar paralleler NE–SW-Störungen ist etwa 150 m W Mödrisch z. T. aufgeschlossen; die SE-Absenkung an der Störung im Tal Zauchwinkel – Steindorf ist aus der Schlepplage der nordwestlich angrenzenden Biotit-Chloritschiefer zu schließen.

10) Mödring (Zweinitzbachtal)

(GANTER)

Aufgenommen wurde der SE-Ausläufer des Mödringberges (Glockbrunn – Steindorfer Kreuz bis in das Zweinitztal, Ortslage Mödring). Es konnten nur Gesteine der Phyllitgruppe nachgewiesen werden, die generell NW–SE streichen und mit 25–40° nach S–SW einfallen.

In eine Matrix aus Biotit-Chloritschiefer sind Linsen aus Feldspat-Glimmer-Phyllit und verschiedenen Muskovit-Chlorit-Phylliten eingeschaltet. Alle Gesteine zeigen eine intensive Mehrfachfaltung im mm- bis m-Bereich. Der Biotit-Chloritschiefer zeichnet sich durch Lagen von Biotit, Chlorit und Quarz aus. Ihre starke Durchbewegung erzeugt eine wellig-unebene Oberfläche. Im s_3 -parallelen Gefüge sind Quarzlinsen, -bänder und -knauern charakteristisch, die oft vergrust sind und

Mn-Oxid-Überzüge aufweisen. Außerdem treten kleine Bereiche (10-er-cm-Bereich) mit graphitischen Einschaltungen auf. Deutlich davon unterscheidbar sind die Muskovit-Chlorit-Phyllite mit schon makroskopisch erkennbaren großen Glimmerblättchen. Auch hier finden sich Quarzbänder und -knauern. Gegen dieses Gestein läßt sich ein zeitig-quarzitischer Muskovit-Chlorit-Phyllit abgrenzen. Muskovit und reichlich Quarz bilden darin eine straffe metamorphe Bänderung im mm-Bereich. Extrem quarzitisches Lagen werden gelegentlich dm-mächtig. Die Hangseite unterhalb des Glockbrunn bis zur Wildhütte auf Seehöhe 1332 ist mit Schutt, hauptsächlich Feldspat-Glimmer-Phyllit, bedeckt, der bei Glockbrunn ansteht (siehe Bericht HENNEBERG). Dieses Gestein zeigt intensive Verfältelung der Feldspat-Glimmer-Wechsellagen im mm-Bereich.

Bei Übersichtsbegehungen konnten im Bereich Feistritz – Oberort Gesteine der Marmor- und der Kohlenstoffphyllitserie in unterschiedlicher Ausbildung nachgewiesen werden.

11) Lantschnig bei St. Ulrich

(STOCK)

Die Nordflanke des Lantschnig wird von phyllitischen Granatglimmerschiefern des Altkristallins aufgebaut und bildet damit das Westende des Wimitzfensters, das hier endgültig unter die Gesteine der Gurktaler Decke abtaucht. Ein quarzitischer Mylonit trennt das Altkristallin von hangenden granatfreien Quarz-Serizit-Schiefern (Quarzphylliten) der Gurktaler Decke, die von E nach W mächtiger werden. In diese eingeschaltet ist W des Gipfels ein Band aus grobkristallinem hellem Marmor (Kalzit- $\varnothing = 0,5$ mm). Das Hangende dieser Gesteine stellen Grünschiefer im weitesten Sinne dar, und zwar karbonatische Chlorit-Serizit-Schiefer an der SW-Flanke des Lantschnig und am Kirchberg in St. Ulrich und karbonatische Biotit-Schiefer an der SSE-Flanke des Lantschnig. Das Einfallen der prägenden metamorphen Schieferung beträgt im Gipfelbereich ca. 10 bis 15° nach SW und an der S-Flanke des Lantschnig ca. 30 bis 40° nach S und SSW.

Teile des NE- und des SW-Hanges des Lantschnig sind zwischen 750 und gut 900 m Seehöhe von glazialen Ablagerungen verhüllt.

Siehe auch Bericht zu Blatt 184 Ebene Reichenau von H. UCIK.

Blatt 186 St. Veit an der Glan

Bericht 1986 über geologische Aufnahmen auf Blatt 186 St. Veit an der Glan

Von THOMAS APPOLD (auswärtiger Mitarbeiter)

Nach Abschluß der Begehungen im Gebiet um Zeltschach und Kräuping wurde mit der Kartierung des Gebietes W Friesach begonnen, wobei schwerpunktmäßig der Bereich Stegsdorf – Pirkerkogel aufgenommen wurde. In diesem Bereich wird die Situation durch starke quartäre Einflüsse kompliziert. Durch Umfließrinnen ist der Hang oberhalb von Stegsdorf – Engelsdorf stark übersteilt. Hierdurch kommt es großräumig zu Felsgleitungen, wobei 10er-Kubikmeter-große Schollen

keine Seltenheit sind. In den höheren Bereichen herrschen, ebenso wie im Gebiet um Barbarabad, Fließerdebildungen und mächtige Hangschuttbedeckung vor. Bis in Höhen um 1100 m findet man alte Verebnungsflächen mit Schotterresten, die zumindest teilweise als Umfließungsrinnen im Einzugsgebiet des Murtal-Gletschers gedeutet werden können.

Die Gesteine im unteren Teil des Gebietes gehören der Plankogelserie an. Dominant sind helle, z. T. dunkel gebänderte Kalkmarmore, die durch isoklinale Verfaltung Mächtigkeiten von weit über 100 m erreichen. Mit Vorbehalt läßt sich dieser Marmor dem Semlacher Marmor im Plankogelgebiet gleichstellen. In den obersten Bereichen sind Linsen von Spessartin-Quarzit eingefaltet. Ein ähnliches Mn-Quarzit-Vorkommen an der Basis des Marmores bei Engelsdorf ist zweifelhaft, da es sich hierbei auch um eine abgessene Hangenscholle handeln könnte.

Oberhalb des Marmores entwickelt sich eine heterogene Folge von Glimmerschiefern. Vorherrschend sind dunkle Gra-Glimmerschiefer mit z. T. hohem Feldspatanteil. Stellenweise sind dunkle Quarzite eingeschaltet. Dunkle karbonatische Glimmerschiefer mit bis zu 3 mm großen Biotiten bilden, vor allem im SE-Teil des Gebietes, mächtiger Züge. Ihnen eingelagert sind Marmorlinsen, seltener auch Kalksilikattfelse. Auffälligstes Gestein dieses Bereiches sind dunkle St-Gra-Glimmerschiefer vom Typ Plankogel. Sie bilden einen schmalen Zug (20–30 m, max. 50 m) direkt an der Oberkante des Marmores. Stellenweise ist die St-Führung so groß, daß dieser als Hauptgemengteil auftritt (mehr als 20 %). Kleine bis kleinste Amphibolitlinsen finden sich s-parallel eingeschoben.

Unterhalb des Marmores finden sich, nur noch in Resten erhalten und vom Gletscher geprägt, ähnliche Glimmerschiefer wie im oberen Teil. Da typische Leitgesteine fehlen, ist nicht sicher zu entscheiden, ob es sich hier um eine Wiederholung der hangenden Partien handelt. Im Grenzbereich zwischen Marmor und diesen Schiefern findet sich das bekannte Vorkommen des Stegendorfer Serpentinities. Durch ungefähr N–S-streichende Störungen ist der Körper in kleinere Abschnitte gegliedert. Im NW-Teil treten z. T. noch Reste des primären Ultrabasites auf, während im SE die Serpentinisierung nahezu vollständig ist. Reaktionsgesteine finden sich nur sehr untergeordnet im NW-Bereich.

Alle Gesteinseinheiten zeigen mehrfache, z. T. isoklinale Verfaltungen. Hierdurch sind viele Vorkommen linsig ausgebildet. Verschuppungen größeren Ausmaßes – z. B. an der Basis des Marmores im Bereich des Serpentinities – sind nicht auszuschließen. Hierfür sprechen die im Aufschluß beobachteten Bewegungsbahnen, besonders im Marmor. Trotz der Überprägung ist die Abfolge typisch für die Plankogelserie.

Der Gipfelbereich des Pirkerkogels wird ab ca. 1100 m NN von hellen Glimmerschiefern aufgebaut. Diese sind überwiegend Feldspat-reich, enthalten jedoch auch mehrere Züge von hellen Quarziten. Am Top finden sich chloritreiche Partien, die zugleich leicht phyllitisch ausgebildet sind. W des Gipfels schalten sich dunkle Partien in die Glimmerschiefer ein. Amphibolite treten am N-Hang nicht auf, sind aber am S-Hang häufig und massiv ausgebildet (Übersichtsbegehung). Trotz der z. T. etwas phyllitischen Ausbildung ist diese Abfolge mit der Kräupinger (Amphibolit-)Serie gleichzusetzen.

Bericht 1986 über geologische Aufnahmen auf Blatt 186 St. Veit a. d. Glan

Von STEPHAN BERG (auswärtiger Mitarbeiter)

In diesem Jahr konnte ich den Westhang des Höhenzuges Waitschach – Baierberg – Waldkogel kompletieren. Darüberhinaus habe ich das mit Höfferer – Jungmann – Eberhart – Schalkendorf – Urtl – Graben umrissene Gebiet kartiert.

Westhang Schwillerkogel – Waldkogel

Prägend ist im nördlichen Gebiet phyllitischer Granat-Glimmerschiefer. Auffällige Plagioklasgehalte finden sich im besonderen in den glimmerschieferigen Partien westlich und nördlich vom Flodl. Hier wird lithofazielle Nähe zum Glimmerschiefer Typ „Plankogel“ signalisiert.

Die Amphibolite sind, anders als am Südhang des Baierbergs, überwiegend als Granat-Amphibolite ausgebildet. Geringmächtige rötliche und hellbraune Quarzite durchziehen die Struktur und gewinnen gegen Norden an Mächtigkeit.

Grobe gebänderte Marmore finden sich nur südlich Unterschwiller, eng verzahnt mit dem Quarzit.

Das gesamte Areal wird von metermächtigem Boden bedeckt.

Höfferer – Jungmann – Eberhart – Schalkendorf – Urtl

Hier wird die isoklinale Großstruktur des „Herzens“ der Plankogelschieferserie, der liegende Marmor mit dem Staurolith-Granat-Glimmerschiefer durch WNW-Achsenlage deutlich aus dem Osten fortgesetzt. Eine Mini-Fundstelle Manganquarzit ergänzt an dieser Stelle die Serienbeschreibung.

Im Bereich des Amphibolites ist eine enge Verzahnung mit chloritischem Granat-Glimmerschiefer zu beobachten.

Südlich des Eberhart konnte ich einige Lesesteine Quarzmobilisat mit Ilmenitlagen sammeln.

Bericht 1986 über geologische Aufnahmen auf Blatt 186 St. Veit an der Glan

Von TELSE FRIEDRICHS (auswärtiger Mitarbeiter)

Das bearbeitete Diplomarbeitengebiet befindet sich im nördlichen Teil der österreichischen Karte 1 : 50.000, Blatt 186 (St. Veit. a. d. Glan), NE von Friesach. Es wird begrenzt von der Ortschaft Dürnstein, dem Ort Gaisberg und dem Höhenpunkt 1482 m im Norden des Blattes.

Kristallin

Vom Olsatal im Westen ausgehend befindet sich im Liegenden die Glimmerschieferserie, die überwiegend granatführend ist. Ausgenommen von der Granatführung sind nur vereinzelt kleinere Bereiche südlich der Straße Richtung Wiegen/Oberdorf bis Judendorf im Höhenbereich 700–750 m. Auffallend in diesem Gebiet ist der starke Quarzitgehalt innerhalb der Glimmerschiefer. Stellenweise kann man das Gestein als Glimmerquarzit ansprechen. Da eine detaillierte Unterscheidung jedoch

nicht möglich war, da der Quarzanteil von Aufschluß zu Aufschluß schwankt, wurden Übersignaturen verwendet. Erwähnenswert sind große Granatglimmerschieferaufschlüsse beim Gehöft Offner (Gaisberg), die dunkle Bänderungen enthalten. Vermutlich sind sie erzhaltig (wird noch im Dünnschliff untersucht). Plankogelähnliche Glimmerschiefer finden sich in zwei kleinen Aufschlüssen, einmal westlich Dürnstein, HM 720–760 m, sowie südlich vom Höhenpunkt 927 m beim Gehöft Toberer. Die Glimmerschiefer (Granatgehalt und Granatgröße schwankend) werden durch Marmorlinsen sowie Quarzlitzen unterbrochen.

Die Quarzlitze südöstlich der Ruine Dürnstein (Spessartinquarzit) wurde schon im Bericht 1985 beschrieben.

Die Quarzite nördlich der Ortschaft Gaisberg sind grau-weißlich, teilweise mit geringen Mengen Glimmer auf den S-Flächen und ohne nennenswerte Granatführung. Sie treten im Liegenden der Übergangsserie auf.

Übergangsserie

Die Übergangsserie, im Hangenden der Glimmerschiefer, besteht überwiegend aus phyllitischen chloritischen Granatglimmerschiefern, die \pm quarzitisch sind. Am Nordrand des Blattes zieht sie sich bis auf ca. 950 m nach Westen hinunter, verläuft aber ansonsten ca. auf der Höhenlinie 1150 m um den Gaisberg herum. Die Aufschlußverhältnisse in diesem Gebiet sind sehr mangelhaft und die Übergänge zwischen Glimmerschiefer und phyllitischen Glimmerschiefern äußerst fließend. Als Kriterium zur Grenzziehung wurde meist die beginnende Chloritisierung genommen.

Innerhalb der Übergangsserie befindet sich an der Nordgrenze (HM 1040 m) eine kleine Amphibolitlinse, welche in geringen Mengen Granat aufweist, sowie größere Blöcke von grau-weißlichen Quarziten, die jedoch nicht anstehend sind.

Quartäre Bedeckung

Am Nordrand, direkt im Liegenden der phyllitischen Glimmerschiefer beginnt ein Gebiet mit großen Hangrutschungen, die sich bis zum Olsa-Tal hinunterziehen.

Östlich des Gehöfts Wisinger (HM 1100 m) gibt es ein sehr feuchtes Gebiet, in dem keine Aufschlüsse vorhanden sind. An Hand eines neu geschobenen Weges war eine mächtige quartäre Bedeckung zu erkennen und ist dementsprechend mit Übersignaturen der vorhandenen Lesesteine dargestellt worden. Südlich der Straße Wiegen/Oberdorf ist Moränenschutt auskartiert worden.

Bericht 1986 über geologische Aufnahmen im Kristallin NNW von Hüttenberg auf Blatt 186 St. Veit an der Glan

Von HANS-UWE HEEDE (auswärtiger Mitarbeiter)

Das im Sommer 1986 aufgenommene Gebiet liegt NNW von Hüttenberg und westlich des Steirerbaches. Die nördliche Grenze des Kartiergebietes wird vom Rand des Kartenblattes gebildet, die S-, bzw. W-Grenze von einer Linie, die etwa vom Gehöft Hobitsch über den Gipfel des Waldkogels zum Sattelle (Höhe 1399)

und von dort in nördlicher Richtung zum Rand der ÖK 186 verläuft.

Weite Flächen NW des Waldkogels weisen eine teilweise Zehnermeter-mächtige quartäre Bedeckung auf. Besonders die unteren Hangbereiche des Steirerbachtals sind weitgehend von Schuttmassen bedeckt. Neben Hangschuttmaterial, Felssturzböcken (NW Hobitsch), stark verlehnten Bereich sind vor allem östlich der Käferhube mächtige Rutschungen zu beobachten.

Am Nordhang des Waldkogels sind bis in eine Höhe von ca. 1350 m ü. NN eiszeitliche Ablagerungen festzustellen.

Die Gesteinsabfolge konnte in drei Einheiten unterteilt werden: Im Liegenden der Folge finden sich in wenigen Aufschlüssen helle, feldspatreiche Glimmerschiefer, darüber liegt ein Komplex überwiegend dunkler und quarzitischer Glimmerschiefer und das Hangende der Baueinheiten wird von phyllitischen Glimmerschiefern ausgebildet.

Die basale Gruppe der feldspatreichen Glimmerschiefer ist lithologisch recht einheitlich aufgebaut. Quarzitisches und/oder granathaltige (wenige mm) Varietäten liegen in Wechsellagerung mit stark feldspatführenden („mürb-sandigen“) Glimmerschieferarten, bei denen häufig ein hoher Muscovit-Gehalt festzustellen ist. In die Glimmerschiefer eingelagert sind wenige, sowohl lateral als auch vertikal nur im Meterbereich zu verfolgende Marmorlinsen. Stark glimmerreiche, dunkel-graublau und grobkörnige Typen herrschen vor. Des Weiteren wird die relative Einheitlichkeit der Abfolge von einer geringmächtigen Amphibolitlinse unterbrochen.

Die Serie der dunklen Glimmerschiefer ist weitaus heterogener aufgebaut. Neben dem den Serienabschnitt charakterisierenden Gestein, einem vorwiegend biotitreichen, quarzitischen Granat-Glimmerschiefer mit Übergängen zu Glimmerquarziten lassen sich karbonatische Glimmerschiefer, glimmerreiche Marmore, Stauolith-Granatglimmerschiefer („Typ Plankogel“), dunkle biotitreiche und helle, relativ reine Quarzite auskartieren. Amphibolitkörper vervollständigen die Serie.

Östlich des Waldkogels bildet diese Gesteinsvergesellschaftung in einer Höhe von 1200–1400 m ü. NN eine markante Klippe mit guten Aufschlußverhältnissen.

Überlagert werden die beschriebenen Glimmerschiefergruppen, die dem mittelostalpinen Kristallin zugeordnet werden, von phyllitischen Granatglimmerschiefern, die nach VON GOSEN (1982) die Übergangsserie ausbilden. Die Gesteine dieser Serie stehen vor allem am Gipfel des Waldkogels an, sind in diesem Bereich deutlich chloritisiert und beinhalten dort als Einschaltung einen Granat-Amphibolitkörper. Innerhalb der Serie zeichnen sich Einzellagen durch einen erhöhten Kohlenstoffgehalt und/oder durch einen sehr großen Gehalt an Granat aus. Die überwiegend schlechten Aufschlußverhältnisse lassen allerdings das Auskartieren dieser unterschiedlichen Gesteinstypen nicht zu.

Charakteristisch für die Übergangsserie sind zahlreich auftretende Linsen milchig-heller Quarzite, die östlich des Wildensteiner mit karbonatisch-phyllitischen Glimmerschiefern vergesellschaftet sind. Eine kleine Linse von Kohlenstoffphyllit findet sich westlich der Käferhube.

Die Gesteine aller Serien zeigen generelles E–W-Streichen der Schieferungsflächen; die eingemessenen und den Achsenlagen entsprechenden Streckungsphasen fallen in der Regel sehr flach nach ESE.

Blatt 189 Deutschlandsberg

Bericht 1986 über geologische Aufnahmen auf Blatt 189 Deutschlandsberg

Von PETER BECK-MANNAGETTA (auswärtiger Mitarbeiter)

Für den Abschluß der Kartierung auf diesem Blatt waren vor allem Überprüfungen der Lineationsangaben im Bereich der NE-Koralpe notwendig. Neue Forstwege dieses Gebietes ergaben geringe Korrekturen der bisherigen Aufnahmen, und die NNE-SSW- bis NE-SW-verlaufenden Plattengneislineationen wurden bestätigt. Auffallende Steilstellungen der Gneise zeigen kilometerweit hinziehende, felsige Rippen an, die auf eine nachfolgende Aufrichtung hinweisen dürften.

Im S wurden NW Schichler, S der Kalbenwaldstraße in ca. 1000–1200 m SH ein ausgedehnter Streifen der Zentralen Gneisquarzite (P. BECK-MANNAGETTA, 1968) gefunden, in den E Bauritschalm in ca. 1170 m SH eine Linse Kalksilikatmarmor eingeschaltet ist.

Blatt 190 Leibnitz

Siehe dazu Bericht zu Blatt 164 Graz von F. RIEPLER.

Blatt 195 Sillian

Bericht 1986 über geologische Aufnahmen im Gailtalkristallin auf Blatt 195 Sillian

Von PETER PAULITSCH (auswärtiger Mitarbeiter)

Im Anschluß an die Aufnahmen des Gailtal-Kristallins (1954 und 1955) und der Karte 1960 des Kristallins zwischen Sillian und Obertilliach 1:25.000 wurden in diesem Sommer 1986 mehrere Querprofile im Hinblick auf Petrographie, Grenzziehung und tektonische Lagerung nach neuen Aufschlüssen (Seilbahnbau) geprüft.

Die Ostgrenze des Gebietes bildet der Gärbergraben. In ihm sind auf der Westflanke Gneise und feldspatführende Quarzite aufgeschlossen. Staurolith findet sich selten; nur in den glimmerreichen Lagen bei Quote 1600 m sind bis zu 5 mm lange, braune Stengel erkennbar.

In den bankigen Gneisen finden sich bis 20 mm lange, schwarze, einzelne Turmalinstengel mit trigonalen Querschnitten. Unter dem Mikroskop wird blau-orange farbiger Zonarbau erkennbar, was auf Dravit-Anteile hinweist. Gelegentlich findet sich Granat (Almandin)-Gneis. Westlich des Ochsengartens streicht Granat-Glimmerschiefer, dessen bis zu 10 mm große Form-Relikte zu Chlorit vergrünt sind.

Westlich Ochsengarten Südfallen der Gneise.

Das Einfallen der Gneise ist nicht hangparallel zur Morphologie, sondern die Gneise fallen gegen den Hang besonders im Norden des Kristallins ein.

Von Obertilliach führt auf die Kote 2010 eine neue Seilbahn mit über 12 neu aufgeschlossenen Fundamenten in den Gneisen. Dabei wurden neue 1–2 cm mächtige Gangmylonite gefunden (vgl. Karinthin 1986, F. 95, 423–428).

Bemerkenswert und neu sind deutliche Fluidalfalten mit Feldspatanreicherungen in den Faltenkernen. Gelegentlich wird eine Südvergenz – mit Nordeinfall der Augengneisbänderung – dieser Mobilisate sichtbar.

Die Aufschlußverhältnisse bis zum neuen Gipfelkreuz am Golzentipp (2317 m) haben sich in dieser Almregion kaum verbessert, zumal für die Skipisten Gras gesät wurde. Disthen kommt vereinzelt in Partien von Milchquarz vor. Zudem wurden die Nordgrenzen nördlich des Hochsees und die Labo (2147) begangen, die vor der Trias noch Granatglimmerschiefer zeigen.

Auch im Profil auf die Pitschleit zu den Hütten Variieren der Gneise:

Biotitgneise, Flasergneise (Ø 2 mm), Staurolith-Flasergneise, Pegmatitgneis, Schiefergneis.

Fluidal gefalteter Gneis mit polykristallinen Konzentrationen (Ø 10 cm); die Gneise variieren in den Korngrößen der Feldspatindividuen.

Im Bereich Kartitsch – Außerlerch – Wagstallwiesen wurden die kleinen Gerinne am Südhang begangen. Eine Frage war die Grenze Glimmerschiefer zu Gneisen beiderseits der Wagstallwiesen. Diese Grenze kann in den tief eingegrabenen Wegen gut verfolgt werden. Nur bei den (1973) neu aufgelegten Skipisten – mit Maschinen eingeebnet – und Kultivierungen gibt es keine Aufschlüsse. Eine Aufschlußkarte ist beige geschlossen, 1 : 10.000. Nur vereinzelt finden sich an der Grenze Gneis zum Glimmerschiefer kleine Staurolithe. Die Gneise zwischen Hinteregg und Wagstallwiesen führen Almandingranat.

Quarzgänge sind herausgewittert bei Innerlerch. Hier aufwärts mehrere Abfolgen von Streifengneis, Augengneis und Flasergneis. An der Grenze zum Glimmerschiefer treten auch Glimmerquarzite und stengelige feldspatführende Quarzite gelegentlich mit Granat auf.

Auch der Anschluß an die Bearbeitung der Nordgrenze zu den groben Grödener und tonigen Werfener Schichten durch SEEMANN wurde von uns hergestellt. Im Bereiche des Badgrabens (neue Straße) zeigt das Kristallin Südfallen, die Grödener und Werfener hingegen Nordfallen sowie eine deutliche Versetzung der westlichen Flanke nach Norden. Dies entspricht dem generellen Vorpreschen des Kristallins nach Norden bis an die Ortschaft Hof an der Drau.

Versetzungen bis zu 10 m zeigen auch die Amphibolitlinsen in dem Gerinne südlich Hof.

Deutlich B senkrecht B-Gefüge in Feinrunzelungen der Glimmerschiefer und (ac)Zerrungen in hellen Quarzgängen.

In den nach Norden führenden steilen Gerinnen sind oft Eiszeitsedimente abgelagert, die zu Verebnungen führen.

Südlich des Rauchkofels und westlich der Jagdhütte der Diözese treten in den Gerinnen in der steilen Almregion quarzreiche Glimmerschiefer mit gelegentlicher Granatführung auf. Den steilen Südhang im Nordosten der kleinen Heuhütte bilden rote Abbrüche von Grödener Konglomeraten.

Blatt 196 Obertilliach

Bericht 1986 über geologische Aufnahmen im Gailtal-Kristallin auf Blatt 196 Obertilliach

Von HELMUT HEINISCH (auswärtiger Mitarbeiter)

Im Sommer 1986 wurde ein Gebiet von 40 km² Fläche neu aufgenommen und im Maßstab 1 : 10.000 dargestellt. Es erstreckt sich vom westlichen Blattrand (Gostenwald, Leitner Wiesen) bis nach Untertilliach (Nieschenbach). Die Nordgrenze bildet das Permomesozoikum des Drauzuges, im Süden wurde bis zum Einsetzen der südalpinen Tonschiefer jenseits der Talau des Gailbaches kartiert.

Die Grenze zwischen Kristallin und Permomesozoikum verläuft nördlich der Gipfel des Pfannegg, Laba und Gumpedall. Es handelt sich um einen tektonisch kräftig beanspruchten Bereich. Die starke Zerrüttung durch bruchhafte Deformation zeigt sich auch im aberanten Verlauf des Entwässerungsnetzes (Windischtal, Ochsengartenalpe). Postvariszische Transgressionsserie, Quarzporphyr, Grödener Schichten, Alpiner Buntsandstein, Werfener Schichten und ausgewalzte Kristallinspäne sind kleinräumig miteinander verschuppt. Die Phacoide sind in E-W-Richtung gestreckt. Innerhalb der karbonatischen Trias treten entlang von NNW-SSE-streichenden, vertikalen Störungen Lateralversätze bis zu 900 m auf (Griesbach, Folmasai-Alpe), die durch Bewegungen im Niveau des Permoskyth kompensiert werden. Der Bewegungssinn an diesen Querstörungen ist nicht einheitlich (sinistral oder dextral).

Das Kristallin selbst weist am Nordrand eine deutliche Diaphthorose auf, welche nach Süden (Bukelin, Connyalm, Gärberbach) hin ausklingt. Es handelt sich um monotone Paraserien; vorherrschend sind Oligoklas-Blastengneise und -Glimmerschiefer ausgebildet. Bereits im Gelände konnte Staurolith, Granat und Distsen nachgewiesen werden, sodaß eine mindestens mittelgradige Metamorphose des Gebietes gesichert ist. Versuchsweise wurden Bereiche mit erhöhtem Quarzanteil (Glimmerquarzite) innerhalb der monotonen Glimmerschiefer-Gneis-Wechselfolgen abgegrenzt. Nur sehr untergeordnet fanden sich m-mächtige Lagen von Amphiboliten sowie in wurzellosen Isoklinalfalten-Kernen erhaltene Kalksilikatfelse.

Am westlichen Blattrand wurde ein Orthogneiskörper entdeckt, der als „Granitgneis des Pfannegg“ benannt wurde. Er keilt nach E rasch aus oder wird möglicherweise auch durch eine verdeckte Störung abgeschnitten. Aufgrund des generellen E-W-Streichens der Abfolgen sollte der grobkörnige Granitgneis, der auch charakteristische Schutthalden bildet, auf dem benachbarten Blatt 195 Sillian weiter verfolgbar sein.

Die Monotonie der Serien erschwert die Entschlüsselung des tektonischen Internbaus im Kristallin. Eine Übersichtsaufnahme des tektonischen Gefügeinventars zeigt, ähnlich wie im bereits durch eine Diplomarbeit näher untersuchten Bereich E Untertilliach, eine mehrphasige strukturelle Prägung des Gebietes mit mindestens 4 Faltungsphasen und diversen Schieferungs-generationen. Detaillierte mikrostrukturell-gefügekundliche Arbeiten sind im Gange (DFG-Forschungsprogramm). Der Schwerpunkt der Untersuchungen liegt im Bereich des Periadriatischen Lineamentes und der Drauzug-Südrandstörung.

Der Südrand des Kristallins ist unter mächtigen quartären Schuttmassen verborgen. Südlich des durch den hypertrophen Schwemmkegel weit nach S abgedrängten Gailbaches stehen bereits graue Tonschiefer des Südalpins an. Sie sind in den talnahen Bereichen noch kataklastisch beeinflusst. Daher wird ein Verlauf des Periadriatischen Lineaments unter dem südlichen Drittel des Schwemmkegels vermutet.

Eindeutige glaziale Bildungen sind im nordgerichteten Kar jenseits des Pfannegg in Form morphologisch gut erhaltener Lokalmoränen anzutreffen. Auch der Schuttschleier in den übrigen nordgerichteten Karen dürfte zusammengeschwemmtes Moränenmaterial darstellen. Mögliche Reste von Eisrandterrassen oder Moränen finden sich auch an der Ochsengartenalpe (Windischtal). Die Abgrenzung von Eisrand-Bildungen gegen Hangschutt an der Südflanke des Haupttales (Obertilliach – Rals – Bergen) bereitet nach wie vor Schwierigkeiten; daher ist eine ergänzende quartärgeologische Bearbeitung des Blattes unerlässlich.

Bericht 1986 über ingenieurgeologische Aufnahmen auf Blatt 196 Obertilliach

Von MICHAEL MOSER (auswärtiger Mitarbeiter)

Die Aufnahmen wurden im Sommer 1986 durchgeführt (1 : 10.000) und umfassen das Einzugsgebiet des Unterlaufes des Eggenbaches und des Trattenbaches, sowie die Siedlungsgebiete von Maria Luggau, Guggenberg, Salach und Eggen. Ein besonderes Augenmerk wurde auf die Ausscheidung vorhandener Hangbewegungen und auf die Erfassung von Störungs- und Mylonitzonen gelegt. Im Hinblick auf eine mögliche Einarbeitung in die geologische Karte der Republik Österreich 196 Obertilliach wurde vornehmlich versucht, große Hangebewegungen aufzunehmen und darzustellen.

Im einzelnen wurde bei den Hangbewegungen und Anbrüchen ausgedacht:

- Sackungsmassen in Festgesteinen
- Ausstriche von Bewegungsbahnen
- große Nischenanbrüche in Festgesteinen
- kleine Nischenanbrüche in Festgesteinen
- kleinere Rutschungen in Lockergesteinen (vorwiegend herrührend von der Niederschlagskatastrophe 1966, zum großen Teil verheilt) und die Erstreckung der sich daran anschließenden Murgänge und Rinnenanbrüche
- Bereiche mit zahlreichen kleineren Hangbewegungen und Oberflächenkriechen.

Entsprechend dem Zweck der Aufnahmen wurde eine Trennung in Festgesteine inklusive einer Verwitterungsschuttdecke <0,5 m und in Lockermassen durchgeführt. Eine nähere Kennzeichnung des Kristallins (vorwiegend Oligoklas-Blastengneis, Staurolith-Oligoklas-Blastengneis und Granatglimmerschiefer) erfolgte nicht. Weiterhin wurden die wichtigsten Quellen und Vernässungshorizonte vermerkt.

Einzugsgebiet des unteren Eggenbaches bis zur Einmündung des Lababaches

Der Bereich des unteren Eggenbaches von der Mündung bis ca. 500 m vor der Lotteralm wird vorwiegend von Oligoklas-Blastengneisen gebildet, die z. T. staurolithführend sind. Diese Gesteinsserien bilden bis zu 60°

steile, fast durchwegs bewaldete Hänge. Die technische Gebirgsfazies dieser Gneise ist als kleintäfelig bis quaderig-bankig anzusehen mit der Entwicklung nur geringmächtiger Hang- und Verwitterungsschuttdecken. Die Schichtverbände stehen besonders in den unteren Einhängen steil und streichen 90 bis 120°. Für die Geschiebeherdbildung sind besonders schwarzgraue, mylonitische Bänder von Bedeutung, die den Gneisverbänden eingelagert sind. Diese Mylonitzonen sind auch sehr häufig an NW–SE- und WNW–ESE-streichende Störungszonen gebunden.

Nördlich der Oligoklas-Bastengneiszone setzt im Bereich der Lotteralm bis zur Einmündung des Lababaches eine Granatglimmerschiefer-Zone ein, die entsprechend ihrer petrographischen Ausbildung und technischen Gebirgsfazies (schiefrig bis blättrig-kleinschuppig) mächtigere Hangschuttdecken (teilweise >1 m) bildet.

Einzugsgebiet des Trißbaches und „Eggenanbruch“

In dem kurz beschriebenen Bereich des unteren Eggenbaches findet sich nur ein größerer Seitenzubringer, der Trißbach, der den ca. 550 Höhenmeter aufweisenden und stark gegliederten Eggenanbruch entwässert.

Die geologische Situation ist gegeben durch

- sehr stark geklüftete Oligoklas-Blastengneise mit Spaltenbildung teilweise >20 cm;
- lang durchhaltende Störungszonen in NW–SE- und WSW–ENE-Richtung;
- Zonen und Bänder von mylonitischem Material, das tektonisch vollkommen zermahlen ist und teilweise nur mehr als schwach bindiges Lockergestein anzusehen ist;
- zahlreiche Quellhorizonte im oberen Teil des Anbruches, die an diese Mylonithorizonte gebunden sind und
- weitflächige Vernässungszonen oberhalb der derzeitigen Anbruchskante.

Diese geologisch-geotechnischen Verhältnisse bedingen zahlreiche Anbruchstypen und Hangbewegungen, die sich in verschiedenen Stadien der Entwicklung befinden, u. a.

- Nischenanbrüche mit und ohne Erhalt des abgeglittenen Felskörpers;
- Sackungsmassen in verschiedenen Stadien der Entwicklung;
- Rinnenanbrüche;
- Uferanbrüche.

Hierdurch werden enorme Geschiebemengen bereitgestellt. Überschlüssig liegen ab der Trißbach-Einmündung bis zur Lesachtaler Bundesstraße ca. 300.000 m³ abtransportfähige Stapelschuttmassen, die fast ausschließlich aus dem Bereich des Eggenanbruches stammen.

Die rechtsufrigen Einhängen des Lababaches

Die rechtsufrigen Einhängen werden mit Ausnahme kleinerer Flächen im Bereich des Niggwaldes (kleinflächiges Vorkommen von Permoskyth auf den orographisch rechten Einhängen des Lababaches wurden auf der Karte nicht ausgeschieden) von Granatglimmerschiefern mit Übergängen zu Glimmerquarziten gebildet. Hervorzuheben ist hier besonders das Auftreten von hangtektonischen Elementen in Form von Ausstrichen von Bewegungsbahnen, die auf tiefgreifende, aber

heute weitgehend beruhigte Großhangbewegungen hindeuten. Auf eine Aufgliederung in verschiedene Sackungsmassen wurde bis jetzt verzichtet.

Das Einzugsgebiet des Trattenbaches (nördlich Maria Luggau)

Das engere Einzugsgebiet weist eine Fläche von 1,6 km² auf. Die Hauptmasse des anstehenden Gesteines ist wiederum ein Oligoklas-Blastengneis, in den häufig quarzreiche Glimmerschiefer eingelagert sind. Mylonitstreifen sind nur in geringer Mächtigkeit (Zentimeter- bis Dezimetermächtigkeit) vorhanden. Mächtige Lockermassen finden sich nur in Form von Wildbach- und Murenschutt in der Grabensohle selbst von der Mündung bei 1110 bis ca. 1360 m. Die steilen Einhänge weisen nur eine geringmächtige Hang- und Verwitterungsschuttdecke auf (<0,5 m).

An Hangbewegungen treten auf:

- kleinflächige Felsanbrüche, sehr häufig in Zusammenhang mit der Unterschneidung an den beiden Hauptgerinnen oberhalb 1360 m;
- stark zerglittene Felspartien und Sackungsmassen zwischen östlichem und westlichem Trattenbach in einer Höhe von 1400 bis 1550 m mit der Hauptgeschiebebereitstellung;
- untergeordnet Muschel- und Blattanbrüche in Bereiche, wo sich bevorzugt auf Glimmerschiefern etwas mächtigere Verwitterungs- und Hangschuttdecken ausgebildet haben.

Diese Geschiebeherde im Mittellauf sind zur Zeit aktiv und stellen trotz der Verbauung ab 1360 m eine Bedrohung durch Vemurung besonders der bachnahen Häuser von Maria Luggau dar.

Siedlungsgebiet von Maria Luggau, Guggenberg, Salach und Eggen

Auf den landwirtschaftlich genutzten Flächen der Siedlungsgebiete entstanden besonders anlässlich der Niederschlagskatastrophe im November 1966 zahlreiche Hangbewegungen in der Überlagerung, die teilweise schon wieder abgebösch und verheilt sind. Sie haben vorwiegend seichtschaligen, translationsförmigen Charakter, wobei sich aber aufgrund der Steilheit des Geländes fast immer längere Murgänge mit Rinnenanbrüchen anschließen (s. z. B. westlich Maria Luggau im Bereich der Lesachtaler Bundesstraße).

Aus Diagrammen können in der Zusammenschau mit anderen Bereichen des Lesachtales folgende Parameter und ihre Beziehung zum Auftreten von Hangbewegungen in der Überlagerung entnommen werden:

- Mächtigkeit der Überlagerung;
- Hangneigung;
- Hanggliederung;
- T/L-Verhältnisse der Hangbewegungen.

Aus den Diagrammen des Originalberichts im Archiv der Geologischen Bundesanstalt läßt sich folgendes ersehen:

- 1) Die analysierten Hangbewegungen im Bereich des Siedlungsgebiets Maria Luggau – Eggen (L) zeigen, daß über 90 % der Anbrüche in den Hangschuttmächtigkeitsklassen <1 m und 1–2 m entstanden sind. Die geringen Mächtigkeiten werden bevorzugt kleinere, vorwiegend mit translationsförmiger Gleitfläche versehene Anbrüche entstehen lassen.
- 2) Hinsichtlich der Hangneigung ergibt sich für das Siedlungsgebiet Maria Luggau – Eggen (L) angenä-

hert eine Normalverteilung mit der relativen Häufigkeit von ca. 40 % in der Klasse 40 bis 45°.

- 3) Die Massenbewegungen in der Überlagerung häufen sich bei den näher untersuchten Niederschlagsergebnissen im Bereich deutlich gegliederter Hangpartien. So sind im Untersuchungsbereich über 65 % der Anbrüche an gestufte Hangprofile (Terrassenkanten) gebunden.
- 4) Ca. 80 % der Anbrüche weisen Tiefen <2 m auf, wobei über 40 % in der Klasse <1 m zu liegen kommen. Tiefgreifende Hangbewegungen sind selten (<5 %). Die Längenentwicklung zeigt ein bevorzugtes Auftreten innerhalb der Klassen 5 bis 10, 10 bis 15 und 15 bis 20 m. Das T/L-Verhältnis spricht für translationsförmige, und bei Betrachtung der Tiefe von verhältnismäßig seichtschaligen Hangbewegungen, die nicht allzu tief in den Lockergesteinskörper eingreifen, bzw. durch die geringe Hangschuttmächtigkeiten besonders an den steilen Hangbereichen in ihrer Tiefenerstreckung begrenzt sind.

Bericht 1986 über geologische Aufnahmen im Quartär auf Blatt 196 Obertilliach

Von DIRK VAN HUSEN (auswärtiger Mitarbeiter)

In den drei südlichen Nebentälern des Lesachtals (Raabbach, Luggauer und Moos Bach) ist eine jeweils gleiche Moränenabfolge zu finden.

Die ältesten quartären Sedimente stellen die hohen Staukörper bei Raut und oberhalb Sterzen dar. Sie bestehen aus klassierten und teilweise gut gerundeten Kiesen mit mächtigen Sandlagen. Es sind dies Reste von Eisrandterrassen, die sich während des Zerfalls des Gletschers im Lesachtal gebildet hatten.

Nachdem das Haupttal eisfrei geworden war, lagen in den südlichen Nebentälern noch wohl ausgebildete Gletscherzungen, die gerade noch bis zu ihm reichten. Sie wurden von undeutlichen Moränen markiert, wie im Moos Bach westlich Kampen und entlang der Forststraße am orographisch linken Hang oder SW Moos im Luggauerbach. Im Raabbach ist von dieser Gletscherzunge eine schöne Endmoräne südlich St. Florian erhalten, die einem Felssockel aufliegt und nach Osten (alte Mühle) in einen Sander übergeht. Weiter talaufwärts hat hier die Eiszunge eine ausgedehnte, mächtige Oberflächenmoräne in dem Talboden orographisch links des Raabbaches hinterlassen.

Westlich St. Florian hat die Gletscherzunge des Raabbachtales die Gail nach Norden abgedrängt und zur Anlage eines epigenetischen Tales gezwungen. Eine ähnliche Bildung ist auch unter dem groben Bergsturzblockwerk westlich Sterzen anzunehmen, das vom äquivalenten Gletscher im Mooser Bach Tal hier abgelagert wurde.

Nach diesem Gletscherstand, der möglicherweise als ein länger währender Stillstand im Abschmelzen der Lokalgletscher nach dem Zerfall des Haupttalgletschers charakterisiert werden kann, bildet sich noch ein deutlicher Gletscherstand ab. Er ist durch deutliche, lang hinziehende, scharf modellierte Moränenwälle markiert, die steile Gletscherzungen nachzeichnen, wobei Wälle von bis zu 3 verschiedenen Oszillationen (Raabbach) erhalten sind. Es dürfte sich dabei um einen neuerlichen Vorstoß der Lokalgletscher gehandelt haben, der

möglicherweise dem Gschnitz entsprechen kann. Eine sichere Aussage wird erst möglich sein, wenn die anderen Täler ebenso kartiert sind und eine Bestimmung der Gleichgewichtslinie von einer größeren Zahl von Talgletschern der Region vorliegt.

Neben den schon erwähnten riesigen Bergsturzblocken westlich Sterzen ist der Eisrückzug noch von kleineren Berg- und Felsstürzen begleitet, die die auffällige Häufigkeit riesiger Blöcke in den Talböden erklären können. Einem solchen Ereignis verdankt auch die Gefällestufe im Mooser Bach unterhalb der Alm (Kote 1448 m) ihre Entstehung. Auf gleiche Weise entstanden auch ausgedehnte Sackungen, die zu tiefgreifender Hangauflösung führten, wie auf dem Rücken zwischen Mooser und Luggauer Bach; SW Schultherhöhe und im Quelltrichter des Rodarmbaches. Diese großflächige Auflösung führte auch zur Bildung des riesigen Schwemmkegels bei Obertilliach.

Siehe auch Bericht zu Blatt 179 Lienz von A. WARCH.

Blatt 199 Hermagor

Bericht 1986 über geologische Aufnahmen im Quartär auf Blatt 199 Hermagor

Von DIRK VAN HUSEN (auswärtiger Mitarbeiter)

Nach Abschluß der Arbeiten in den Haupttälern wurden noch die quartären Ablagerungen am Nordabfall der Gailtaler Alpen in der Latschurgruppe und südlich des Gailtales untersucht.

An der Nordflanke der Gailtaler Alpen sind nur im Tal des Klausenbaches im Blaiken- und Sandgraben Moränenwälle des Spätglazials erhalten. Es sind dies deutliche Wälle, die steile Eiszungen nachzeichnen, die sich in der günstigen Nordexposition länger erhalten konnten. In den Endmoränen am Blaiken- und Sandgraben ist neben dem rein lokalen Material auch noch deutlich Fernmaterial (Gneise, Serpentine, kristalline Schiefer) enthalten. Das kann darauf hinweisen, daß diese Moränen während oder unmittelbar nach dem Abschmelzen der Ferneismassen zur Ablagerung kamen, also noch genügend Fernschutt im Bereich der steilen Nordhänge vorhanden war. Nur in dem nach NW durch den Meisternock geschützten Kar der St. Stefaner Alm konnte sich zu dieser Zeit schon eine Moräne aus reinem Lokalschutt ablageren. Dafür führt die mächtige Moränenfüllung im Hirschtal einen deutlichen Anteil an Ferngeschieben. Daraus kann geschlossen werden, daß dieser Talbereich nach dem Zerfall des Eisstromnetzes nicht mehr vom Lokalgletscher erreicht wurde. Damit würde aber die Bildung der Moränen St. Stefaner Alm, Blaiken- und Sandgraben an den Beginn des Spätglazials zu stellen sein. In den nordschauenden Karen der Latschurgruppe (Latschur, Eckwand, Staff) ist eine Serie von Moränen erhalten, die eine rege spätglaziale Vergletscherung anzeigen. Es sind dies einerseits scharf modellierte, lang hinziehende, teilweise mächtige und grobblockige Wälle, die die Karböden umschließen (Stifflitzer Kuhalm, Jahnalm), andererseits kleine Wälle unmittelbar unterhalb der Wände. Während erstere ausgedehnte Kargletscher von 1–2 km Länge anzeigen,

sind letztere von den letzten Eiskörpern am Wandfuß abgelagert worden. Für beide muß eine zeitliche Zuordnung noch offen bleiben.

Im Bereich Stockenboi hinterließ das Abschmelzen der Eismassen des Hochglazials ausgedehnte Eisrandterrassen, deren höchste beim Obernagler in 1150 m liegt. Ein weiterer, sehr ausgedehnter Staukörper folgt noch bei Tonibauer und unterhalb Galautz, zu dem auch der Hügel der Bichlkirche gehört, der ein Niveau um 900 m hatte. Ebenso nach dem Eiszerfall setzten die ausgedehnten Sackungen im Tiboldgraben (orographisch rechts unter Kote 1550 m) und im Drautal bei Ziebl ein. Südlich der Gail sind an Formen und Ablagerungen der letzten Eiszeit nur die mächtigen Grundmoränenauskleidung des Hochtales Egger- Dellacher Alm erhalten geblieben. Der grobblockige Wall unterhalb der Straße am Schindelkopf dürfte eine Moräne von Eismassen im Bereich der Garnitzenklause sein. Ebenso aus dieser Zeit des Abschmelzens der Eismassen im Gailtal dürften die ausgedehnten Eisstaukörper in 1300 m und 1100 m im Seebach- und Kesselwandgraben bis zur Kouschitzalm sein.

Siehe auch Bericht zu Blatt 179 Lienz von A. WARCH.

Blatt 206 Eibiswald

Bericht 1986 über geologische Aufnahmen auf Blatt 206 Eibiswald

Von PETER BECK-MANAGETTA (auswärtiger Mitarbeiter)

Die Gebiete vor allem der Weißen Sulm gegen St. Oswald zu wurden überprüft, und die Tertiärgrenze teilweise korrigiert. Von besonderem Interesse ist ein Aufschluß N der Straße von St. Oswald nach Wien in ca. 680 m SH., in dem eine Breccie auftritt, die den Anschein eines Pegmatites mit Amphibolitschollen als Einschlüsse erweckt. Da aber das helle Bindemittel fast ausschließlich aus Kalzit mit Quarz besteht, wobei die Kalzitkristalle bis über handgroße Rhomboeder bilden können, dürfte es sich um eine verquetschte Kluffbildung handeln, ähnlich den Klüften im aufgelassenen Steinbruch Guntzenberg, W Wernersdorf. Die umhüllenden Gesteine bestehen hier jedoch vorwiegend aus Gneis-Glimmerschiefer, und Amphibolit ist nur in geringer Menge vorhanden. Spärliche, schilfig verbogene Hellglimmerblättchen dürften Paragonit sein (Typus: Unterlauffenegg; H. HARDER, 1955).

NW der Seltenriegelquelle, N Wies, taucht unter dem Tertiär (Eibiswalder Schichten) ein flachliegender Pegmatoid SW des Grabens auf.

Vergleichsbegehungen wurden unter der dankenswerten Führung von Herrn Dr. Ing. I. ŠTRUCL (Ravne) in das Gutensteiner Kristallin unternommen. Die Gneise in Begleitung einer außergewöhnlich starken, pegmatoiden Durchaderung (A. KIESLINGER, 1929) zeigen keine Ähnlichkeit mit den Gneis-Glimmerschiefern der Koralpe. Neue Untersuchungen im Pohorje-Kristallin von Frau D. A. HINTERLECHNER-RAVNIK (1985) haben einen bedeutenden Sillimanitgehalt, aber keinen Disthen in solchen Gesteinen nachgewiesen.

Bericht 1986 über geologische Aufnahmen auf Blatt 206 Eibiswald

Von FRITZ EBNER (auswärtiger Mitarbeiter)

Im Berichtsjahr wurde die Aufnahme des Paläozoikums, das sich am Kartenblatt Eibiswald S von Oberhaag von St. Pongratzen bis zum östlichen Kartenrand erstreckt, übersichtsmäßig abgeschlossen.

Dieses Vorkommen als westlichster Teil des gering metamorphen und noch fossilführenden Remschnigg/Poßruck-Paläozoikums gehört dem Oberostalpin an und lagert tektonisch dem mittelostalpinen Kristallin der Koralpe auf. Die Grenzfläche zum Kristallin tritt im aufgenommenen Gebiet in Form von Pegmatitmyloniten (= Gangmylonit sensu ANGEL, 1933; Jb. geol. B.-A., 83) in zwei Grabenaufschlußgruppen (1: N der Grenzübertrittsstelle Oberhaag auf SH 620–650 m und 2: im Graben, der vom Steinbruch Aldrian in Richtung Grenzkamm hinaufzieht, auf SH 460–660 m) auf.

Das darüber liegende Paläozoikum ist in folgende Einheiten zu gliedern:

Liegendeinheit

Den Kern dieser Einheit bildet im Lieschengraben der mächtige im Steinbruch Aldrian abgebaute Diabas, der von phyllitischen Schiefen umgeben ist. Letztere zeigen im Vergleich zu den Gesteinen der höheren tektonischen Einheit eine stärkere Beanspruchung, die sich in Form von Strömungen, Feinfältelungen und deformierten Quarzlagen ausdrückt. Im Nahbereich zum Diabas sind Schwarzschiefer weit verbreitet, in denen Karbonate (dolomitische Kalke, Bänderkalke) in Lagen-, Linsen- und Knollenform (? Slumpings) und örtlich helle Lydite auftreten. Bemerkenswert ist aus dem Diabas eine im südlichen Bereich auftretende ca. 1 m mächtige Lage eines hellen marmorisierten Kalkes.

Die Lagerungsverhältnisse deuten auf eine antiklinale Aufwölbung mit SE–SW-Fallen der südlichen und Steilstellung bis NW-Fallen der nördlichen Bereiche. Der Kontakt der Diabase, die sich im Kern dieser Struktur befinden, zu den phyllitischen Schiefen ist zumindest im N und W eine steilstehende Störungsfläche. Die Grenze zur darüberliegenden Hangendeinheit ist ebenfalls eine tektonische Fläche, die im Norden ca. 250 m N des Steinbruches den Kleinlieschengraben quert und von dort bogenförmig nach SE–SSE bzw. SW–SSW Richtung Grenzkamm ansteigt.

Hangendeinheit

Diese generell nach N fallende Einheit ist gegenüber der Liegendeinheit tektonisch wesentlich geringer beansprucht. Sie setzt sich aus bunten Tuffitschiefern, Diabasen, Tonschiefern, Schwarzschiefern und diversen geringmächtigen Kalkeinschaltungen zusammen.

Eine lithologische Abfolge läßt sich am besten entlang der Straße, die von der Ortschaft Oberhaag zur Grenzübertrittsstelle nach Süden führt, und dem östlich davon anschließenden Graben rekonstruieren. Aufgrund des mitunter hangparallelen Schichtfallens sind Mächtigkeitsangaben nur schwer möglich.

Profilabfolge vom Liegenden zum Hangenden (Grenzkamm nach N):

- Grenzkamm bis ca. SH 680 m: Tertiär (Radl-Schotter).
- SH 680–560 m (Rücken), bzw. 510 m (Graben): Bunte (violett-grün) Tuffitschiefer in bunter Wechselfolge mit Diabasen verzahnend. Bei den Tuffitschie-

fern dominieren violette Varietäten (im Kambereich W Wukonig auch Brockentuffe) gegenüber grünen Fleckengrünschiefern. Interessant sind hellgraugraugrüne, einem Feinsandstein ähnelnde, kiesführende, limonitisch anwitternde Gesteine, die ANGEL (1933: 7) als halbmetamorphe anorthositische Laven der Diabasgruppe beschrieb.

Auf SH 620 m werden im Hangenden von Grünschiefern einige wenige m mächtige Crinoidenkalke angetroffen.

- SH 560–530 m (Rücken); 510–470 m (Graben): Graue Tonschiefer, speziell im hangenden Bereich mit Einschaltung von Schwarzschiefern. Im liegenden Anteil dieser Schiefer finden sich cm–dm-mächtige Lagen dunkelgrauer Kalke, die eine äußerst schlecht erhaltene Conodontenfauna führen, die eventuell tieferes Silur (*amorphognathoides*-Zone) andeutet.

Im hangenden Anteil findet sich eine 2–3 m mächtige Crinoidenkalkbank mit *Favosites* sp.

Darüber folgen Fleckengrünschiefer, in die auch jene massigen Diabase eingeschaltet sind, die ANGEL (1933: 8) als „gabbroiden“ Diabas mit großen Labradoriten klassifizierte.

Darüber folgen wiederum violette Tuffitschiefer, die von Tertiär (Radl-Schotter) überlagert werden.

Werden die hangenden Schichtglieder dieses Profils in den Kleinlieschengraben und auf den westlich angrenzenden Rücken, der zum Gehöft Korath führt, weiter verfolgt, so läßt sich dieses Profil folgend vervollständigen:

In den hangendsten Teilen der Grünschiefer schalten sich Crinoidenschuttkalke mit *Favosites* sp. und im Grenzbereich zu den violetten Tuffitschiefern gelblichgrüne Crinoiden-Karbonattuffite (Einstreuung vulkanischer Materials in den Crinoidenkalk-Sedimentationsbereich) ein. Die hangenden violetten Tuffe (mit Brockentuffen) sind auch N des Gehöftes Korath anzutreffen. Dort werden sie nochmals von grauen Kalken überlagert, die eine relativ reiche Ostracoden- und spärliche Conodontenfauna (? tieferes Devon) führen.

Ob in der beschriebenen Abfolge eine weitere, wie schon von WINKLER-HERMADEN (1933, Jb. Geol. B.-A.: 133) vermutet, tektonische Wiederholung vorliegt, kann erst nach der noch durchzuführenden biostratigraphischen und petrographischen Detailbearbeitung der aufgesammelten Proben ausgesagt werden. Die tiefere Einheit würde dann die vulkanogenen Gesteine im Höhenbereich 680–560 (510) m umfassen.

Interessant sind weiters verkieste, vulkanische Agglomerate, die im Bereich der bunten Tuffitschiefer und anorthositischen Diabase um das Gehöft Wukonig gefunden werden. Es handelt sich dabei um ein limonitisch anwitterndes brekziöses Gestein, dessen Matrix den anorthositischen Diabaslaven entspricht. Als Komponenten sind Brocken von Schiefer und anorthositischer Lava enthalten.

Die im Bereich S des Gehöftes Wutschnig auftretenden Gesteinsabfolgen mit grauen Tonschiefern, Grünschiefern und Diabasen, die mit Störungen sowohl gegen die Liegend- wie auch Hangendeinheit abgegrenzt sind, in den gesamten Rahmen einzubauen sind, ist noch problematisch.

Jungpaläozoikum

N der Gehöftgruppe Wukonig werden im Vergleich zur Hangendeinheit tektonisch geringer beanspruchte, teilweise rotgefärbte feinklastische Gesteine angetroffen. Diese Abfolge beginnt mit dunkelgrauen siltigen Schiefer mit Streuglimmern, darüber folgen rötliche Silt-/Tonschiefer und rote Quarzsandsteine. In ihr werden postvariszische Bildungen als Äquivalente zum Permokarbon Mittelkärntens (Freudenberg-Schichten, Griffener-Schichten) gesehen.

Der Kontakt des Jungpaläozoikums zur Hangendeinheit ist eine Störung, in deren Bereich sich am östlichen Kartenrand ein bis zu 50 m mächtiger, steilstehender Quarzgang einschaltet.

Bericht 1986 über geologische Aufnahmen auf Blatt 206 Eibiswald

VON ERNST GEUTEBRÜCK (auswärtiger Mitarbeiter)

Im Berichtsjahr wurde die Abgrenzung und lithologische Typisierung der Sedimente der Eibiswalder Schichten fortgesetzt, und eine Parallelisierung mit den von K. NEBERT (1983) nördlich der Saggau ausgeschiedenen Sedimentationszyklen (Wuggauer, Habischegger, Eibiswalder und Wieser Zyklus) angestrebt.

Nach den bisherigen Erkenntnissen stellt auf Blatt 206 die fluviatile Phase des Habischegger Sedimentationszyklus die stratigraphisch tiefste Einheit dar.

Lithologisch handelt es sich dabei vorwiegend um Schotter, Konglomerate und Sande. Die Schwermineralvergesellschaftung dieser fluviatilen Sedimente ist geprägt von einem dominanten Granat-Maximum (um 80 %), Epidot erreicht etwa 15 % und der Anteil aller übrigen Schwerminerale liegt um 1–2 %.

Die Abgrenzung zur folgenden limnisch-telmatischen Phase läßt sich bereits grob durchführen, da es zum Teil zu einer ausgeprägten Kohlebildung (Stammerger Flöz) gekommen ist.

Die folgende limnische Phase besteht vorwiegend aus Sanden, Tegeln und Tonen in Wechsellagerung. Im Schwermineralspektrum dieser Phase bilden Granat und Epidot mit wechselndem Schwergewicht (um 50 %) die Maxima, die sedimentologische Typisierung ist jedoch noch nicht abgeschlossen.

Die Basis des anschließenden Eibiswalder Sedimentationszyklus bildet die fluviatile Phase. Ihre sedimentologische Typisierung konnte weitgehend abgeschlossen werden, desgleichen die Abgrenzung im Gelände. Sie besteht vorwiegend aus groben Schottern, Konglomeraten und groben Sanden und zeichnet sich durch dominierende Granatmaxima (um 90 %) im Schwermineralspektrum aus.

Dasselbe gilt für die folgende limnisch-telmatische Phase, in welcher das Eibiswalder Flöz zur Ablagerung gelangte. Den Abschluß dieses Zyklus südlich der Saggau bildet eine etwa 200 m mächtige limnische Phase, bestehend aus wechsellagernden Tonen, Tegeln und Sanden. Im Schwermineralspektrum bilden abwechselnd Epidot und Granat (beide um 40 %) die Maxima. Hier liegt noch umfangreiches Probenmaterial aus 5 bis 200 m tiefen Bohrungen vor, das im nächsten Jahr zur Auswertung kommen soll.

Blatt 207 Arnfels

Bericht 1986 über geologische Aufnahmen auf Blatt 207 Arnfels

Von GUNTHER SUETTE (auswärtiger Mitarbeiter)

Anschließend an die Aufnahmen des Jahres 1985 wurde 1986 das Gebiet zwischen Gamlitzbach – Karnerberg – Pößnitzbach – Fötschachbach – Steinbach kartiert.

Als tiefstes Schichtglied tritt der Gamlitzer Schlier auf. Dieser ist in dem östlichen Bereich des Kartierungsgebietes, d. i. der Steinbachgraben, Wurzenberg und Fötschachgraben meist aus feinplattigen, grauen bis graublauen Tonmergeln aufgebaut. Im Bereich N des Lubekogels sind in die hangenden Partien ca. 5 m mächtig Feinsande eingeschaltet. Daneben ist ein vermehrtes Auftreten von Kleingeröllen mit Durchmessern bis 3 cm zu beobachten. Die Gerölle setzen sich vorwiegend aus Quarzen, Gneisen und Amphiboliten zusammen. In dem vom Gehöft Masser nach Norden ziehenden Graben sind in die grauen Schliermergel immer wieder Geröllhorizonte sowie Sandsteinbänke eingeschaltet.

SW des Wurzenberges und im Bereich des Gehöftes Masser treten die tieferen Anteile der Kreuzbergsschichten auf. Diese sind vor allem aus Blockschottern, Konglomeraten und Schottern mit sandigem Zwischenmittel aufgebaut. Örtlich, z. B. W des Gehöftes Likus, treten in diesen hellbraune, stark sandige Schluffe mit bis 1 m mächtigen Feinkieslagen auf.

Die im Bereich des Sernaukogels entwickelten Anteile der Kreuzbergsschichten sind vorwiegend aus Fein- bis Mittelsanden mit eingestreuten Großgeröllen (\varnothing bis 30 cm) aufgebaut. An Komponenten treten vor allem Gneise, Pegmatite und Amphibolite auf.

Hangend zum Schlier im Bereich des Steinbachgrabens sind Anteile des Urler Sand-Blockschutts entwickelt, die hier in Form einer Rinnenfüllung vorliegen. Am Aufbau sind vor allem Sande und Gerölle mit sehr stark streuendem Durchmesser (max. bis 1,5–2 m) beteiligt. Abschnittsweise ist eine stärkere Konglomerierung zu beobachten. Als jüngstes Schichtglied der tertiären Abfolge treten im Bereich von Sernauberg, Kraßnig und Gamlitzberg Leithakonglomerate auf.

Vor allem im Bereich Kraßnig ist ihr Aufbau aus Feinkieslagen mit Quarzen bis etwa 5 cm Durchmesser sowie aus Sanden deutlich zu beobachten.

Im gesamten Verlauf des Steinbachgrabens sind als dominierendes Element Schleppenhänge ausgebildet. Diese aus Abschwemmungsmaterial aufgebauten Bildungen verhüllen über weite Strecken das sie unterlagernde Tertiär. Als augenfälligstes Merkmal der Schleppenhänge ist ihre Anfälligkeit gegenüber Rutschungen sowie die in ihren Fußbereichen auftretende Anhäufung von Vernässungszonen zu bemerken.

Am Zusammenfluß von Gamlitzbach und Steinbach sind deutliche Terrassen mit Lehmbedeckung (Mächtig-

keit größer als 4 m) und einer Sprunghöhe gegenüber dem Talboden von etwa 10–20 m entwickelt.

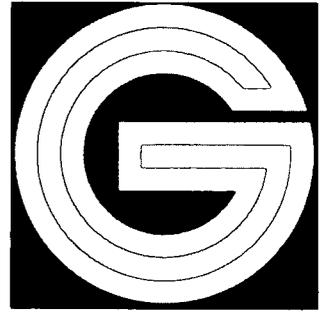
Bericht 1986 über geologische Aufnahmen im kristallinen Grundgebirge auf Blatt 207 Arnfels

Von DÄGMAR WOLF (auswärtige Mitarbeiterin)

Die Kartierung des Remschnigg auf Blatt Arnfels wurde 1986 bis zum westlichen Blattrand fortgesetzt. Östlich der Gehöfte Vollmayer/Wechtitsch ist diaphthoritische Glimmerschiefer Hauptgestein am Bergrücken. Als geringmächtige Einlagerungen kommen darin Pegmatoid-, Quarzit- und Amphibolit-Linsen vor. An zwei Stellen SE und SW Koineggtoni wurden einzelne Marmorlesesteine gefunden, deren Anstehendes aber nicht lokalisiert werden konnte. Die nach Norden einfallenden Glimmerschiefer tragen häufig altpaläozoische Deckenreste (Diabasgrünschieferklippen). Die Deckenüberschiebung verursachte im obersten Bereich der überfahrenen Glimmerschieferserie eine unterschiedlich starke Kataklyse. Erst im Dünnschliff läßt sich das Edukt erkennen. So steht z. B. südlich Vollmayer ein kataklastischer Pegmatoid an: Das makroskopisch massige, feinkörnige weiße Gestein besteht, soweit mikroskopisch erkennbar, aus Quarz und Feldspat, deren Korngrößen nur wenige μm betragen, und feinverteilter Serizit. Dieses Deformationsgefüge gleicht dem des grauen Glimmerschiefer-Kataklasits am Ost-Remschnigg (Bericht 1985). Auch Amphibolit kann durch die Kataklyse fein zermahlen werden, so daß es im Gelände – besonders im Raum Lackner-Doppler – leicht zur Verwechslung mit Diabas kommt. Erst im Dünnschliff sind beide Gesteine gut zu unterscheiden.

In der Umgebung des ehemaligen Diabassteinbruchs im Altenbachgraben stehen ausschließlich altpaläozoische Gesteine an. Außer dem am weitesten verbreiteten Diabasgrünschiefer liegt südlich des Steinbruchs ein breit ausstreichender Streifen von phyllitischem Tonschiefer direkt auf Amphibolit. Geringmächtige rote und grüne Tuffe durchziehen häufig, Kalklagen vereinzelte den Diabas. Von Bedeutung ist dabei eine nur wenige m mächtige, fossilführende Kalkbank im Altenbacher Steinbruch, die auf Grund von Conodonten in das Obersilur bis Unterdevon gestellt wurde (BUGGISCH et al., 1975; EBNER, 1975). In der weiteren Umgebung dieses Kalkvorkommens durchziehen zahlreiche Kalzitgänge den Diabas. Graue Tonschiefer des Altpaläozoikums sind südlich Ploschnigg und am westlichen Blattrand aufgeschlossen.

Verwerfungen konnten im Gelände nicht beobachtet und kartiert werden. Auch die von WINKLER (1931) aus dem Tertiär nach S über Vollmayer bis ins Kristallin geforderte Störung konnte nicht bestätigt werden.



ISSN 0016-7800

JAHRBUCH DER GEOLOGISCHEN BUNDESANSTALT

1987
BAND 130/4

Alle Rechte für In- und Ausland vorbehalten.
Medieninhaber, Herausgeber und Verleger: Geologische Bundesanstalt, A-1031 Wien, Rasumofskygasse 23.
Für die Redaktion verantwortlich: Dr. Albert Daurer.
Verlagsort: Wien.
Herstellungsort: Horn, N.Ö.
Ziel des „Jahrbuchs der Geologischen Bundesanstalt“ ist die Verbreitung wissenschaftlicher Ergebnisse
durch die Geologische Bundesanstalt.
Satz: Geologische Bundesanstalt.
Druck: Ferdinand Berger & Söhne Ges. m. b. H., 3580 Horn

Inhalt

ALTENBERGER, U., HAMM, N. & KRUHL, J. H.: Movements and Metamorphism North of the Insubric Line between Val Loana and Val d'Ossola (Italy). With 8 Figures	365
BECK-MANNAGETTA, P. & KIRCHMAYER, M.: Über die Komplexität der Plattengneislineation der Koralpe (SE-Österreich) gesehen im Sinne des AMSTUTZ-schen Kongruenzbegriffes und unter gefügekundlichen Gesichtspunkten. Mit 7 Abbildungen und 1 Tabelle	375
CAMMERAAT, E. & RAPPOL, M.: On the Relationship of Bedrock Lithology and Grain Size Distribution of Till in Western Allgäu (West Germany) and Vorarlberg (Austria). With 6 Figures	383
CLAASSEN, v. GOSEN, W., SYLVESTER, H. & THIEDIG, F.: Die Permotrias und ihr Grundgebirge zwischen Faaker See und Turiawald südöstlich von Villach (Kärnten/Österreich). Mit 5 Abbildungen, 5 Tafeln und 1 Karte (Beilage)	391
FAUPL, P. & ROETZEL, R.: Gezeitenbeeinflusste Ablagerungen der Innviertler Gruppe (Otnangien) in der oberösterreichischen Molassezone. Mit 30 Abbildungen und 3 Tabellen	415
FISCHER, H.: Die bodenkundliche Bearbeitung des mittleren Traisentaales (NÖ) unter quartärgeologischer Berücksichtigung. Mit 1 Abbildungen und 3 Tabellen	449
FUCHS, G.: The Geology of Southern Zaskar (Ladakh) – Evidence for the Autochthony of the Tethys Zone of the Himalaya. With 14 Figures and 3 Plates	465
MATĚJOVSKÁ, O.: Fe-rich Amphibolites with Tholeiitic Affinity from the SE Margin of the Bohemian Massif. With 11 Figures and 2 Tables	493
SCHWAN, W. & ROSSNER, R.: Deformationsereignisse im Grenzraum Radstädter Tauern/Hohe Tauern abgeleitet aus mesoskopischen Strukturen. Mit 15 Abbildungen	505
SÖLLNER, F. & HANSEN, B. T.: „Pan-afrikanisches“ und „kaledonisches“ Ereignis im Ötztal-Kristallin der Ostalpen: Rb-Sr- und U-Pb-Altersbestimmungen an Migmatiten und Metamorphiten. Mit 29 Abbildungen und 9 Tabellen	529
STAUFENBERG, H.: Apatite Fission-Track Evidence for Postmetamorphic Uplift and Cooling History of the Eastern Tauern Window and the Surrounding Austroalpine (Central Eastern Alps, Austria). With 10 Figures and 1 Table	571
Buchbesprechungen.	588

Schriftleitung: ALBERT DAURER.

Movements and Metamorphism North of the Insubric Line between Val Loana and Val d'Ossola (Italy)

By UWE ALTENBERGER, NORBERT HAMM & JÖRN H. KRUHL*)

With 8 Figures

*Westalpen
Tektonik
Metamorphose
Gelügekunde
Insubrische Linie
Temperaturflächen
Rekristallisationskorngrößen*

Inhalt

Zusammenfassung	365
Abstract	365
1. Introduction	365
2. Pre-Alpine Metamorphism	367
3. Alpine Metamorphism	368
4. Pre-Alpine Deformation	370
5. Alpine Deformation and its Relationship to Metamorphism	370
6. Discussion	373
Acknowledgements	373
References	374

Abstract

In the study area the alpine metamorphism reached medium amphibolite facies heading in the NW direction whereas near the Insubric Line the upper boundary of greenschist facies was touched barely. The oligoclase boundary, the beginning of feldspar recrystallisation, the chloritoid-staurolite transition and the lines of equal size of recrystallized feldspar grains reflect the distribution of maximum temperature during alpine metamorphism. The planes of equal temperature show a moderate plunge towards the NW.

In the Monte Rosa Nappe and the northern part of the Gneiss Zone, NW of the Insubric Line, deformation was mainly outlasted by the annealing. Towards the Insubric Line, deformation still occurred during decreasing temperatures and was accumulated in a mylonite zone along the Insubric Line, still active under lower greenschist facies conditions. Despite great local variation the stretching direction as well as the asymmetry of third folds indicate a general vertical movement in the area north to the Insubric Line and, at least during the last stage of deformation, an upward thrusting of the Central Alps relative to the Southern Alps.

Zusammenfassung

Im untersuchten Gebiet lief die alpine Metamorphose im NW unter Bedingungen der mittleren Amphibolitfazies ab, während im SE nahe der Insubrischen Linie die Obergrenze der Grünschieferfazies gerade noch erreicht wurde. Die Oligoklas-

grenze, der Beginn der Feldspat-Rekristallisation, der Übergang von Chloritoid zu Staurolith und die Linien gleicher Rekristallisationskorngrößen von Feldspäten spiegeln die Verteilung der Maximaltemperaturen während der alpinen Metamorphose wieder. Die Flächen gleicher Maximaltemperatur fallen mittelsteil nach NW ein.

Die Deformation wurde in der Monte Rosa-Decke und im nördlichen Teil der Gneisszone, nordwestlich der Insubrischen Linie, generell von der Temperung überdauert. Nahe der Insubrischen Linie war die Deformation auch noch bei sinkenden Temperaturen aktiv und konzentrierte sich bei Bedingungen der unteren Grünschieferfazies in einer Mylonitzone entlang der Insubrischen Linie. Trotz großer örtlicher Variationen läßt sich aus der Streckungsrichtung und auch aus der Asymmetrie dritter Falten eine generelle Vertikalbewegung im Gebiet nördlich der Insubrischen Linie ableiten und – zumindest während der letzten Deformationsphase – eine Hochbewegung der Zentralalpen gegenüber den Südalpen.

1. Introduction

Investigations on the Gneiss Zone (Alpine "Root Zone") between Val d'Ossola and Finero (REINHARDT, 1966; KRUHL & VOLL, 1976; KRUHL, 1979; SCHMID et al., 1987) lead to concepts on the metamorphic and structural development of this zone. In the present study we will add some informations especially on alpine structures and heating in the area between Val Loana and Val d'Ossola (fig. 1).

Most of field and laboratory work for this study has been done between 1980 and 1983. After a delay of

*) Authors' addresses: UWE ALTENBERGER, NORBERT HAMM, Institut für Geowissenschaften der Johannes Gutenberg-Universität Mainz, Saarstraße 21, D-6500 Mainz, BRD; Dr. JÖRN H. KRUHL, Institut für Geowissenschaften der Paris Lodron-Universität Salzburg, Hellbrunner Straße 34, A-5020 Salzburg, Austria.

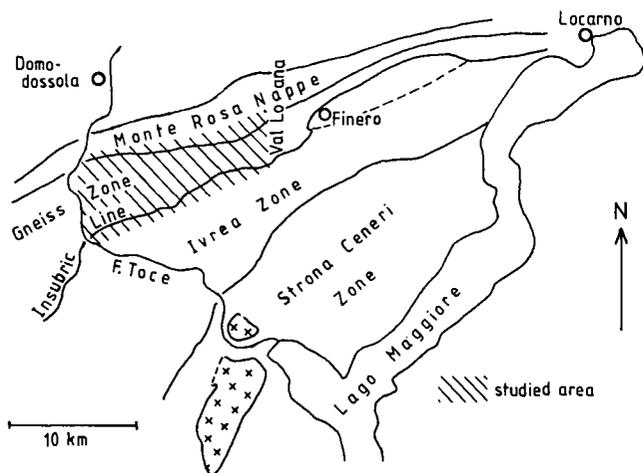


Fig. 1. Location of the study area within the Western Alps.

nearly two years by the Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. recent publications have been considered for the present revised version. Since geological strain rates are rather low we think that our contribution is still timely.

In general, the rock sequence in this part of the Gneiss Zone north of the Insubric Line is the same as further to the NE and is described in detail elsewhere (REINHARDT, 1966; KRÜHL & VOLL, 1976). To the north the Gneiss Zone borders the augengneisses of the Monte Rosa Nappe – with numerous intercalated aplites and pegmatites. The southern boundary of the Gneiss Zone is formed by the Insubric Line and the high metamorphic rocks of the Ivrea Zone: quartz-plagioclase-biotite gneisses, kinzigitic gneisses with sillimanite, amphibolites with relics of ortho- and clinopyroxene, pegmatites and lense-shaped intercalations of marbles which contain, besides calcite and quartz, plagioclase (An 50), diopside and scapolite. Further descriptions of the situation south of the Insubric Line are already given by SCHMID (1967).

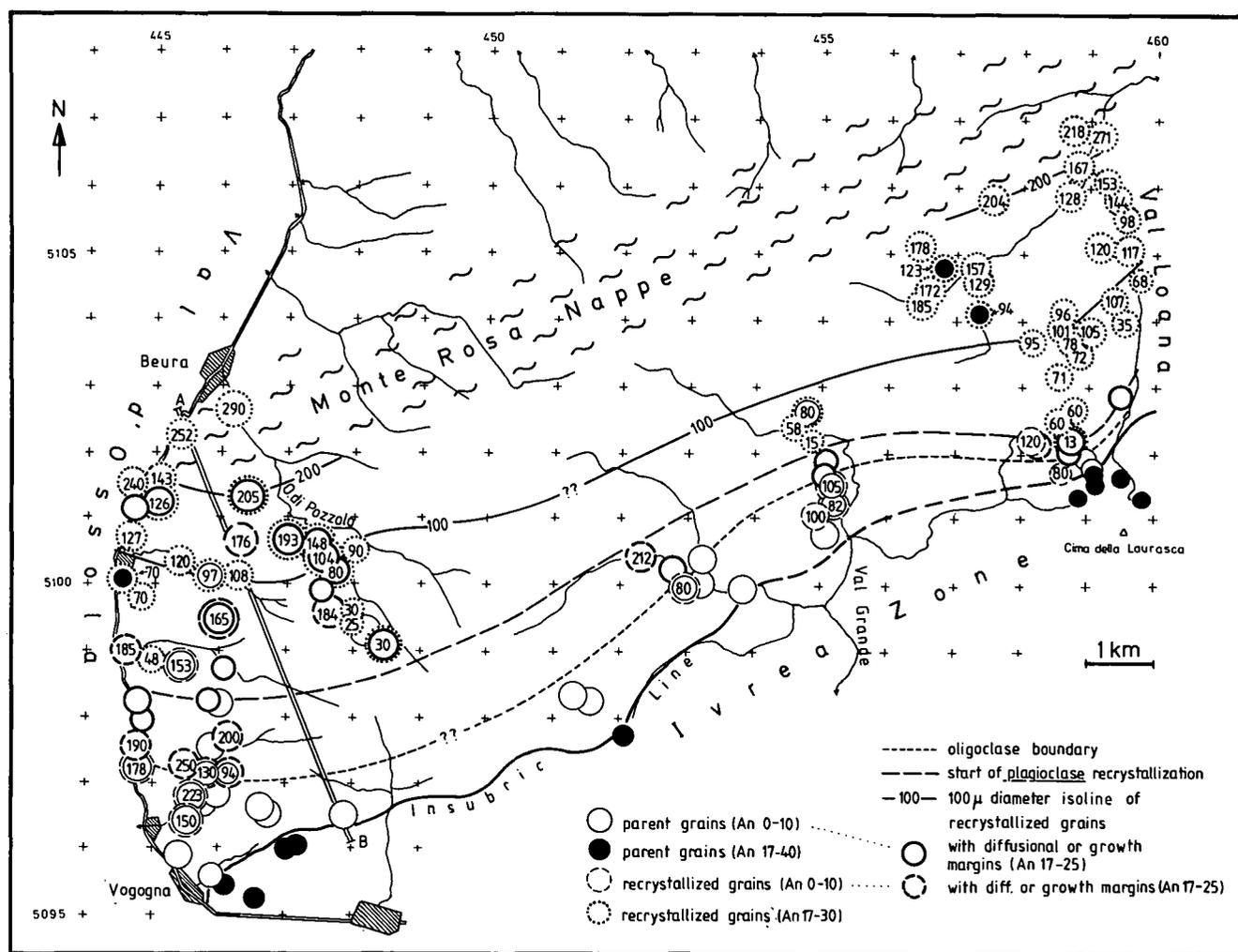


Fig. 2. An contents and recrystallization features of Alpine and pre-Alpine plagioclase within the Gneiss Zone northwest of the Insubric Line between Val Loana and Val d'Ossola. Presented are

- 1) The Alpine oligoclase boundary (change from albite to oligoclase at about 500°C, according to VOLL, 1968);
- 2) start of the Alpine recrystallization of plagioclase at about 510–520°C;
- 3) the average diameters of Alpine recrystallized plagioclase grains [μ], evaluated through 50–100 thin section measurements for each sample;
- 4) the average diameters of preserved pre- or early Alpine plagioclase (albite) grains;
- 5) the occurrence of Alpine oligoclase diffusional or growth margins at albites;
- 6) the An content of pre-Alpine plagioclase south of the Insubric Line.

Furthermore the cross section A–B, used for fig. 4, is indicated. The Insubric Line is pictured after SCHMID (1967), KRÜHL (1984) and the present study.

The variety of different rock types we encounter SW of Val Loana – as different types of gneisses, amphibolites, serpentinite-hornfels, andesitic dikes, aplites and pegmatites – is reduced towards the SW. At Val d'Ossola we only find feldspar-mica gneisses, amphibolites, pegmatites, aplites and seldom carbonate-silicate rocks. In the total area the Insubric Line is followed by a 100 m (near Val Loana) to more than 1 km (near Val d'Ossola) wide mylonitic zone containing rocks both of the Gneiss Zone and of the Ivrea Zone.

2. Pre-alpine metamorphism

In contrast to the Ivrea rocks, north of the Insubric Line all rocks have been overprinted by alpine deformation and metamorphism. Nevertheless, we find indications of a former metamorphism which we interpret as a pre-alpine event. The indications are scarce near Val Loana and more frequent near Val d'Ossola, where the alpine deformation becomes considerably weak, and within that area north of the Insubric Line where the al-

pine temperature did not rise to more than 500°C, about the starting point of feldspar recrystallization (VOLL, 1968, 1976):

At the southwest slope of Val Loana, in schistose gneisses, containing garnet and kyanite or andalusite, relics of sillimanite fibrolites occur as inclusions in quartz. Further to the south, directly north of the Insubric Line, there are relics of petrofabrics known from the gneisses and kinzigitic gneisses of the Ivrea Zone:

- 1) Garnets, partly altered to plagioclase or chlorite, with that pattern of netlike cracks typical for the Ivrea garnets and quite absent in the \pm idiomorphic garnet crystals grown during alpine times;
- 2) coarse intergrowth of plagioclase and quartz (embayed structures) obviously not the result of the alpine upper greenschist facies metamorphism directly north of the Insubric Line (see further below);
- 3) Ti-rich biotite in gneisses;
- 4) within amphibolites green hornblende with a brown core and embayed structures between plagioclase and this brown core occurs. Moreover, relics of clinopyroxene are found within these rocks (fig. 5).

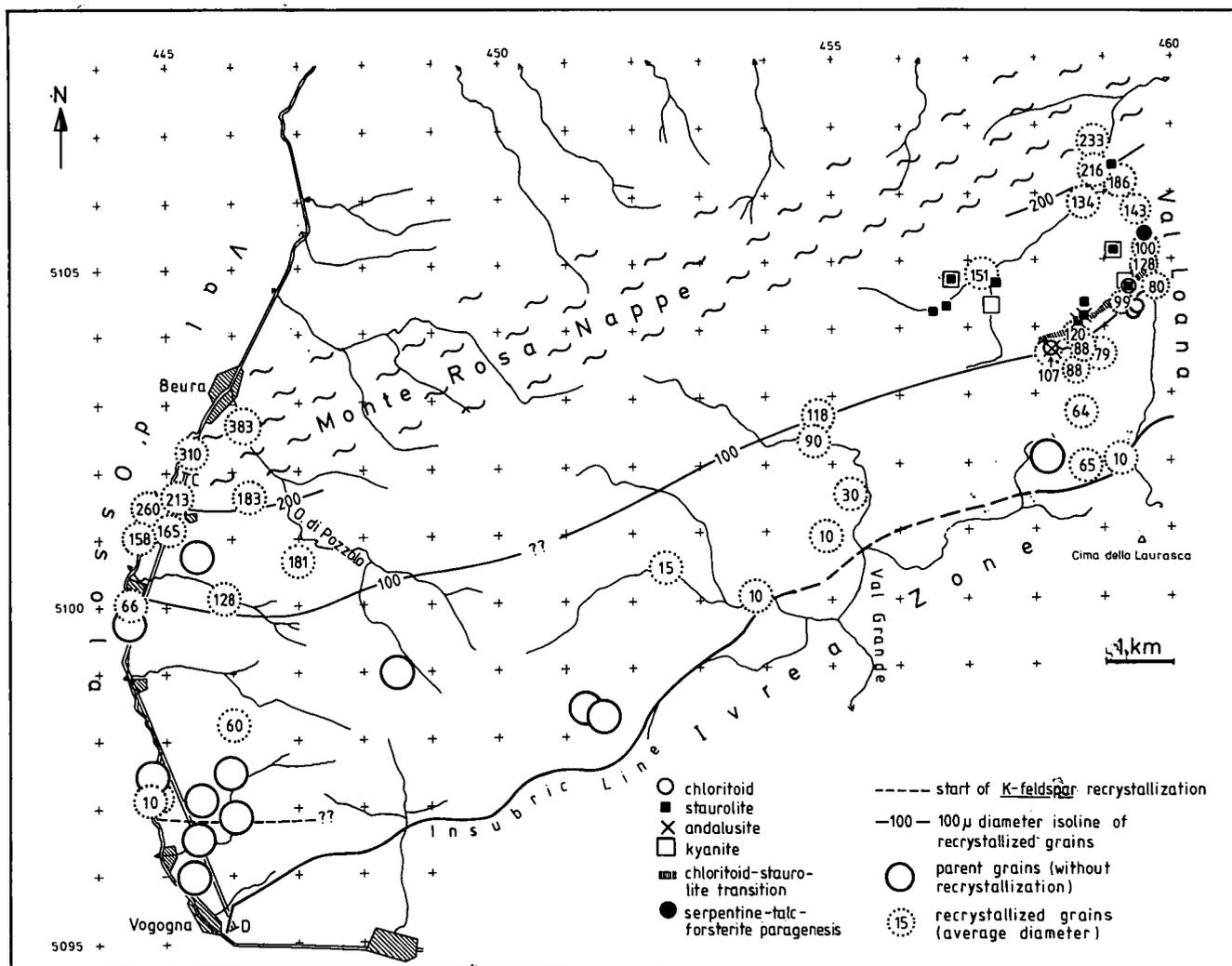


Fig. 3. Alpine recrystallization features of K-feldspar within the Gneiss Zone northwest of the Insubric Line between Val Loana and Val d'Ossola. Presented are 1) the start of the recrystallization of K-feldspar, at about 480–490°; 2) the average diameters of recrystallized K-feldspar grains [μ m], evaluated through 50–100 thin section measurements for each sample; 3) the occurrence of chloritoid, staurolite, andalusite and kyanite and the chloritoid–staurolite transition; 4) the occurrence of serpentine-talc-forsterite paragenesis at Val Loana (after KRÜHL & VOLL, 1976). Furthermore the cross-section C–D, used for fig. 8, is indicated.

Towards Val d'Ossola where alpine deformation was rather weak relics of large albite grains surrounded by (possibly) recrystallized albite grains scarcely occur. Since they are found within rocks of rather high Ca-content, located near the plagioclase recrystallization isograd (see further below), and therefore not suitable for the formation of recrystallized albites of such a size, and since small exsolved clinzoisite inclusions in the albite relics point to a former rather high An-content we interpret these grains as a result of a pre-alpine metamorphism. Of course, many of the albite relics abundant within the less deformed parts of the gneiss Zone might have grown early during increasing alpine metamorphism.

3. Alpine Metamorphism

The maximum alpine metamorphism within the Gneiss Zone between the Insubric Line and the southern margin of the Monte Rosa Nappe and between Val Loana and Val d'Ossola varies from upper greenschist facies to medium amphibolite facies (with increasing temperature from S to N). In general, this broad picture fits the division of mineral facies given by REINHARDT (1966) for the same region. However, there are differences in detail (see further below). During a late phase of deformation, mainly in the S, the temperature is

down again in low greenschist facies (see also KRUHL, 1979, SCHMID et al., 1987).

The maximum alpine temperatures in the Gneiss Zone are indicated by deformation textures and mineral reactions as follows (figs. 2 and 3):

From S to N – with increasing maximum temperatures – first, K-feldspar recrystallization starts; second, albite crystals marginally change to oligoclase (oligoclase boundary); third, plagioclase recrystallization starts; fourth, chloritoid disappears and staurolite is formed. In figs. 2 and 3 these four transitions are presented for the region between Val Loana and Val d'Ossola. We may expect a temperature of about 530–540°C for the disappearance of chloritoid and the appearance of staurolite in the central Gneiss Zone (after RAO & JOHANNES, 1979), at the same temperature a pressure of about 5 Kb (after RICHARDSON et al., 1969) for the transition andalusite-kyanite (occurring at the same locality, see fig. 3), and a temperature of about 500°C for the oligoclase boundary (after VOLL, 1968). The temperature of about 580°C, presumed for the serpentine-forsterite-talk paragenesis within a lense of serpentine-hornfels in the Val Loana (KRUHL & VOLL, 1976), fits into the general temperature field as shown by the chloritoid-staurolite transition and the oligoclase boundary further to the S.

With the exception of the Mylonite Zone near the Insubric Line the maximum temperature was reached during the first alpine deformation. Quartz, feldspar, mus-

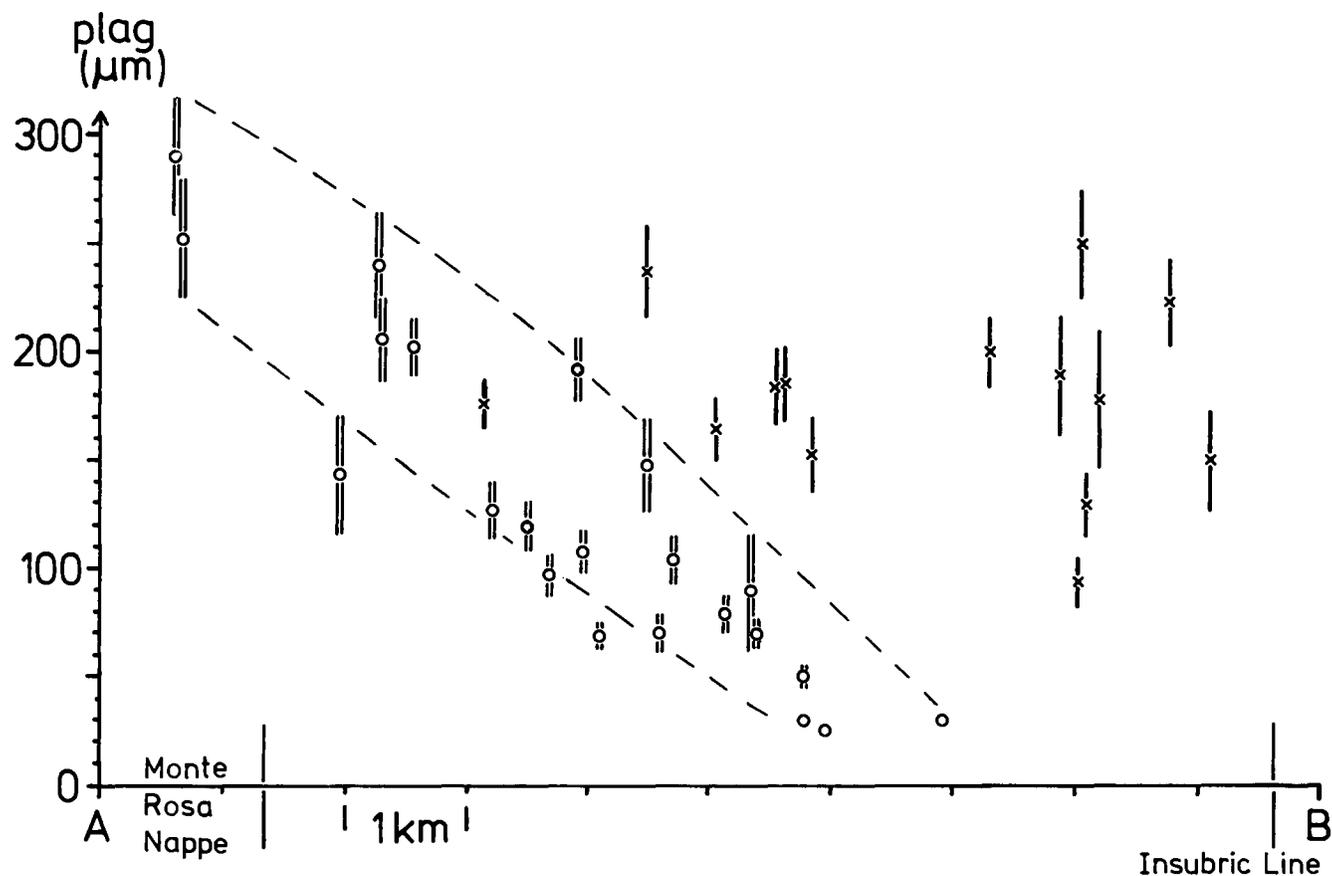


Fig. 4. Alpine recrystallized (O) and pre- or early-Alpine (x) plagioclase grains from gneisses and augengneisses at Val d'Ossola. Presented are the average diameters, calculated through 50–100 thin section measurements for each sample, together with the confidence intervals for 95 % probability. The increase of diameters of the recrystallized plagioclase grains from N to S is unequivocal. All the plagioclase measurements near Val d'Ossola, presented in fig. 2, have been used for this figure. The different positions of the samples in fig. 2 have been projected along the s_1 cleavage planes upon the cross-section A–B which is the x-co-ordinate in this diagram.

covite and biotite recrystallization as well as grain growth occurred as a result of annealing. All minerals show signs of recovery. In quartz subgrain patterns are developed, without wavy extinction, and especially feldspars show polygonal grain shapes with straight or slightly curved boundaries and with equilibrium angles at triple points.

In general, the grain size of recrystallized quartz, plagioclase, K-feldspar, biotite and muscovite increases from S to N. As an example the increase of plagioclase grain size at Val d'Ossola is shown in fig. 4. The average diameters of albites, probably grown during increasing alpine metamorphism, and of recrystallized alpine plagioclases are plotted against the distance from the Insubric Line. The locations of the different samples, shown in fig. 2, are projected along the cleavage planes upon the cross-section A-B. The unequivocal increase of the size of alpine recrystallized grains is demonstrated by the lack of overlap of the confidence intervals (for 95 % probability) in the central part of the Gneiss Zone and the northern part respectively.

For the total Gneiss Zone the situation is shown in figs. 2 and 3. Lines of equal diameters of recrystallized plagioclase and K-feldspar grains are presented, together with the beginning of plagioclase and K-feldspar recrystallization, the oligoclase boundary and the chloritoid-staurolite transition. These lines are constructed on the basis of average values of grain diameters measured as follows.

- 1) Each number within the circles in figs. 2 and 3 represents the average grain diameter of 50–100 recrystallized grains measured in thin sections perpendicular to the alpine stretching direction.
- 2) Most of the samples come from augengneisses and from feldspar-mica gneisses.
- 3) To reduce the influence of a variable strength of deformation and the influence of neighbouring minerals, only certain grains have been measured, namely those placed in or at host grains or in lenses of former host grains, which do not contain other grainsize reducing minerals like micas or clinozoisite.

If we now assume no essential influence of neighbouring minerals and a nearly equal strain in all

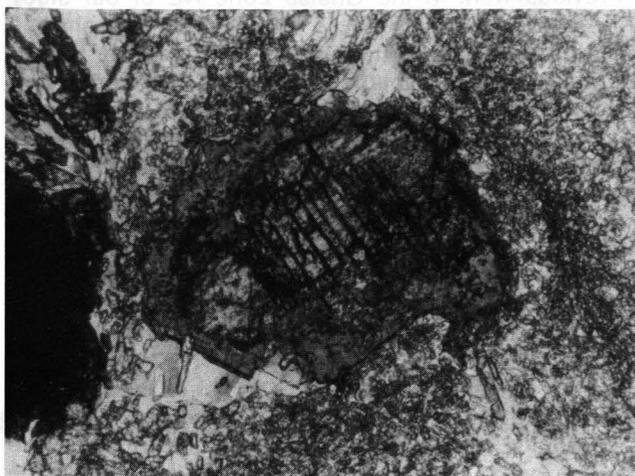


Fig. 5. Relic of pre-Alpine clinopyroxene (with strong cleavage), surrounded by light green Alpine hornblende. Amphibolite, ca. 0.5 km north of the Insubric Line. Sample 1981 from the Val Grande (R 455.04/H 5100/83). Nicols ||. The long side of the thin section photograph is about 0.66 mm.

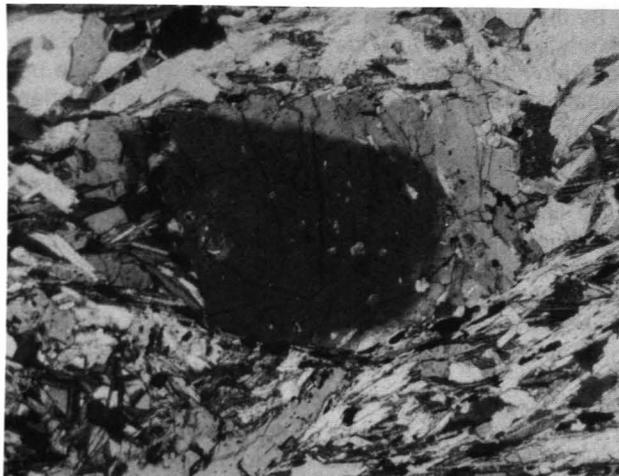


Fig. 6. Pre- or early-Alpine albite with alpine growth margins of oligoclase. Gneiss from the northern part of the Gneiss Zone. Sample AL12 (R 446.30/H 5101.15). Nicols x. The long side of the thin section photograph is about 3.4 mm.

the samples, we may interpret the final diameter of recrystallized grains mainly as a result of the thermal energy input during the time when the temperature is above 500°C, about the recrystallization temperature of feldspars. And consequently the lines of equal average diameters of recrystallized grains should represent lines of equal input of thermal energy. This idea has been introduced by VOLL (1980) who showed that the mountains of the Aar- and Gotthard massiv can be zoned by subhorizontal planes of equal size of recrystallized quartz grains.

If we further assume that within the study area, i. e. within an area of only some km width, the time to heat up rocks to the same maximum temperature and cool down again is always the same at different localities, then those rocks heated up to the same temperature should show the same diameters of recrystallized feldspar grains. Through this we come to the idea that the lines of equal diameters of recrystallized grains roughly represent isotherms.

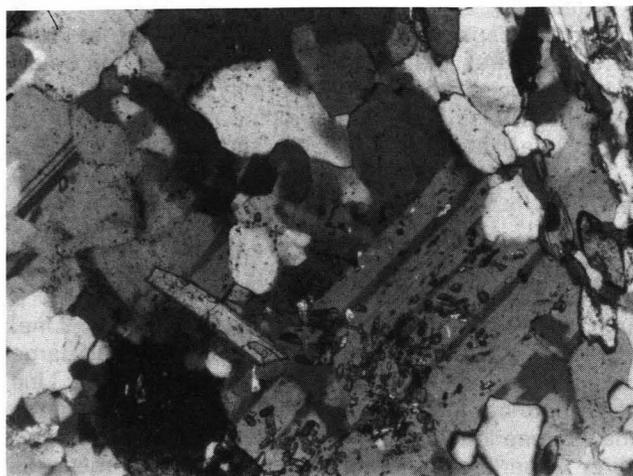


Fig. 7. Relic of probably pre-Alpine plagioclase (now albite, twinned, with many inclusions of small clinozoisite crystals), surrounded by probably pre-Alpine recrystallized albite grains without clinozoisite inclusions. Sample AL65 (R 445.71/H 5097.21). The long side of the thin section photograph is about 0.85 mm. Nicols x.

By the grain size measurements there is no indication of any intersection of the isolines and the oligoclase boundary, the chloritoid-staurolite transition and the beginning of plagioclase and K-feldspar recrystallization. All these lines result from one and the same regional metamorphism with \pm uniform temperature distribution in this small area. That follows the assumption that all these lines are about parallel to one other.

On the basis of the measurements and the assumption of a rough parallelism, the isotherms mentioned above are plotted into the figs. 2 and 3. They reflect the maximum-temperature distribution of alpine metamorphism within the Gneiss Zone.

In figs. 2 and 3 it is shown that

- 1) the temperature zoning of the area north of Finero (KRUHL, 1979) continues towards the Val d'Ossola;
- 2) from Val Loana towards Val d'Ossola the isotherms deviate slightly from the Insubric Line towards the N;
- 3) the change from albite to oligoclase (oligoclase boundary) starts about 200 m (at Val Loana) to nearly 2 km (at Val d'Ossola) north of the Insubric Line, i. e. much more to the S than reported by REINHARDT (1966, fig. 36). About 10–30 μ m wide diffusional or growth margins of oligoclase are formed around albite crystals. They increase rather discontinuously towards the N and at last consume all the host grains. At those localities with deformation too weak for a complete recrystallization of plagioclase, cores of albite surrounded by oligoclase margins are preserved, even in the most northerly parts of the Gneiss Zone (fig. 6). If plagioclase recrystallizes the new grains are always oligoclase;
- 4) the oligoclase boundary and the beginning of plagioclase recrystallization do not coincide;
- 5) both isotherms of beginning plagioclase recrystallization and of 100 μ diameter of recrystallized grains show nearly the same distance from each other at Val Loana and at Val d'Ossola, but at Val d'Ossola they remove from the oligoclase boundary. This could be the result of a reduced strength of deformation near Val d'Ossola. The high amount of pre- or early alpine plagioclase grains which survived the alpine deformation near Val d'Ossola points to the same fact;
- 6) the K-feldspar clearly starts to recrystallize at lower temperatures than the plagioclase, and even below the oligoclase boundary. We may infer: in this part of the Gneiss Zone during alpine metamorphism the recrystallization of K-feldspar starts at temperatures slightly below 500°C and the recrystallization of plagioclase begins slightly above 500°C.

If we consider that the beginning of K-feldspar recrystallization coincides roughly with the Insubric Line, we may expect a maximum temperature of about 480°C during alpine metamorphism at the Insubric Line. Nevertheless, possibly by strong shearing and large movements in the mylonites directly at the Insubric Line there could be a larger temperature-gradient than in the Gneiss Zone leading to a much lower maximum temperature. Quartz-chlorite-albite-clinozoisite parageneses and strong quartz deformation without or with just beginning recrystallization indicate mylonitization still active under conditions of low greenschist facies (see also SCHMID et al., 1987).

The isotherms, plotted in figs. 2 and 3, do not only provide information about the horizontal temperature

distribution but also about the vertical one. If we understand these isotherms as intersections of planes of equal temperature and the surface of the earth, then we get temperature planes moderately plunging towards the NW, with a somewhat lower angle than the main cleavage planes and the compositional layering in the Gneiss Zone. The height difference of about 700 m at Val Loana and of about 1000 m at Val d'Ossola in combination with the values and the density of the measurements should allow such a conclusion. This is in accordance with the steeply NW plunging temperature planes in the Gneiss Zone NE of Val Loana (KRUHL, 1979).

4. Pre-alpine Deformation

Presumably most of the rocks within the Gneiss Zone north of the Insubric Line have been part of a pre-alpine deformed and metamorphosed continental crust. We should expect within these rocks well developed planar textures as remnants of that pre-alpine deformation and metamorphism, especially quartz veins in gneissic and schistose rocks. From a limited region of the central Gneiss Zone REINHARDT (1966, 611–619) presents indications for relics of pre-alpine deformation textures as steep schistosity planes and fold axes. We think that in addition to these features and to the compositional layering in the cm to 100 m range most of the quartz veins in the zone originated from pre-alpine metamorphic and deformational events. We cannot give any statement on the pre-alpine stretching direction. Apparently it is either totally overprinted by alpine deformation or not discernable from alpine stretching directions. In general, the amount of relics of pre-alpine textures in the Gneiss Zone is rather uncertain.

5. Alpine Deformation and its Relationship to Metamorphism

Previous work in the Gneiss Zone NE of our study area (KRUHL, 1979; KRUHL & VOLL, 1976) has shown:

During alpine times the Gneiss Zone north of the Insubric Line and the southern margin of the Monte Rosa Nappe were mainly affected by four events of rotational deformation. Deformation occurred mainly during increasing temperatures and has been outlasted by the metamorphism. Nevertheless, during a late stage of metamorphism and decreasing temperatures along the Insubric Line shearing led to strong mylonitization. Directly SW of Val Loana the type of folds, cleavages and stretching directions and the relationship to metamorphism corresponds to the ones further to the NE, described in detail by KRUHL & VOLL (1976). For that reason we focus on the area near Val d'Ossola where the effect of alpine deformation is somewhat different. A schematic cross-section from the Monte Rosa Nappe into the Ivrea Zone near Val d'Ossola is presented in fig. 8.

First alpine deformation

Within the gneisses and augengneisses of the Monte Rosa Nappe one penetrative cleavage is developed. Large feldspar phenocrysts as well as small recrystal-

Gneiss Zone north of the Insubric Line

cross section at Val d'Ossola

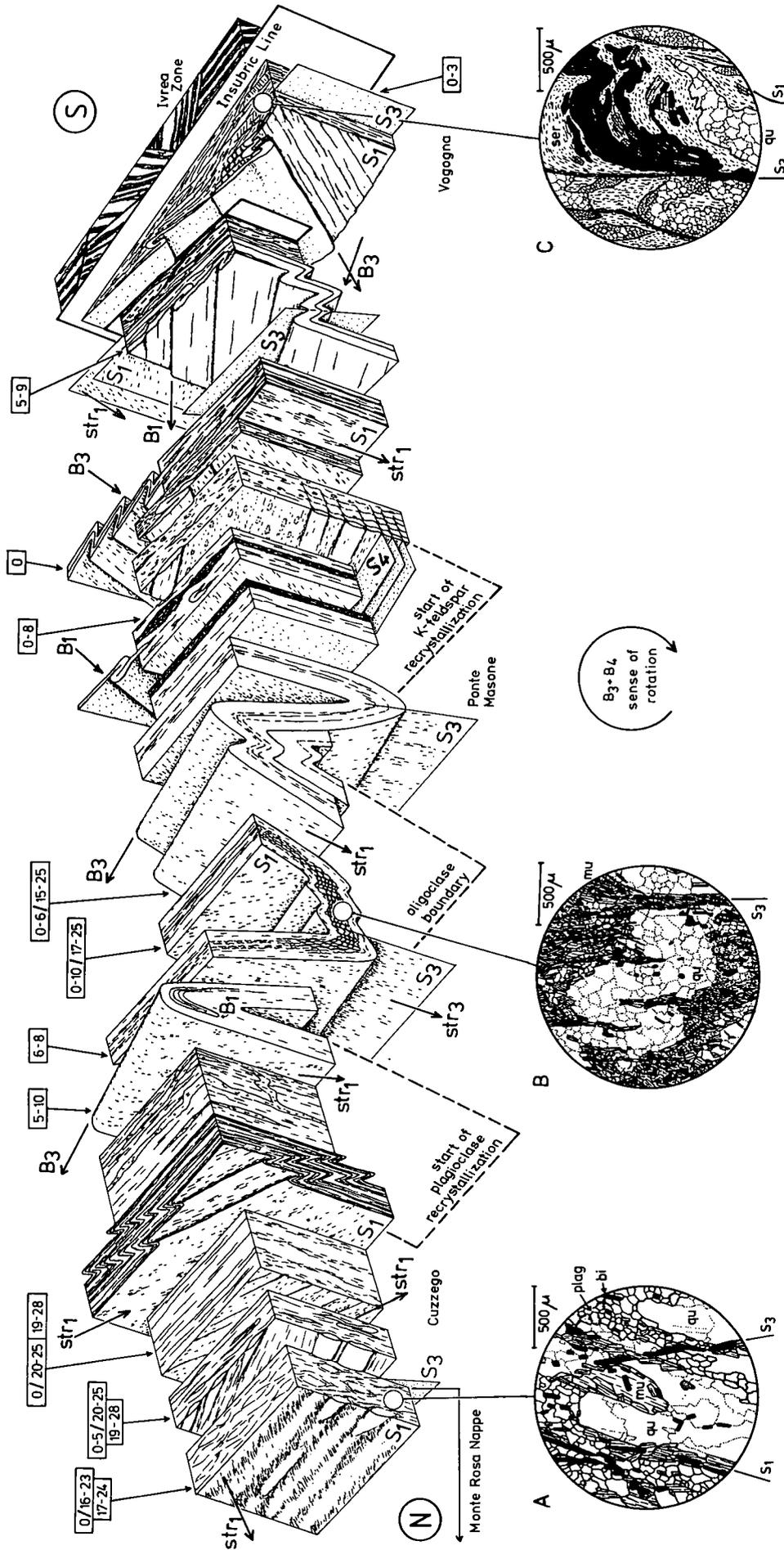


Fig. 8. Schematic block diagram of the gneiss Zone at Val d'Ossola (cross-section C-D in fig. 3). Presented are the tectonic features of the distinct Alpine deformations, the start of the plagioclase and K-feldspar recrystallization, the oligoclase boundary, some An contents of plagioclase from gneisses, and thin section drawings from different parts of the Gneiss Zone and the southern margin of the Monte Rosa Nappe respectively (A-C), which show the different textures related to the temperature and the mylonitization. A) Gneiss from the southern margin of the Monte Rosa Nappe, with s_1 and recrystallized quartz, plagioclase, biotite and muscovite. Quartz shows highly sutured boundaries and hardly ever polygonization; plagioclase has developed with mostly polygonal grain shapes. Sample 2317 (R 444.50/H 5100.76). B) Gneiss with a quartz vein, folded by B_3 . Main constituents are quartz, muscovite, biotite and ore. Quartz is recrystallized post B_3 . Sample 2314 (R 444.41/H 5098.52). C) Mylonite near the Insubric Line with quartz, muscovite, sericite, ore and some plagioclase. The mylonitic s_1 is folded between distinct s_3 shear planes. Again quartz is recrystallized during and after B_3 . Sample 2294 (R 445.76/H 5095.39).

lized grains are oriented with their flat faces parallel to the cleavage plane. This cleavage can be traced continuously through the southerly adjacent Gneiss Zone and into the Mylonite Zone near the Insubric Line. Towards Val Loana quartz porphyric dikes, intruded before the alpine deformation and metamorphism (KRUHL & VOLL, 1976; VOGLER & VOLL, 1976), are chiefly affected by this cleavage; in general, the dikes show overprint of different intensities through increasing as well as decreasing temperatures, as pointed out by KRUHL (1986) on the basis of quartz textures. In addition, quartz veins, supposed to be largely of pre-alpine age, are isoclinally folded and related to the penetrative cleavage. All this we consider as a result of a first alpine deformation. As already described in previous studies (REINHARDT, 1966; KRUHL, 1979, 1984; KRUHL & VOLL, 1976; SCHMID et al., 1987) along the Insubric Line the northern margin of the Ivrea Zone as well as the southern margin of the Gneiss Zone is strongly mylonitized. Towards Val d'Ossola, this mylonite zone grows wider to about 1 km. Different rocks from the Gneiss Zone as well as from the Ivrea Zone are re-worked: marbles, amphibolites and gneisses. They contain porphyroblasts of feldspar, quartz, and seldom amphibolite, muscovite, red-brown biotite, allanite, tourmaline and zircon. The grain size within the mylonite decreases discontinuously towards the Insubric Line. Additionally, quartz porphyric dikes directly north of the Insubric Line are strongly and entirely affected by the mylonitic foliation. Therefore we consider the mylonites as the result of a first alpine deformation, especially as within the mylonitized Gneiss-Zone rocks and meta-sediments there are no indications of any alpine pre-mylonitic deformation. We do not know when mylonitization started. However, greenschist facies parageneses as well as quartz, recrystallized up to 50 μ diameter (see also KRUHL, 1984 and SCHMID et al., 1987), indicate that mylonitization has been active down to conditions of lower greenschist facies.

The stretching direction (str_1) related to the first alpine deformation is chiefly indicated by the preferred shape orientation of micas, feldspar phenocrysts, feldspar recrystallized grains, amphiboles, by stretching haloes around rigid crystals, and in addition within quartz-porphyric dikes and granitic gneisses, by the long axes of lenses of recrystallized quartz and feldspar respectively. str_1 takes varying orientations on s_1 planes through the study area (fig. 8): In the Monte Rosa Nappe and the northern part of the Gneiss Zone str_1 often plunges subhorizontally with low angles towards NE or SW, but also steep plunging or vertical orientations are developed. In the central and southern part of the Gneiss Zone str_1 shows often vertical or subvertical orientations with steep dip angles towards NE. But there are also layers with a flat str_1 -plunging towards NE or SW or without any sign of stretching. The change from one str_1 orientation to the next may be rather abrupt and sequences with one distinct str_1 orientation may range from 1 cm to several 100 m in thickness. Within the mylonites directly north of the Insubric Line, towards Val Loana, str_1 is subhorizontal or plunges with low angles mainly towards NE. But, towards Val d'Ossola, this preferential orientation is replaced by a rather steep plunging and near Val Loana it is not limited to the mylonites derived from the northern margin of the Ivrea Zone (in contrast to the observations presented by SCHMID et al., 1987). First al-

pine folds affect the (probably) pre-alpine compositional layering and quartz veins. They are always isoclinal and do not exceed the m-range.

Second deformation

Near Val d'Ossola there are no clear indications of the second deformation, as described by KRUHL (1979) and KRUHL & VOLL (1976) for the area NE of Val Loana. We do not think that between Val Loana and Val d'Ossola the second deformation has any importance. But to avoid confusion of nomenclature we maintain the system given by KRUHL (1979).

Third alpine deformation

All textures produced by the first alpine deformation are more or less overprinted by the third alpine deformation. In the Monte Rosa Nappe the third deformation produces distinct cleavage planes in the mm to cm range (fig. 8A). Between these planes s_1 is slightly to strongly rotated. By the intersection of the two sets of schistosity planes in part a pencil structure is developed with mainly a horizontal or slight SW directed dip. This intersection line is often oriented parallel but sometimes oblique to str_1 . Possibly it is parallel to the direction of quartz elongation during the third deformation as it is indicated by c-axis patterns forming cross-girdles perpendicular to the intersection line.

In the northern and central part of the Gneiss Zone near Val d'Ossola the compositional layering, the penetrative s_1 and the isoclinally folded quartz veins are bent around third folds (B_3) in the cm to 100 m range. These folds are rather open in mica-poor gneisses, in mica-rich parts the angles between the limbs may decline down to 30°. In mica-rich layers s_3 forms distinct shear planes with mm-distance, plunging steeply towards NW. B_3 plunges subhorizontally, in the northern part of the Gneiss Zone mainly parallel to str_1 , in the central part oblique to the mostly steeply plunging str_1 . Thereby the str_1 -position is changed on the limbs of the third folds as is best seen at the large folds near Ponte Masone (fig. 8). the stretching direction str_3 is often well developed and plunges always subvertically. Towards the south B_3 may change to steeply plunging positions parallel to str_1 as reported by SCHMID et al. (1987). But in contrast to these authors we do not regard this as a continuous change since the orientations of B_3 and str_1 often show abrupt changes from one cm–100 m layer to the next.

In the Mylonite Zone at the Insubric Line the mylonitic foliation is folded around B_3 , as has been already shown for the area towards the NW by KRUHL (1979, 1984). Distinct s_3 shear planes are developed (fig. 8C). The consistent asymmetry of B_3 in the Mylonite Zone as well as in the Gneiss Zone indicates the third event as dextral (viewed to the NE) rotational deformation.

Near the Insubric Line during or even after the third deformation quartz recrystallizes with diameters of about 30 μ . The size of recrystallized quartz grains related to third folds increases towards the N, similar as has been shown for the area NE of Val Loana (KRUHL, 1979). In the central part of the Gneiss Zone the grain-size of quartz related to B_3 becomes similar to that of quartz related to B_1 . Nevertheless there are distinct shear planes with alteration from biotite to chlorite, which we interpret still as a result of the third deformation, probably of a late stage.

Near Val d'Ossola as well as towards the NE a fourth alpine deformation occurs mainly near the Insubric Line and produces distinct subhorizontal shear planes with mm to cm distance. The intersection of s_4 with s_1 and s_3 , respectively, is subhorizontal. Again the sense of rotation is dextral (viewed to the NE). Quartz recrystallization textures indicate metamorphic conditions of low greenschist facies.

6. Discussion

In the area between Val Loana and Val d'Ossola the picture of alpine deformation and metamorphism, as presented by KRUHL & VOLL (1976) and KRUHL (1979) for the region further to the NE, is roughly corroborated:

During one single phase of temperature increase and decrease different deformational events occur subsequently within a Mylonite Zone at the Insubric Line as well as in the Gneiss Zone and the Monte Rosa Nappe further to the North. In the northern part of the Gneiss Zone the temperature maximum is in the medium amphibolite facies, whereas at the Insubric Line it just reaches the upper greenschist facies.

K-Ar cooling ages on white K-micas of about 20 m. y. have been determined for the mylonites north of the Insubric Line (ZINGG, et al., 1976), and further to the NE the onset of rapid cooling within the mylonites is supposed to be at about 23 m. y. (HURFORD, 1986). HURFORD presents different models of the cooling history after a Mid Tertiary peak of metamorphism (HUNZIKER, 1969; JÄGER, 1973). Since all visible deformations in the study area – apart from the local relics of probably pre-alpine deformation – seem to be related to only one temperature increase and decrease they should be related to this mid to late Tertiary thermal event. Within the study area we do not see any indication of an eoalpine event established for the southwest part of the Monte Rosa Nappe and of the Gneiss Zone, including the area around Val d'Ossola (DAL PIAZ et al., 1972; HUNZIKER, 1974). Moreover, the temperature distribution, established by this study, fits well the overall regional temperature distribution of the Lepontine region (as given by NIGGLI & NIGGLI, 1965).

Nevertheless, the possibility of an early alpine event "hidden" in the early stage of the first alpine deformation cannot absolutely be excluded. Detailed studies of microfabrics, especially of feldspar orientations (see KRUHL, 1987), are necessary to get better informations on strain orientation and sense of shear during the early alpine metamorphism and deformation.

In the Monte Rosa Nappe and the northern and central part of the Gneiss Zone the first and penetrative deformation has been outlasted by the annealing. Through that the regional distribution of the peak of metamorphism is – in addition to the oligoclase boundary and the chloritoid-staurolite transition – reflected by the diameters of recrystallized feldspar grains. Towards the Insubric Line the first deformation is active not only during increasing but also during decreasing temperatures, as it has been already shown by KRUHL (1979) in the area further towards the NE. Directly north of the Insubric Line a mylonite zone is developed during decreasing temperatures under conditions of greenschist facies. In contrast to SCHMID et al. (1987) we do not see any indications that the mylonitic foliation is not identic

with the alpine s_1 further to the N. The third deformation shows a similar relationship to the temperature as the first one. In the northern part of the study area it occurs about at the peak of metamorphism whereas towards the Insubric Line the third deformation is more and more behind the maximum of temperature. At the Insubric Line the mylonitic foliation is refolded by the third deformation. Additionally, this deformation may be locally intensified and s_3 may be also developed as mylonitic foliation. Greenschist facies shear planes, occurring in the northern part of the Gneiss Zone and in the Monte Rosa Nappe, might well be procuded during a late stage of the third deformation.

In respect to the stretching directions, there are complications. Down-dipping and horizontal stretching lineations relieve one another in distinct parts of the Gneiss Zone and the Mylonite Zone, and they have most likely been developed at exactly the same metamorphic conditions as indicated by mineral parageneses and quartz fabrics. A synchronous development of the different stretching lineations might well be possible. Therefore – although there is ample evidence for dextral strike-slip movements, mainly near the Insubric Line but also further towards the NW (SCHMID et al., 1987) – we do not regard these movements as important as supposed by other authors (e. g. STECK, 1984; SCHMID et al., 1987) and not necessarily as a late event.

Despite the horizontal stretching lineations locally developed, we think that in general about vertical, or E-W directed movements respectively, have been active during the entire alpine event, as indicated by the majority of stretching lineations being roughly vertical from the first to the third deformation and, more precise, uplift of the Central Alps in relation to the Southern Alps at least during the third alpine event is indicated by the asymmetry of third folds.

In general, we consider the southern margin of the Central Alps between Val Loana and Val d'Ossola as an excellent example of the interaction between a continuous deformation and a temperature increase and subsequent decrease. The mylonization at the Insubric Line may have been forced by the decreased temperature as well as the decreased temperature may be a result of the mylonization and subsequent thrusting of the "hot" Central Alps over the "cold" Southern Alps. The overturned alpine temperature distribution and, additionally, the continuous deformation, accumulated at the Insubric Line during a late low temperature stage of metamorphism, support the idea of a continuous rotation and upward movement, bringing a pre-alpine gently SE dipping sequence continuously into the present overturned steeply NW dipping orientation.

The constitution of overall models on the geotectonic development at the southern margin of the Central Alps, as e. g. that stimulating one presented by SCHMID et al. (1987), are highly desirable but we think that the data, available at present, are not sufficient to provide a more or less satisfactory picture.

Acknowledgements

Particularly we would like to thank G. Voll who introduced one of us (J. H. K.) to the problems of the alpine "Root Zone". Thanks are due to J. C. Hunziker for a critical comment. Field work has been supported financially by the Deutsche Forschungsgemeinschaft (Project Kr691/1–3).

References

- DAL PIAZ, G. V., HUNZIKER, J. C. & MARTINOTTI, G.: La Zona Sesia-Lanzo e l'evoluzione tectonico-metamorfica delle alpi Nordoccidentali Interne. — Mem. Soc. Geol. Ital., **11**, 433–460, 1972.
- HUNZIKER, J. C.: Rb/Sr-Altersbestimmungen aus den Walliser Alpen. Helglimmer und Gesamtgesteinsalterswerte. — *Eclogae Geol. Helv.*, **62**, 527–542, Basel 1969.
- HUNZIKER, J. C.: Rb-Sr and K-Ar age determination and the alpine tectonic history of the Western Alps. — Mem. Ist. Geol. Miner. Univ. Padova, **31**, 55 p., Padova 1974.
- HURFORD, A. J.: Cooling and uplift patterns in the Lepontine Alps South Central Switzerland and an age of vertical movement on the Insubric fault line. — *Contrib. Mineral. Petrol.*, **92**, 413–427, Heidelberg 1986.
- JÄGER, E.: Die alpine Orogenese im Lichte der radiometrischen Altersbestimmung. — *Eclogae Geol. Helv.*, **66**, 11–21, 1973.
- KRUHL, J. H.: Deformation und Metamorphose des südwestlichen Finero-Komplexes (Ivrea-Zone, Norditalien) und der nördlich angrenzenden Gneiszone. — Unpubl. Diss., Univ. Bonn, 142 p., Bonn 1979.
- KRUHL, J. H.: Metamorphism and Deformation at the Northwest Margin of the Ivrea Zone, Val Loana (N. Italy). — *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.*, **64**, 151–167, Zürich 1984.
- KRUHL, J. H.: Textures and c-axis orientations of deformed quartz crystals from porphyric dikes of the Alpine "Root Zone" (Western Alps). — *Geol. Rdschau*, **75/3**, 601–623, Stuttgart 1986.
- KRUHL, J. H.: Zur Deformation und Gitterregelung des Plagioklases. — *Jb. Geol. B.-A. Wien*, **130/2**, Wien 1987.
- KRUHL, J. H. & VOLL, G.: Fabrics and metamorphism from the Monte Rosa Root Zone into the Ivrea Zone near Finero, Southern Margin of the Alps. — *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.*, **56**, 627–633, Zürich 1976.
- NIGGLI, E. & NIGGLI, C. R.: Karten der Verbreitung einiger Minerale der alpidischen Metamorphose in den Schweizer Alpen (Stilpnomelan, Alkali-Amphibol, Chloritoid, Staurolith, Disthen, Sillimanit). — *Eclogae Geol. Helv.*, **58/1**, Basel 1965.
- RAO, B. B. & JOHANNES, W.: Further data on the stability of staurolite and quartz and related assemblages. — *N. Jb. Miner. Mh.*, **1979/10**, 437–447, Stuttgart 1979.
- REINHARDT, B.: Geologie und Petrographie der Monte Rosa-Zone, der Sesia-Zone und des Canavese im Gebiet zwischen Valle d'Ossola und Valle Loana (Prov. di Novara, Italien). — *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.*, **46**, 553–679, Zürich 1966.
- RICHARDSON, S. W., GILBERT, M. C. & BELL, P. M.: Experimental determination of kyanite-andalusite and andalusite-sillimanite equilibria: the aluminium silicate triple point. — *Am. J. Sci.*, **267**, 259–272, New Haven 1969.
- SCHMID, R.: Zur Petrographie und Struktur der Zone Ivrea – Verbano zwischen Valle d'Ossola und Val Grande (Prov. Novara, Italien). — *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.*, **47**, 935–1117, Zürich 1967.
- SCHMID, S. M., ZINGG, A. & HANDY, M.: The kinematics of movements along the Insubric Line and the emplacement of the Ivrea Zone. — *Tectonophysics*, **135**, 47–66, Amsterdam 1987.
- STECK, A.: Structures de déformations tertiaires dans les Alpes centrales (transversale Aar – Simplon – Ossola). — *Eclogae geol. Helv.*, **77/1**, 55–100, Basel 1984.
- VOGLER, W. S. & VOLL, G.: Fabrics and Metamorphism from Tonalite, Granitic Augen Gneiss and Tonale Series at the S-Margin of the Swiss Alps, E of Bellinzona. — *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.*, **56**, 635–640, Zürich 1976.
- VOLL, G.: Klastische Mineralien aus den Sedimentserien der Schottischen Highlands und ihr Schicksal bei aufsteigender Regional- und Kontaktmetamorphose. — Habilitationsschrift der Fakultät für Bergbau und Hüttenwesen der TU Berlin, 1968, D83, 360 p., Berlin 1968.
- VOLL, G.: Recrystallization of Quartz, Biotite and Feldspars from Erstfeld to the Leventina Nappe, Swiss Alps, and its Geological Significance. — *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.*, **56**, 641–647, Zürich 1976.
- VOLL, G.: Ein Querprofil durch die Schweizer Alpen vom Vierwaldstätter See zur Wurzelzone – Strukturen und ihre Entwicklung durch Deformationsmechanismen wichtiger Minerale. — *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, **160**, 321–335, Stuttgart 1980.
- ZINGG, A., HUNZIKER, J. C., FREY, M. & AHRENDT, H.: Age and Degree of Metamorphism of the Canavese Zone and of the Sedimentary Cover of the Sesia Zone. — *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.*, **56**, 361–375, Zürich 1976.

Manuskript bei der Schriftleitung eingelangt am 1. Juni 1987.

Über die Komplexität der Plattengneislineation der Koralpe (SE-Österreich) gesehen im Sinne des AMSTUTZ'schen Kongruenzbegriffes und unter gefügekundlichen Gesichtspunkten

Von PETER BECK-MANNAGETTA & MARTIN KIRCHMAYER*)

Mit 7 Abbildungen und 1 Tabelle

Österreichische Karte 1 : 50.000
Blätter 162, 163, 188, 189, 205, 206

Steiermark
Plattengneis
Gefügekunde

Inhalt

Zusammenfassung	375
Abstract	375
1. Einleitung	375
2. Der Kongruenzbegriff in der Anwendung auf die Gesteinskunde	376
3. Zweidimensionale Gefüge in der gesamten Koralpe	376
4. Grundlagen der handstückgefügekundlichen Untersuchungen	379
5. Zu korngefügekundlichen Untersuchungen in den Komplexen 7 und 8	380
Literatur	381

Zusammenfassung

In der Koralpe werden acht Plattengneiskomplexe unterschieden, die nach AMSTUTZ (1966) in drei Bereiche getrennt werden können: Kongruent im N (Komplex 1, 2, 3) als Bereich A und im S (Komplex 7 und 8) als Bereich C; Bereich B, im Mittelteil (Komplex 4, 5, 6) ist nicht kongruent. Die Plattengneislineation zieht durch alle Bereiche (A, B, C) mit einem etwa N-S gerichteten Ausgangsstadium.

Die Lineation des Plattengneises ist aus einer kataklatischen Scherung des präexistierenden Kristallins entstanden, wobei vor allem die Faltenscheitel der Scherfältelung als gefügekundliches β parallel zur Richtung der Lineation liegen, weshalb die Plattengneislineation als eine B-Lineation anzusehen ist.

Jedwede Korngefügeuntersuchungen sollten sich daher genitätgebunden an diesen Komplexen und Bereichen orientieren. Folgende gefügekundliche Zusammenfassung kann zusätzlich gezogen werden:

- Die Genität, oder Kongruenz, zeigt 8 unterschiedliche Plattengneiskomplexe an.
- Das Plattengneis-Gestein war in bestimmten Komplexen vor dem letzten Metamorphose-Geschehen bereits gefaltet und trug eine Lineation.
- „Handverlesene“ und „Computerverlesene“ Korngefügediagramme müssen nicht immer gleiche Ergebnisse zeigen; warum, ist heute noch unbekannt.

Abstract

In the Koralpe of the Eastern Alps eight different complexes of plattengneiss can be discerned. These, according to AMSTUTZ (1966) can be assigned to three areas: Complex 1, 2, 3 in the area A which is located in the north; complex 4, 5, 6 in the area B located in the middle part of the Koralpe and complex 7 and 8 summarized as area C in the south. Areas A and C show congruency, area B does not.

The Lineation of the plattengneisses originally had a roughly north-southward trend. This trend can be followed over all

three areas (A, B, C). The present day lineation of the plattengneisses originated from cataclastic shearing of the pre-existing crystalline rocks. The apices of the folds (crenulation in the sense of shear folding) lie parallel to the direction of the lineation. For this reason the lineation of the plattengneiss is considered as a B-lineation and the plattengneisses are from quartz-grain fabric statistic point of view B-tectonites (G. WILSON & J. W. COSGROVE, 1982).

Grain fabric statistics therefore should always be keyed to the complexes and areas mentioned, and the degree of statistic homogeneity should be observed.

1. Einleitung

Die Korngefügediagramme sind geologisch ausgerichtet, über ein Gebiet von 8 Plattengneiskomplexen verteilt und ihnen zugeordnet; der Entnahmeort der Handstücke ist genau fixiert; der Dünnschliff-Schnitt nachvollziehbar geschnitten und aufgeklebt und in den U-Tisch eingespannt. Das Diagramm ist mit allen Koordinaten genau orientiert und kann somit ins Gelände zurückrotiert werden. Es liegen Quarz-, Glimmer- und Feldspat-Diagramme vor. Meist wird (auf der gesamten Welt) nur sporadisch das eine oder andere Gesteinshandstück untersucht; hier ist das nicht der Fall: Die Korngefügestatistik ist geologisch-orientiert und flächendeckend, und in allen Einzelheiten nachvollziehbar und überprüfbar (Abb. 3-6).

Am Ostende der Ostalpen erscheint im Koralpenkristallin (den Koriden L. KOBERS, 1938) der „Plattengneis“ auf Dutzende von Kilometern (Abb. 1-3); vergleiche auch in „Der Geologische Aufbau Österreichs“ (P. BECK-MANNAGETTA, 1980a); ein Gestein, das durch extrem sichtbare tektonische Lineation gekennzeichnet und wohl bekannt ist.

*) Anschriften der Autoren: Dr. PETER BECK-MANNAGETTA, Kornhäuselstraße 11, A-2500 Baden; Univ.-Prof. Dr. MARTIN KIRCHMAYER, Michael Gerber-Straße 22, D-6903 Neckargemünd.

Dieses auffallende, plattige Gestein wird für Pflasterung, Bodenplatten und sonstige Bausteine seit Jahrhunderten gebraucht und auch ins Ausland versandt. Die Gewinnung wird durch Abstemmen an der Steinbruchwand und „Klieben“ nach den Lageklüften betrieben, wobei die Heraushebung der Gesteinsblöcke entsprechend dem Verlauf der Lineation vorgenommen wird.

Das plattige, aber in sich sehr verfestigte Gestein wird herkömmlicherweise als „Blastomylonit“ bezeichnet (N. WEISSENBACH, 1975), da die tektonische Natur dieses „Augengneises“ aus dem Zusammenwirken von einer mit Kataklasten verbundenen Scherung und einer Plattung ableitbar ist, welche mit einer Gesteinsentspannung und mit einer Rekristallisation verbunden war.

Die mit einer Kataklasten einhergehenden Scherung traf bereits einen vorher entstandenen kristallinen Aufbau des Gesteines an. Die Rekristallisation der kataklastisch zerbrochenen Mineralbruchstücke fand in Richtung der Streckung der Plattengneislineation statt und sie sind auch so angeordnet (L. BECKER, 1977). Die während und nach der Durchbewegung anhaltende Kristallblastese (Rekristallisation) verfestigte somit das vorliegende Gestein und machte es zum heutigen „Blastomylonit“. Diesen Ablauf der Gesteinswerdung kann man in Gesteinsdünnschliffen ablesen (W. FRANK, M. ESTERLUS, I. FREY, G. JUNG, A. KROHE & J. WEBER, 1983); er trägt wesentlich dazu bei, die Plattengneislineation für das Auge so auffallend hervorzuheben. Die Lineation ist allgemein in N-S-Richtung verbreitet, doch lassen sich, zieht man den AMSTUTZ'schen Kongruenzbegriff (nach M. KIRCHMAYER, 1970) heran, gefügekundlich interessante Abweichungen festzustellen.

Der zweite Autor dieses Aufsatzes unternahm daher ab 1985 an den vom Erstautor entnommenen Handstücken gefügekundliche Untersuchungen und zwar sowohl aufschluß- als auch handstück- und korngefügekundlicher Art vor, wobei im Korngefüge nicht nur Quarz, sondern auch Glimmer und vor allem Feldspat ausgemessen und in die Aussagen einbezogen wurde (vgl. M. KIRCHMAYER, 1986). Um die Arbeiten überblickbar zu halten, sind die einzelnen Vorkommen nach Plattengneiskomplexen (P. BECK-MANNAGETTA, 1970) genitätsgebunden über die gesamte Koralpe aufgegliedert worden. Sie lassen sich nach ihrem tektonischen Auftreten in der heutigen Position nach dem AMSTUTZ'schen Kongruenzbegriff (M. KIRCHMAYER, 1970) in Genitätsbereiche zusammenfassen, wobei die einzelnen Gesteinskomplexe wieder von ❶ bis ❸ durchnummeriert sind.

Tabelle 1.
Zuordnung der Plattengneis-Komplexe der Koralpe zu Genitätsbereichen.

Genitätsbereich	Plattengneis-Komplex
A	Ligister Komplex (1) Stainzer Komplex (2) Gamser Komplex (3)
B	Freiländer Komplex (4) Handalm-Trahütter Komplex (5) Gipfelmulde-Garanas-Komplex (6)
C	Kleinalpe-Komplex (7) Krumbach-Komplex (8)

Nach der AMSTUTZ'schen Kongruenzvorstellung sind die Komplexe 1, 2, 3, 7, 8 (also Bereiche A und C)

kongruent und die Komplexe 4, 5, 6 (also der Bereich B) nicht-kongruent und zwar in Bezug auf die Plattengneislineation und das Streichen des betreffenden Plattengneis-Gesteinskomplexes (Abb. 1, 2, 3).

G. C. AMSTUTZ (1963: 65) verwendete den Kongruenzbegriff, um die Texturen der Erzgefüge und das Nebengestein miteinander vergleichen und so syngenetische und epigenetische Aussagen ableiten zu können; M. KIRCHMAYER (1970: 641ff.) versuchte, ihn auf alle Gesteinsbereiche zu übertragen und zwar eingeschränkt auf jeweils die durch F. EXNER-SANDER definierten genitätsgebundenen Untersuchungsbereiche (vgl. K. WEBER, 1981). Die Plattengneisareale in der Koralpe boten sich als Anwendungsbeispiel für eine Kongruenzstudie an. Die Areale werden schon seit ca. 50 Jahren untersucht und sind gut bekannt; eine Zusammenfassung findet sich in P. BECK-MANNAGETTA (1970, 1980a, 1980b: 386ff.). Morphologisch bietet sich die Koralpe dem Beschauer als ein gehobener Gesteinsblock dar, wie ähnlich auch vom Harzgebirge (G. MÖBUS, 1966), (Abb. 1, 2, 3), oder vom Felsengebirge in den U. S. A. (L. LARSEN, A. POLDERVAART & M. KIRCHMAYER, 1966) beschrieben wird.

2. Der Kongruenzbegriff in der Anwendung auf Gesteinsbereiche

Der Plattengneis besitzt eine sehr eindrucksvolle Lineation, die immer wieder Anlaß zu Diskussionen über ihre Entstehung ist. Sie ist offensichtlich in einigen Gesteinsbereichen älter als der durch einen großzügigen Faltenwurf gebildeten Plattengneis-Gesteinskörper. In einigen Gesteinsbereichen sei die Lineation sekundär in den Faltenwurf hineingezogen worden. Alles Anlaß, die Handstück-Gefüge-Situation geometrisch zweidimensional und dreidimensional zu analysieren.

3. Zweidimensionale Gefüge in der gesamten Koralpe

Die durch die Abtragung und Erosion aufgeschlossenen acht Gesteinskomplexe bieten sich insgesamt, aber einzeln betrachtet, in ihrem über die Koralpe hinziehenden Verlauf als eine leicht geschwungene Aneinanderreihung in nord-südlicher Richtung dar, welche grob gesprochen der karpatischen Richtung entspricht (Abb. 1). Genauer gesagt: Die Plattengneislineation streicht im N der Koralpe gegen NNE und im S gegen SE, was im N der karpatischen Richtung und im S der dinarischen entspricht (P. BECK-MANNAGETTA, 1954). Im Bereich der dazwischen gelegenen mittleren Plattengneisareale verbinden sich die beiden Endrichtungen als Schmiegekurve mit einer jeweiligen Gegentendenz (Abb. 2).

In Bezug auf die jeweiligen acht Plattengneis-Gesteinskörper läßt sich die Plattengneis-Lineation erneut unterteilen: Bei einigen verläuft das Streichen der Lineation parallel zu der Gesteinskörper-Erstreckung und bei einigen nicht parallel zu ihnen, also in einem betont an 80° heranreichenden Winkel. G. AMSTUTZ würde die-

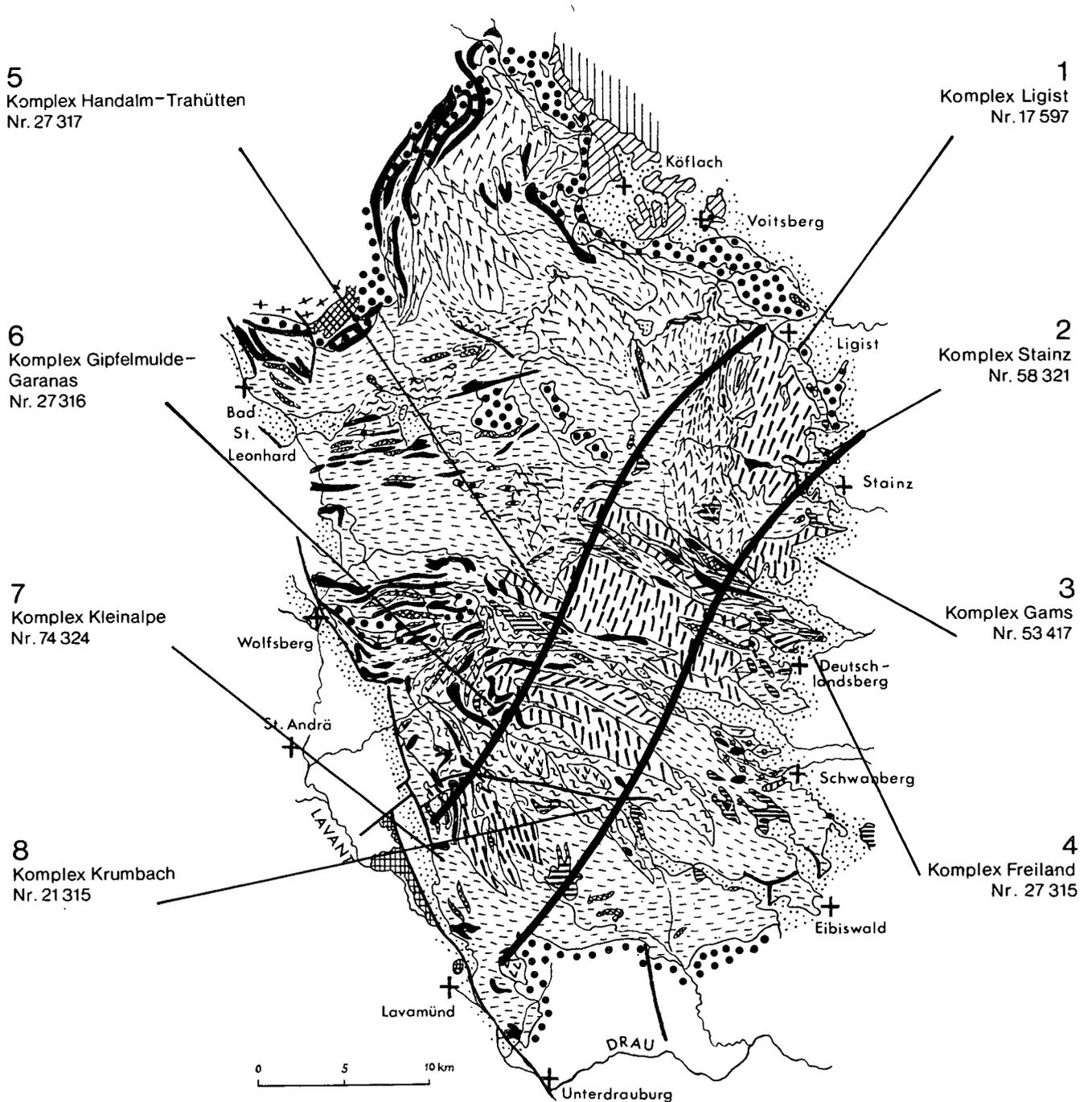


Abb. 1.
Die Streichrichtung der Plattengneiskomplexe unabhängig von Detailaufschlüssen in der Koralpe. Der Trend der Gesteinskörper folgt einem NE-SW-gerichteten, geschwungenen Verlauf (Karte aus P. BECK-MANNAGETTA, 1970).

se geometrische Beziehung mit „kongruent“ und „nicht kongruent“ ansprechen. Da bei ihm diese Begriffe genetisch für Syngene, also Gleichzeitigkeit und Epigene, also Ungleichzeitigkeit, stehen, ist es reizvoll, die Lineationsbeziehungen auch unter dem Kongruenz-Gesichtspunkt zu untersuchen. Denn wir wissen ja von BECK-MANNAGETTA (1954; 1980a, 1980b: 391), daß die Lineation generell älter als der Faltenwurf der Plattengneiskörper ist und die Schnittlinie der Falten – in anderen Worten das makroskopische „ β “ des Faltenwurfes – mit der Plattengneislineation in keinem Zusammenhang steht. Die einzelnen Plattengneisareale haben folgende Namen; nochmals aufgezählt von N nach S, ohne Einteilung in Genitätsbereiche:

- 1) Ligister Plattengneiskomplex
- 2) Stainzer Plattengneiskomplex
- 3) Gamser Plattengneiskomplex
- 4) Freiland Plattengneiskomplex
- 5) Handalm-Trahütter Plattengneiskomplex
- 6) Gipfelmulde-Garanas Plattengneiskomplex
- 7) Kleinalm Plattengneiskomplex
- 8) Krumbach Plattengneiskomplex

Bei den Plattengneiskomplexen 1, 2, 3, 7 und 8, also dem nördlichsten und südlichsten gelegenen, verlaufen die Streichrichtungen der Plattengneislineation und die Gesteinskörpererestreckung etwa parallel. Bei den mittleren Plattengneiskomplexen 4, 5 und 6 jedoch wären in Be-

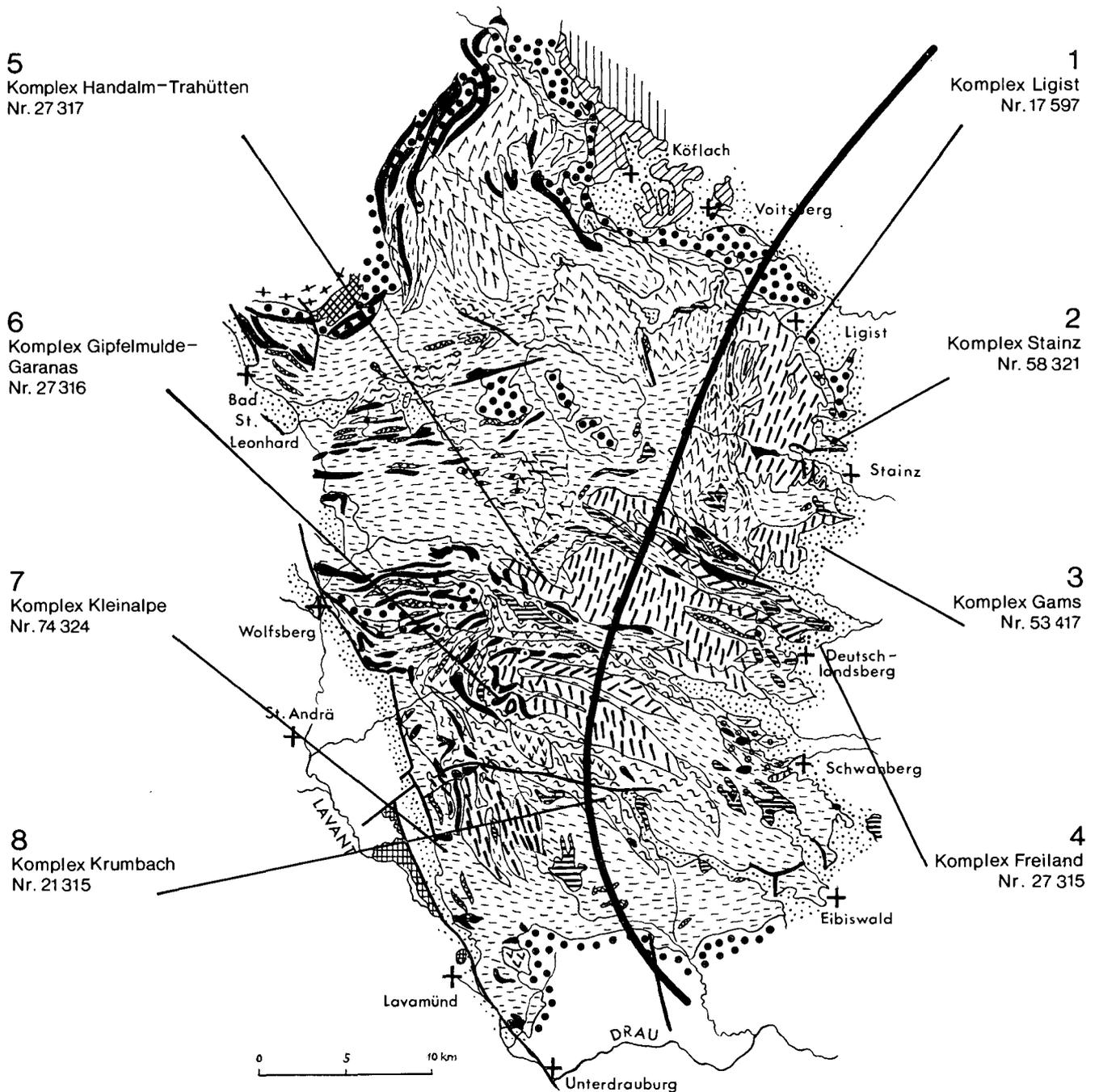


Abb. 2.

Die Streichrichtungen der Plattengneis-Lineationen in den einzelnen Plattengneis-Komplexen im Koralpenbereich. Der Trend der Lineationen folgt einer krummen Linie, die im N nach NNE, im S nach SSE eingebogen ist (Karte aus P. BECK-MANNAGETTA, 1970).

Kongruenz oder Nicht-Kongruenz, Genitätsbereiche A, B und C. Genitätsbereich B, Komplexe 4, 5 und 6 haben in Bezug auf den Trend der einzelnen Plattengneis-Komplexe eine Nicht-Kongruenz mit der Plattengneis-Lineation, also eine Nicht-Übereinstimmung der beiden Streichrichtungen. Die Nummern bei den Komplexen sind die Nummern der Dünnschliffe.

zug auf die oben angegebenen Gefügebeziehungen nicht-kongruent. Oder anders gesprochen, die Lineationen der Plattengneiskomplexe 1, 2, 3, 7 und 8 zeigen mit dem Gesteinskörper genetisch Syngene an, also Gleichzeitigkeit. Die Plattengneiskomplexe 4, 5 und 6 zeigen Epigenese an. Es ist natürlich auch möglich, daß die parallele Streichrichtung der Plattengneislineation mit den Gesteinskörpern (Komplex 1-3, 7 und 8), dadurch entsteht, daß sie die Lineation in den späteren Faltenwurf einbezogen und parallel ausgerichtet, oder verstellt wurde. Diese Überlagerungen (insbesondere bei den Komplexen 4-6) stützen die von P. BECK-MANNAGETTA geäußerten Ansichten über das „fremde“ Ver-

hältnis der Plattengneislineation zu den durch großzügige Falten entstandenen Gneiskörper mit ihrer Längserstreckung. Es ist daher notwendig, die gegenseitige Gefügebeziehung zur weiteren Aufhellung auch dreidimensional zu beleuchten (vgl. M. KIRCHMAYER, 1986). Offensichtlich ist die Entwicklung der acht Plattengneiskomplexe in mancher Hinsicht wirklich voneinander verschieden. Das zeigt folgende Studie:

Das von Th. FLÖTTMANN, G. KLEINSCHMIDT & D. WOLF (1986) untersuchte Gebiet entspricht unserem Gesteinskörper Kleinalpe (7), Bereich C, im Sinne der obigen Einteilung. Die drei Autoren sehen innerhalb des tektonischen Vorganges der Ausbildung der Platten-

gneislineation in der Lokalität östlich St. Georgen im Lavanttal in dem Gebiet um die Kleinalpe herum eine durch ausgezählte Quarz-Korngefügediagramme belegte, genetische, tektonische Abfolge, die sie – mit Recht, oder nicht, Genitätsuntersuchungen darüber gibt es nicht – über die gesamte südöstliche Koralpe ausdehnen: (1986, Abb. 5); die späteren tektonischen Phasen (B_5 und B_6) riefen in diesem Raume eine passive Verstellung der Plattengneislineation hervor (P. BECK-MANNAGETTA, 1951, 1954, 1980b).

Wesentlich ist die übereinstimmende Feldbeobachtung in der SW-Koralpe, daß die Scherfältelungsachsen in die ca. \pm NW–SE-verlaufende Lineation des Plattengneises einbezogen wurden. D. h.: Die B-Achsen der Scherfältelung wurden durch gesteigerte Dynamik der Scherung und Plättung zur Lineation des Plattengneises in der gleichen Richtung, und damit verläuft die Streckung der Minerale des Plattengneises in der Richtung des „B“ der Scherfaltenachsen – ist also parallel der B-Lineation (P. BECK-MANNAGETTA & M. KIRCHMAYER, 1985, 1987). Die richtungsmäßig abweichenden Lagen der Lineation des Plattengneises im nicht-kongruenten Genitätsbereich B (= Komplex 4–6) bedürfen einer weiteren Bearbeitung.

Dann wäre genitäts-, oder kongruenzbezogen gefügekundlich zu überprüfen, ob die Lineation des kataklastisch deformierten Schöckelkalkes (H. FLÜGEL, 1960) eine Entsprechung der Plattengneistektonik darstellt (P. BECK-MANNAGETTA & M. KIRCHMAYER, 1985), wobei eine verschiedene, abweichende Alterseinstufung der Durchbewegung möglich sein könnte.

Die genetische tektonische Entwicklung, die in der Plattengneislineation bei den genannten drei Autoren (Th. FLÖTTMANN, G. KLEINSCHMIDT & D. WOLF, 1986) als tektonisches, heute sichtbares Endstadium (B_4 , str.₄) kulminierte, ist somit als eine dynamische Steigerung der schon vorher vorhandenen Scherung in den Gesteinen der SW-Koralpe (M. KIRCHMAYER, 1980a) zu verstehen; sie ist besonders auf dem Blatt Wolfsberg (188) 1 : 50.000 abgebildet. Ob man also diese auf Komplex 7 beschränkten Ergebnisse auf die gesamte Koralpe, also auf die bekannten obigen acht Gesteinskomplexe übertragen kann, ist wegen der Kongruenzsituation fraglich.

Bezüglich der Entstehung der Plattengneislineation gibt es also zwei grundverschiedene Ansichten:

- 1) Die von BECK-MANNAGETTA (1980a) vertretene;
- 2) die von Th. FLÖTTMANN, G. KLEINSCHMIDT & D. WOLF (1986); Ch. MILLER (1986) u. a. m.

Th. FLÖTTMANN, G. KLEINSCHMIDT & D. WOLF (1986), auch Ch. MILLER (1986) etc. meinen, daß sich die typische Plattengneislineation bei einer Kreidemetamorphose in Scherzonen mit 600° – 620° C und 10–12 kb einzeitig entwickelt hat. Sie begründen dies vor allem damit, daß die Metamorphose in den Ostalpen, wie auch bei L. PFEIFFER, M. KURZ & G. MATHÉ (1981) schon nachzulesen ist, eine bekannt typische Hochdruckmetamorphose ist, und somit auch Mineralanalysen parallel der Lineation erwartungsgemäß entsprechend hohe Werte ergeben. Die Plattengneislineation wäre eine Scherlineation, wie die genannten Autoren sagen. Wäre sie das, so dürften handstückgefügekundlich auf den senkrecht der b- und der a-Koordinate angefertigten Anschliffe nur affine Gefügevorzeichnungen auftreten, jedoch keine nicht-affinen. Die sind jedoch da, wie eigene Gefügeuntersuchungen an Handstücken

der acht Gesteinskomplexe zeigen. So ist wohl die Plattengneislineation sehr heterogen zusammengesetzt.

4. Grundlagen der handstückgefügekundlichen Untersuchungen

(Abb. 1–4)

M. KIRCHMAYER gab in L. LARSEN, A. POLDERVAART & M. KIRCHMAYER (1966: 1282–1283) ein Beispiel, wie man makroskopisch in Gneisgebieten auch eine Gefügebetrachtung anstellen könnte. In E. WHITTEN (1966: 130–146) sind die methodischen Grundlagen für die notwendigen Konstruktionen, die sich mit den affinen und nicht-affinen Vorzeichnungen befassen, dargestellt.

In Wirklichkeit zeigen, wie gesagt, unsere Anschliffe neben affinen Vorzeichnungen, Gefügetyp I, auch nicht-affine, die den Gefügetypen II, III nach E. WHITTEN (1966) entsprechen. Die Typen II und III nach WHITTEN (1966) sind aber nur durch eine einschichtige Scherung eines vorher schon gefalteten Gesteinskomplexes, bei welcher die Bewegungsrichtung senkrecht, oder schräg zur bereits vorhandenen Lineation verläuft, zu deuten. Es gibt in den Koralpen-Plattengneisen handstückgefügekundlich alle drei WHITTENSchen Typen, von denen nur die Type I den Untersuchungen der drei genannten Autoren (Th. FLÖTTMANN, G. KLEINSCHMIDT & D. WOLF, 1986) entspricht. Die Beobachtungen von diesen drei Autoren entsprechen also Aufschlüssen, welche bei

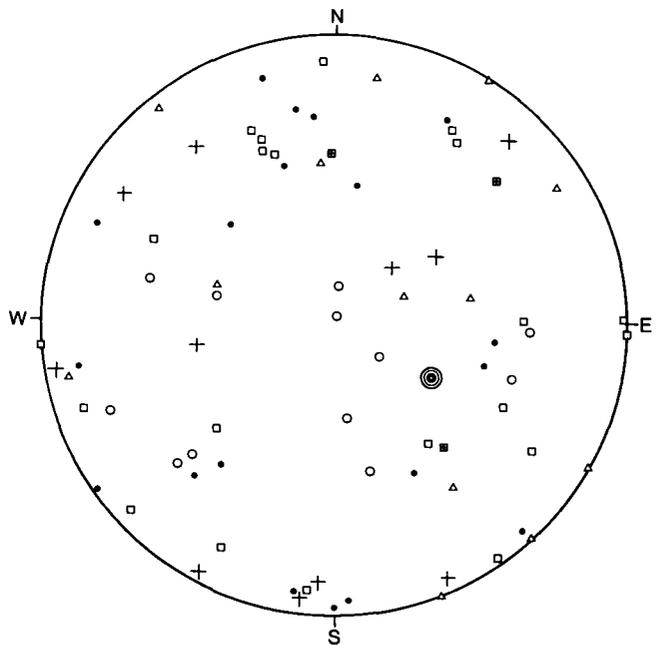


Abb. 3. Synoptisches Lagenkugeldiagramm der die Hebung des Koralpenbereiches auslösenden Spannungen, herausgenommen aus den handstückgefügekundlichen Untersuchungen im Sinne der BUCHER-HARTMANN'schen Gefügeregel (P. BECK-MANNAGETTA & M. KIRCHMAYER, 1985). Handstückformen (1. Ziffer) der Gesteinskomplexe (2. Ziffer): 27318/3; 27315/3; 58321/2; 33754/1; 27316/4; 27317/4; 21315/8; 24370/8. SCHMIDT'sches Netz, untere Halbkugel; Rotation der Feld- in die Laborposition und nach Konstruktion zurück in die Feldposition. Spannungsvektoren: Mehrfachkreis = Symmetrieachse aller Vektoren; ● = Scherspannung (τ_6, τ_7); + = größte (σ_1), ○ = mittlere (σ_2), △ = kleinste (σ_3) Hauptspannung; □ = Normalspannung (n_4, n_5). Die Symmetrieachse der Spannungsvektoren mit einem Einfallen von ca. 120/60 kontrolliert alle Spannungen.

den handstückgefügekundlichen Untersuchungen den WHITTENSchen Typ I ergaben. Alle anderen Aufschlüsse ergaben nach eigenen Untersuchungen den WHITTENSchen Typ II und III, die am besten durch die Ansicht des Erstautors erklärt werden können. Vermutlich kommen also beide Lineationskonzepte nebeneinander vor; zumindest muß man das annehmen, bis nicht eine andere handstückgefügekundliche Erklärung für die WHITTENSchen Typen II und III gefunden ist.

5. Zu korngefügekundlichen Untersuchungen in den Komplexen 7 und 8

Interessant ist es, wie wir es gemacht haben, die von den Autoren Th. FLÖTTMANN, G. KLEINSCHMIDT & D. WOLF (1986) veröffentlichten 10 Quarz-Diagramme genau nach dem Schema aller bisher von uns gezeichneten Quarz-Korngefügediagramme zu bearbeiten: Da fallen bei ihnen die Plattengneise aus den anderen Gesteinen deutlich heraus. Mit anderen Worten, ein schrittweiser Regelungsübergang – wie sie meinen zu erkennen – der Quarzkornstatistik ist bei ihnen nicht zu sehen. Die Plattengneise müssen also dann doch vor der kretazischen Metamorphose bereits eine Quarz-Regelung besessen haben, die dann in einer 2. Metamorphose (der kretazischen) wesentlich verstärkt wurde. Sie liegt meist als SANDERS γ -Regelung mit einer deutlichen Deformationsebene vor. Die anderen Gesteine führen diese Regel und straffe Regelung nicht, oder sie ist nur sehr allgemein erkennbar.

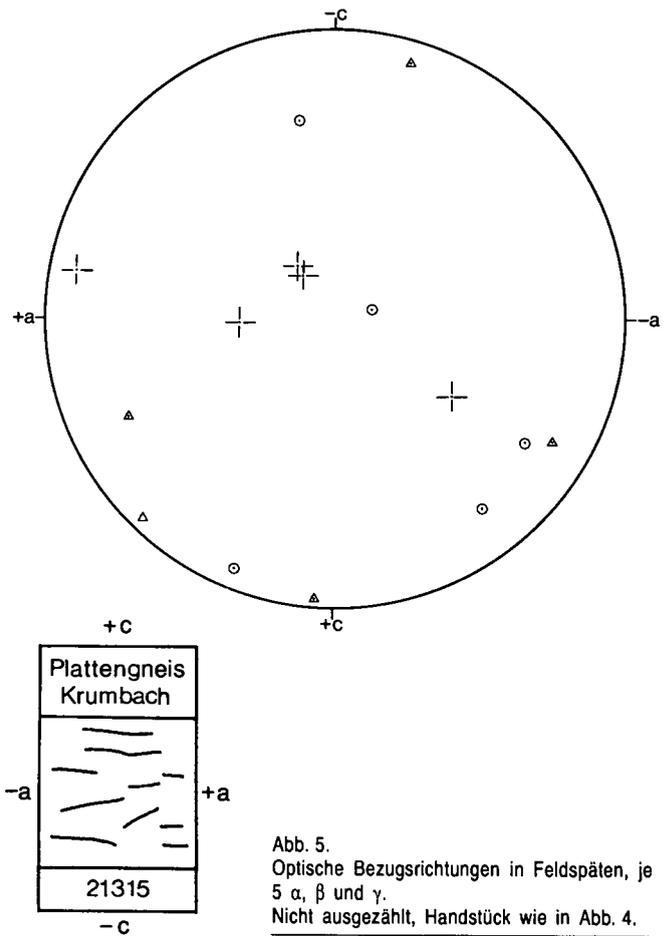


Abb. 5. Optische Bezugsrichtungen in Feldspäten, je 5 α , β und γ . Nicht ausgezählt, Handstück wie in Abb. 4.

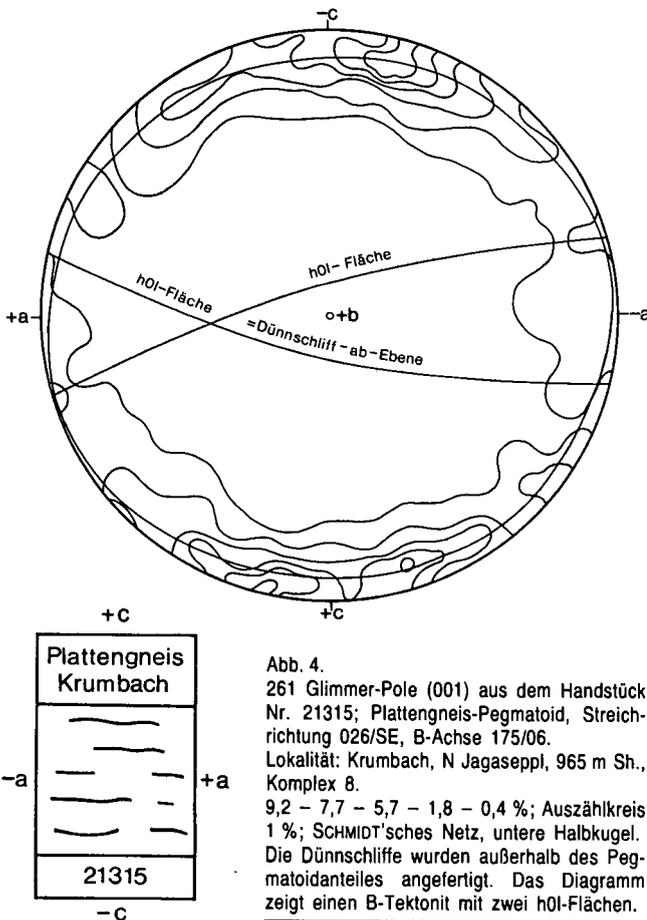


Abb. 4. 261 Glimmer-Pole (001) aus dem Handstück Nr. 21315; Plattengneis-Pegmatoid, Streichrichtung 026/SE, B-Achse 175/06. Lokalität: Krumbach, N Jagasepl, 965 m Sh., Komplex 8. 9,2 – 7,7 – 5,7 – 1,8 – 0,4 %; Auszählkreis 1 %; SCHMIDT'sches Netz, untere Halbkugel. Die Dünnschliffe wurden außerhalb des Pegmatoidanteiles angefertigt. Das Diagramm zeigt einen B-Tektonit mit zwei h01-Flächen.

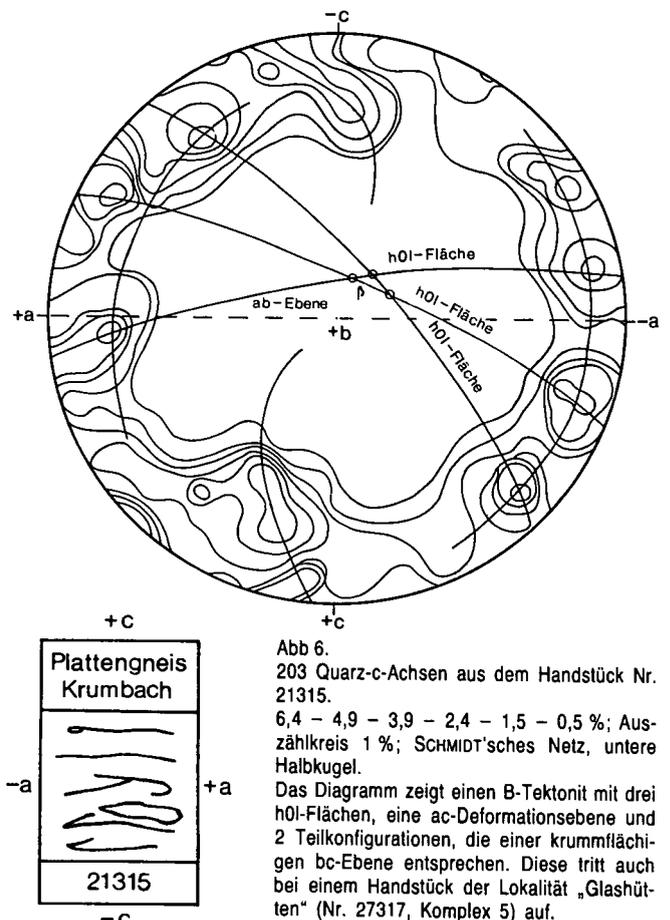


Abb. 6. 203 Quarz-c-Achsen aus dem Handstück Nr. 21315. 6,4 – 4,9 – 3,9 – 2,4 – 1,5 – 0,5 %; Auszählkreis 1 %; SCHMIDT'sches Netz, untere Halbkugel. Das Diagramm zeigt einen B-Tektonit mit drei h01-Flächen, eine ac-Deformationsebene und 2 Teilkonfigurationen, die einer krummflächigen bc-Ebene entsprechen. Diese tritt auch bei einem Handstück der Lokalität „Glashütten“ (Nr. 27317, Komplex 5) auf.

Da erhebt sich natürlich die Frage, warum oftmals „handverlesene“ Korngefügediagramme mit „komputer-verlesenen“ nicht übereinstimmen. Der Zweitautor hat grundsätzlich bei solchen kombinierten Gefügeuntersuchungen je ein Beispiel gleichzeitig „handverlesen“ und „komputerverlesen“ bearbeitet; oftmals stimmen beide Bearbeitungen überein (K. HENKE, H. KRAUSE, L. MÜLLER, M. KIRCHMAYER, H. EINFALT & F. LIPPMANN, 1975), oftmals nicht. Hier jedenfalls stimmen sie nicht überein.

Aus den vielen vorliegenden Korngefügediagrammen der beiden Autoren wurden drei aus dem benachbarten Komplex, dem der Nummer 8, Krumbach (Abb. 4, 5, 6) hier wiedergegeben. Das Quarz-Korngefüge und auch das Glimmergefüge zeigt je einen typischen B-Tektonit, mit den definitionsgemäßen H₀L-Flächen und einer Deformationsebene; bei den Quarzgefügen ist die bc-h₀L-Fläche in Richtung einer krummflächigen Flächenschar sekundär deformiert. Die Feldspäte wurden nicht ausgezählt (Abb. 5); sie entsprechen in ihrer Lage aber anderen ausgezählten Diagrammen (Abb. 3), die eine Rotation der optischen Bezugsachsen zeigen und somit einem Übergang von einem B-Tektonit zu einem R-Tektonit entsprechen. Die Rotationsachse ist die b-Koordinate, oder die B-Lineation, die typische Plattengneis-Lineation (P. BECK-MANNAGETTA & M. KIRCHMAYER, 1987).

Literatur

- AMSTUTZ, G.: Space, time and symmetry zoning. — Symp. Probl. postmagm. Ore Deposits, 1, 33–37, Prag 1963.
- BECKER, L.: Gefügetektonische Studien an pegmatoiden Gneisen mit Plattengneistextur aus dem Gebiet östlich des Wölkerkogels (Stubalm, Steiermark). — Mitt. Nat. Ver. Stmk., 116, 39–49 Graz 1977.
- BECK-MANNAGETTA, P.: Auflösung der Mechanik der Wolfsberger Serie, Koralpe, Kärnten. — Jb. Geol. B.-A., Festbd. 94, 127–157, Wien 1951.
- BECK-MANNAGETTA, P.: Rückformung einer Mulde im Gipfelgebiet der Koralpe. — Mitt. Geol. Ges. in Wien, 456, 113–134, Wien 1954.
- BECK-MANNAGETTA, P.: Über den geologischen Aufbau der Koralpe. — Verh. Geol. B.-A., 1970, 491–496, Wien 1970.
- BECK-MANNAGETTA, P.: Geologische Karte der Republik Österreich, Blatt Wolfsberg (188) 1 : 50.000. — Wien (Geol. B.-A.) 1980a.
- BECK-MANNAGETTA, P.: Die Koralpe. — In: R. OBERHAUSER: Der geologische Aufbau Österreichs. — 386–392, Wien – New York (Springer) 1980b.
- BECK-MANNAGETTA, P. & KIRCHMAYER, M.: Gefügekundliche Untersuchungen an einem schriftgranitischen Pegmatoid in der südöstlichen Koralpe mit Bemerkungen über das Kristallin (Österreich). — Jb. Geol. B.-A., 128, 183–195, Wien 1985.
- BECK-MANNAGETTA, P. & KIRCHMAYER, M.: Zur Gefügekunde des Plattengneises in der Koralpe, Kärnten–Steiermark. — Anz. Akad. Wiss., 124, 29–33, Wien 1987.
- FRANK, W., ESTERLUS, M., FREY, I., JUNG, G., KROHE, A. & WEBER, J.: Die Entstehungsgeschichte von Stub- und Koralpenkristallin und die Beziehungen zum Grazer Paläozoikum. — Jber. 1982 Hochschulschw. S 15, Teilprojekt 15/02, 263–293, Graz 1983.
- FLÜGEL, H.: Geologische Wanderkarte des Grazer Berglandes, 1 : 100.000. — Wien (Geol. B.-A.) 1960.
- FLÖTTMANN, Th., KLEINSCHMIDT, G. & WOLF, D.: Deformationsanalyse der unteren Gneisgruppe in der südlichen Koralpe (Ostalpen). — Car. II 176/86, 179–202, Klagenfurt 1986.
- HENKE, K., KRAUSE, H., MÜLLER, L., KIRCHMAYER, M., EINFALT, H. & LIPPMANN, F.: Sohlenhebung beim Tunnelbau im Gipskeuper. — BM. f. Wirt. Mitt. Verk., 75–93, Stuttgart 1975.
- KIRCHMAYER, M.: Die Gefügekunde der Gesteinsbereiche präzisiert die Anwendung des AMSTUTZschen Kongruenzbegriffes im Gesteins- und Erzgefüge. — N. Jb. Geol. Pal. Mh., 11, 641–650, Stuttgart 1970.
- KIRCHMAYER, M.: Gefügekundliche Studien: Das Prinzip und seine Anwendung. — Heidelb. Geowiss. Abh., 6, 221–232, Heidelberg 1986.
- KOBER, L.: Der Geologische Aufbau Österreichs. — 204 S., Wien (J. Springer) 1938.
- LARSEN, H., POLDERVAART, A. & KIRCHMAYER, M.: Geologic Evolution of the Beartooth Mountains, Montana and Wyoming. Part 7. Structural Homogeneity of Gneisses in the Lonesome Mountain Area. — Bull. Geol. Soc. Amer., 77, 1277–1293, New York 1966.
- MILLER, Ch.: Alpine high-pressure metamorphism in the Eastern Alps. — Schweiz. Min. Petr. Mitt., 66, 139–144, Zürich 1986.
- MÖBUS, G.: Abriß der Geologie des Harzes. — 216 S., Leipzig (Teubner) 1966.
- PFEIFFER, L., KURZE, M. & MATHÉ, G.: Einführung in die Petrologie. — 632 S., Stuttgart (Enke) 1981.
- WEBER, K.: Methoden der Gefügekunde. In: F. BENDER: Angewandte Geowissenschaften; I, Geländeaufnahme, Strukturgeologie, Gefügekunde etc. — 131–153, Stuttgart (Enke) 1981.
- WEISSENBACH, N.: Kristallisation, Deformation und Polymetamorphose im Saualpenkristallin. „Geologie der Saualpe“. — Clausth. Geol. Abh. Sdbd. 1, 131–142, Clausthal – Zellerfeld 1975.
- WILSON, G. & COSGROVE, J. W.: Introduction to Small-scale Geological Structures. — 128 S., London (S. Allen & Unwin) 1982.
- WHITTEN, E. H.: Structural Geology of Folded Rocks. — 680 S., Chicago (Rand McNally & Co.) 1966.

Manuskript bei der Schriftleitung eingelangt am 13. April 1987.



On the Relationship of Bedrock Lithology and Grain Size Distribution of Till in Western Allgäu (West Germany) and Vorarlberg (Austria)

By ERIC CAMMERAAT & MARTIN RAPPOL*

With 6 Figures

Allgäu
Vorarlberg
Quaternary
Till
Sedimentology

Österreichische Karte 1:50.000

Blätter 82, 83, 111, 112, 113, 140, 141, 142, 143

Contents

Zusammenfassung	383
Abstract	383
1. Introduction	383
2. Method	385
3. Results	385
4. Discussion and Conclusions	387
Acknowledgements	389
References	389

Zusammenfassung

Korngrößen-Häufigkeitsverteilungen von über 200 subglazialen Moränen-Proben aus dem West-Allgäu und Vorarlberg mit Molasse und kontrastierendem Felsuntergrund im Intra-Alpinen Bereich zeigen, daß glaziale Aufnahme und Deposition von lokalem Material der wichtigste Faktor ist, der die Zusammensetzung der subglazialen Moräne bestimmt. In subglazialer Moräne, sedimentiert von lokalen Kar- und Talgletschern mit kurzen Transport-Distanzen und großen Gletschersystemen, mit potentiell langen Transport-Distanzen, werden übereinstimmende Korngrößen-Verteilungen gefunden, hauptsächlich abhängig von der lokalen Lithologie des anstehenden Gesteins.

Abstract

The grain size distributions of over 200 subglacial till samples from Molasse (extra-alpine) and contrasting intra-alpine bedrock areas in western Allgäu and Vorarlberg, indicate that glacial uptake and deposition of local material is the most important factor determining the composition of subglacial till. In tills deposited by local cirque and valley glaciers, with short transport distances as well as large glacier systems, with potentially long transport distances, comparable grain size distribution characteristics are found depending mainly on the local bedrock lithology.

1. Introduction

The grain size distribution in sediments totals the cumulative effect of many size distributions of individual rock types and mineral species and is therefore one of the most complex variables of a sediment. The determination of this property is probably one of the most frequently applied and standardized procedures in glacial sedimentology. However as a result of the complex genesis of grain size distributions, their characteristics can be interpreted in many different ways. This applies especially to subglacial till, where the specific mode of formation of the sediment as a whole is still far from being clear. In the present paper, we discuss some characteristics of size distributions in subglacial till from western Allgäu and Vorarlberg, that have been an important element in a recent controversy concerning the origin of glacial debris in till of this area.

DE JONG (1983) concludes that till deposited by the Rhine Valley glacier system in western Allgäu, consists primarily of far-travelled material. This is judged mainly on the basis of transparent heavy mineral and fine gravel composition. Also BIK (1960), studying tills of the Rhine Valley glacier in a part of western Vorarlberg observed that heavy minerals in till were mainly derived from non-local sources. In the same vein, DE JONG (1983: 62) suggests that several compositional aspects of till in the area can be explained by the concept of terminal mineral grades and the bimodal distribution of rock and mineral fragments as proposed by DREIMANIS & VAGNERS (1971, 1972).

* Authors' addresses: Drs. ERIK CAMMERAAT, Alpine Geomorphology Research Group, Laboratory of Physical Geography and Soil Science, University of Amsterdam, Dapperstraat 115, 1093 BS Amsterdam, The Netherlands; Dr. MARTIN RAPPOL, Geological Survey of Canada, 601 Booth Street, Ottawa, Ont. K1A0E8, Canada.

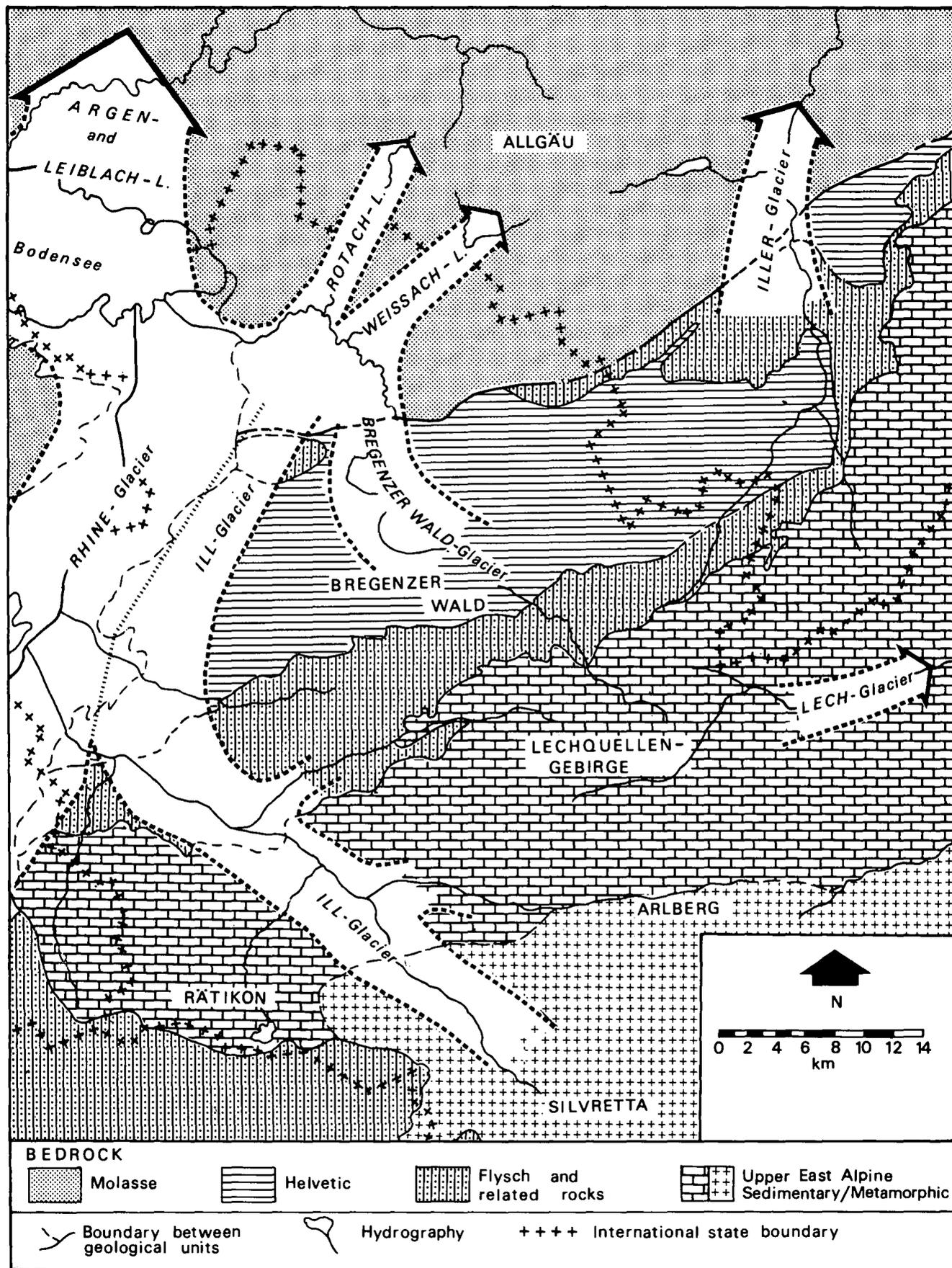


Fig. 1. Simplified geological map of Vorarlberg and adjacent areas, with the approximate flow paths of the major (late Würmian) glaciers. Glacier extension in the source areas is not or only partly shown. Geology after Geologische Karte der Schweiz 1 : 500.000, Schweizerische Geologische Kommission, 1972.

This view is opposed to the conclusion of GASSER & NABHOLZ (1969) and RAPPOL (1983), who interpret a strong and often dominant contribution of local bedrock lithologies and minerals to till in the Alpine Foreland. GASSER & NABHOLZ (1969) observe that in the Molasse zone of Switzerland variations in sand mineralogy of the Molasse bedrock are reflected in the overlying Quaternary deposits, and PETERS (1969) obtains similar results for the clay mineralogy. This view is supported by RAPPOL (1983), who indicates some of the characteristic features of the grain size distribution in till of the Molasse zone in western Allgäu to be inherited from the sedimentary rocks of the Molasse through crushing along grain boundaries, and therewith arrives at a similar model for the origin of the grain size frequency distribution in till as proposed by HALDORSEN (1981).

For subglacial till in the Traun Valley, VAN HUSEN (1981) found that after a short transport distance an "equilibrium size distribution" is established, showing no further general fining in a down-glacier direction (see also MILLS, 1977; BOULTON, 1978).

Our study area comprises source areas of several Würmian glacier systems as well as areas of maximal extension of some of these glacier systems in the Alpine Foreland. In fig. 1 the approximate flow path of the major glacier systems is indicated and superimposed on the geological zonation of the area.

The flow paths of the glaciers during their largest extension are strongly controlled by the large Rhine Valley glacier. The free outflow towards the west of the Bregenzer Wald and Ill glacier systems was obstructed by the Rhine Valley glacier. The Ill glacier was forced to flow to the north between Rhine glacier and the eastern Rhine Valley flank (e. g. KRASSER, 1936; SIMONS, 1985). East of the Bodensee, the Rhine Valley glacier diverged into several major distinct lobes, as a result of a number of bedrock-controlled valleys (Weissach- and Rotach-lobes, see Fig. 1). The Argen lobe area, north of the Bodensee, was controlled less by bedrock relief (see also KELLER & KRAYSS, 1980; DE JONG, 1983).

The geology is dominated by a zonation in several units, striking west-southwest to east-northeast. In the context of this paper a two-fold division is important into a Tertiary Molasse zone with well banked calcareous conglomerates, sandstones and shales versus lithologies of the Mesozoic flysch, Helvetic and Upper East Alpine nappes, being mainly clastic/hemipelagic, limestone/marl and limestone/dolostone bedrock, respectively. In the following, the latter are collectively referred to as "intra-alpine bedrock".

2. Method

Samples of about 2 kg were collected from subglacial tills exposed in pits and natural sections.

Over 200 till samples were collected from various parts of the area shown in fig. 1. The granulometric results used in this paper are taken from BIK (1960), CAMMERAAT (1986), DE JONG (1983), KWADIJK (1986) and RAPPOL (1983).

Moment measures (see e.g. FRIEDMAN & SANDERS, 1978) are calculated for the fraction smaller than 2 mm, with class intervals of 1 Φ and a clay fraction centered around 11,5 Φ). Sediment genesis was inferred in the field on the basis of structural characteristics and local

sedimentological and geomorphological settings. Till-like resedimentation products (debris flows) may have been incorporated in a few cases, as these sediments are common in the Alpine glacial environments (e. g. VON KLEBELSBERG, 1948: 273; GERMAN et al., 1979; DE JONG & RAPPOL, 1983) and are sometimes difficult to differentiate from true tills in the case of poor exposure.

Gravel and sand fractions were determined by dry sieving at 1 Φ and 0,5 Φ intervals, respectively; clay and silt fractions were determined by pipette method at 1 Φ intervals. The fraction smaller than 2 mm (-1Φ) was commonly pretreated with peroxide in order to remove possibly present organic compounds. The samples were not decalcified, the more so, because the content of primary carbonate rock fragments and minerals is very high (usually over 40 %, often more than 70 %). Consequently, artificial decalcification/dedolomitization would seriously disturb the glacial properties of the original grain size distribution. For example, destruction of the carbonate cement of the Molasse sandstone fragments would result in the creation of an artificial grain size distribution showing a mode in the 2–3 Φ fraction (RAPPOL, 1983: fig. 37). In the investigated area, cementation of till is seldom observed, except for the frequent occurrence of carbonate concretions in the thin strongly oxidized and weathered surface horizon and under very special hydrochemical conditions near gypsum outcrops (CAMMERAAT et al., 1987).

3. Results

The grain size distribution of samples belonging to the same glacial system are grouped together and a mean grain size distribution curve was constructed (fig. 2). Three groups originate from areas with "intra-alpine" substratum and four from the Molasse area.

At first, it appears that most curves are bimodal. One mode is present in the clast size fraction larger than -1Φ and a second mode is found in the silt size range. This typical bimodal distribution resembles similar types according to literature (DREIMANIS & VAGNERS, 1971; BOULTON, 1978 a. m. o.).

The basic difference between tills from the two areas lies in the distributions within the sand fraction. Whereas till on "intra-alpine" rock types shows a more or less evenly distributed frequency over the various sand-sized Φ -classes, tills in the Molasse area are characterized by a strong deficiency in the area of $-0,5 \Phi$ and a consistent mode in the 2–3 Φ fraction. The latter would be much better expressed when we would plot the sand fraction at $1/2 \Phi$ intervals and totalling 100 %, as shown in the example of fig. 3. A prominent mode is found at $2 1/2$ –3 Φ and a second deficiency at 3–3 $1/2$. The frequency distribution of carbonates was studied by BIK (1960) and RAPPOL (1983), indicating that carbonate content is highest in the coarse sand and silt sized fractions. As shown in fig. 3, the frequency curves of the calcareous and non-calcareous fractions are very similar, with a prominent mode in the 2–3 Φ fraction, and a deficiency around $-0,5 \Phi$ in the area underlain by the Molasse bedrock. This similarity in size distribution of the calcareous fraction (mainly limestone and dolostone rock fragments) and the non-calcareous fraction (mainly quartz and feldspar) must clearly have re-

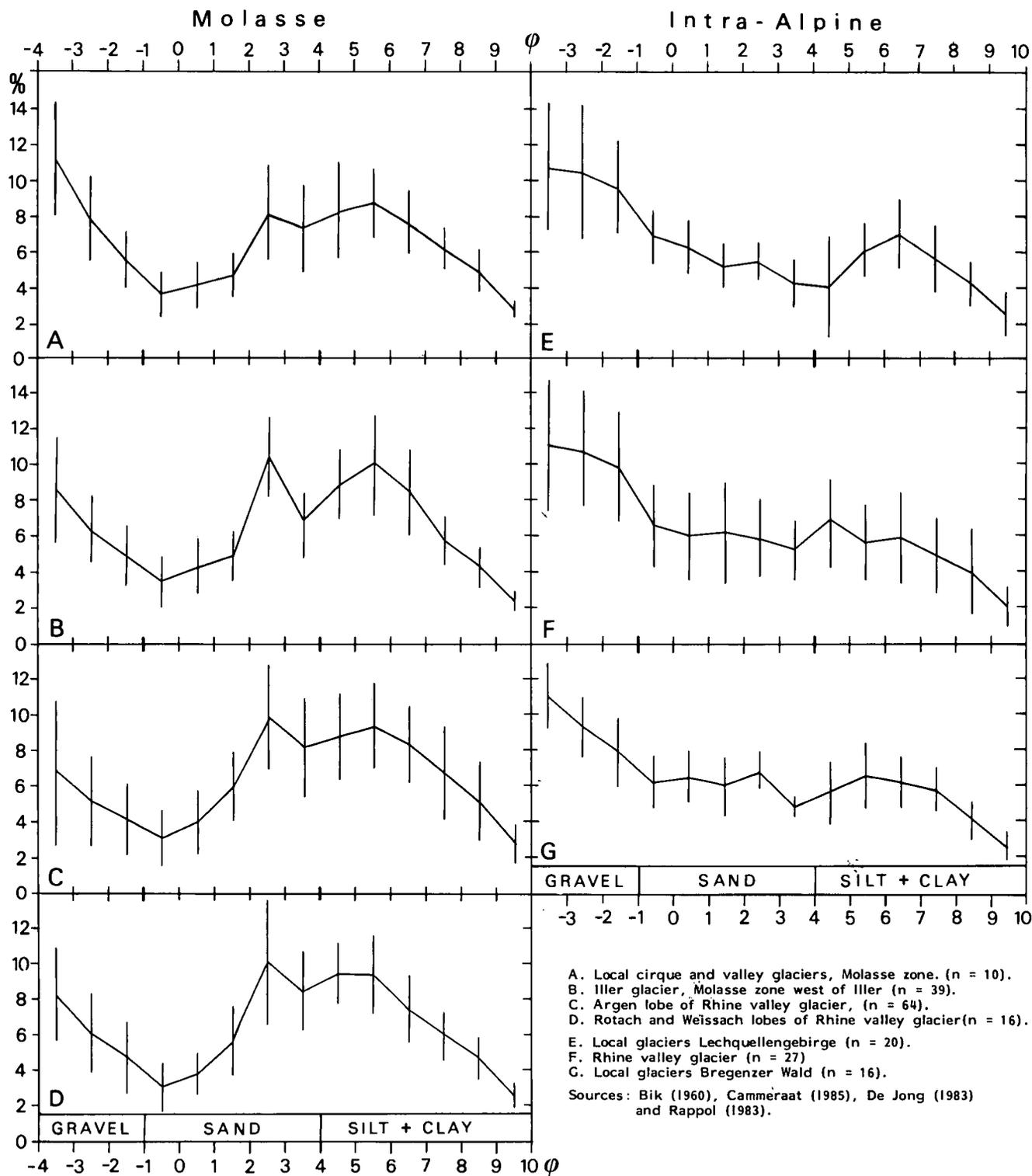


Fig. 2. Mean frequency distributions of 7 groups of sampled tills: left side; Molasse Zone tills: right side; "intra-alpine bedrock" tills. The vertical bars indicate standard deviation per Φ class.

percussions for the interpretation of the fragmentation history of these materials, as the results seem not in accordance with our expectations from the concept of glacial comminution and terminal grades as proposed by DREIMANIS & VAGNERS (1971).

Differences between both groups become more clear if we subtract the mean frequency distribution of the non-Molasse substratum areas from those of the Molasse areas as given in fig. 2. In fig. 4 four of such

curves are depicted and all show common characteristics: a deficiency for the coarser fractions and a surplus for the silt-sized fractions of the samples of Molasse underlain areas in contrast with two "intra-alpine" samples.

If we plot skewness against mean size for each individual sample again a clear distinction is present between the "molasse" (open symbols) and "intra-alpine" (black symbols) groups of tills (fig. 5). It is shown that

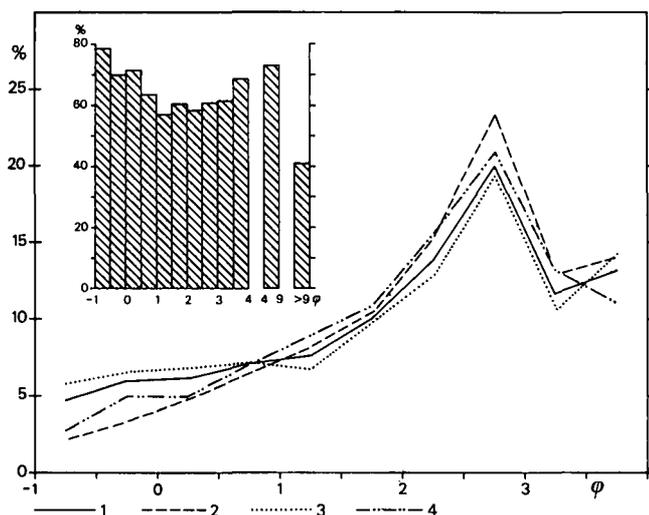


Fig. 3. Frequency distributions per $\frac{1}{2} \Phi$ interval for the sand (is 100 %) of a till sample from the Molasse Zone (Alpsee Valley lobe of Iller Glacier). The inset gives the percentage of carbonate (CaCO_3 -equivalents) in different fractions. The different curves represent frequency distributions of the 1) normally treated, calcareous sample split; 2) decalcified sample split; 3) carbonate fraction, as calculated from (1) and the fractionate carbonate content determinations; 4) non-carbonate fraction, calculated likewise..

for the same mean size value, till in the area of "intra alpine" substratum has a lower skewness value. As skewness is determined from Φ values, based on a negative log scale, positive skewness values mean a skewing to the finer fractions, which is in accordance with the results of fig. 4.

4. Discussion and Conclusions

The difference in grain size distributions of till in the Molasse zone versus that of the "intra alpine" zone of

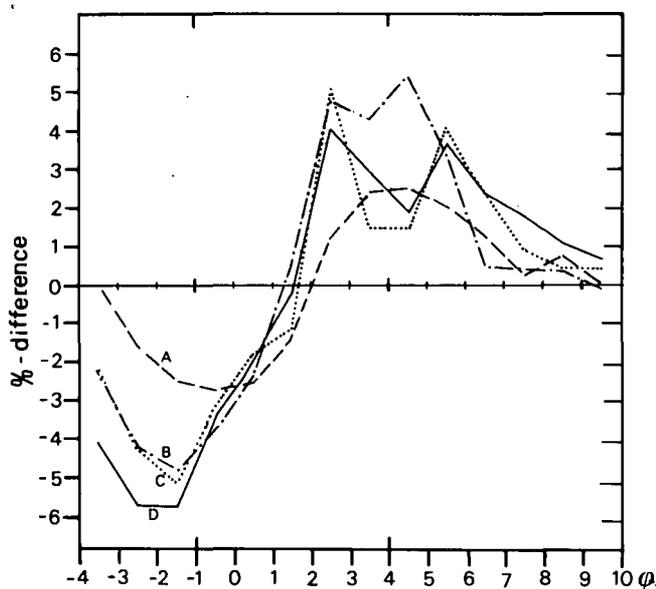


Fig. 4. Examples of curves showing the result after subtracting mean "intra-alpine" frequency distribution curves from Molasse curves, as given in fig. 2. A = curves 2A - 2G; B = curves 2D - 2E; C = curves 2B - 2F; D = curves 2C - 2F.

Vorarlberg (fig. 4 and 5) cannot be due to a difference in transport length, because the same basic difference is observed when comparing tills deposited by local cirque and valley glaciers as well as by comparing tills deposited by larger glacier systems such as that of the Rhine Valley (see figs. 2 and 4). Consequently, the observed differences are interpreted as a clear expression of the different bedrock lithologies, and it follows from this that the till-forming debris is for a major part of local origin.

When BIK (1960) and DE JONG (1983) observe that the transparent heavy minerals in till of the Rhine Valley glacier are mainly far-travelled components, this is due to the fact that the heavy mineral concentration in the erratic debris is one or several orders of magnitude larger than in the local bedrock. As noted by BIK (1960), the calcareous rocks of Vorarlberg contain no or very few heavy minerals and also in the Molasse rocks, heavy mineral weight percentage seldom rise above 0,5 % (HOFMANN, 1957; FÜCHTBAUER, 1964). Weight percentages can be estimated (conservatively) to be in the order of 2-6 % for the erratic component as far as this contains material derived from igneous and metamorphic sources. Likewise, in modern river sediments of the area, the heavy mineral composition is dominated by those originating from areas where crystalline rocks crop out, such as the Silvretta and Rheinwald areas (HAHN, 1969). Moreover, especially in the case of the Argen-lobe area studied by DE JONG (1983), far-travelled components may have been reworked to a large extent from sub-till glaciofluvial deposits.

The composition of the transparent heavy mineral fraction is thus a very poor measure for estimating the relative contribution of erratic and local components, because addition of the latter will hardly change the composition of the heavy minerals, but only lower their concentrations. Only where there is no large difference in the heavy mineral weight percentages between the local and erratic components, we expect a strong relation between the heavy mineral composition of the bedrock and till as observed by GASSER & NABHOLZ (1969). DE JONG (1983) pointed out that such a relationship does not exist in a large part of the area covered by the Rhine valley glacier. On the other hand, recent investigations in the Rotach Valley support the findings by GASSER & NABHOLZ (1969). Here an epidote-rich zone in the Molasse has a pronounced effect on the heavy mineral composition of till immediately down-ice of its outcrop zone (fig. 6). Similar results were obtained in the Upper Lech Valley where augite minerals are common in tills (partly) derived from local volcanite interlayerings in the Arlberg Formation (CAMMERAAT, 1986). In these latter cases, the contribution of material from igneous and metamorphic sources however is low or very low. When a variety of compositional parameters is considered, there can be no doubt that most till-forming debris underwent only a short transport distance. The exception that supports the rule is represented by till overlying glaciofluvial deposits that are rich in far-travelled components. Usually, in such a case at least the lower part of the till contains much far-travelled material, also.

The main features of the grain size distribution in the study area can therefore not be interpreted in terms of the "terminal mineral grade" concept of DREIMANIS & VAGNERS (1971). However, by no means does this imply that the basic assumptions of this concept are in-

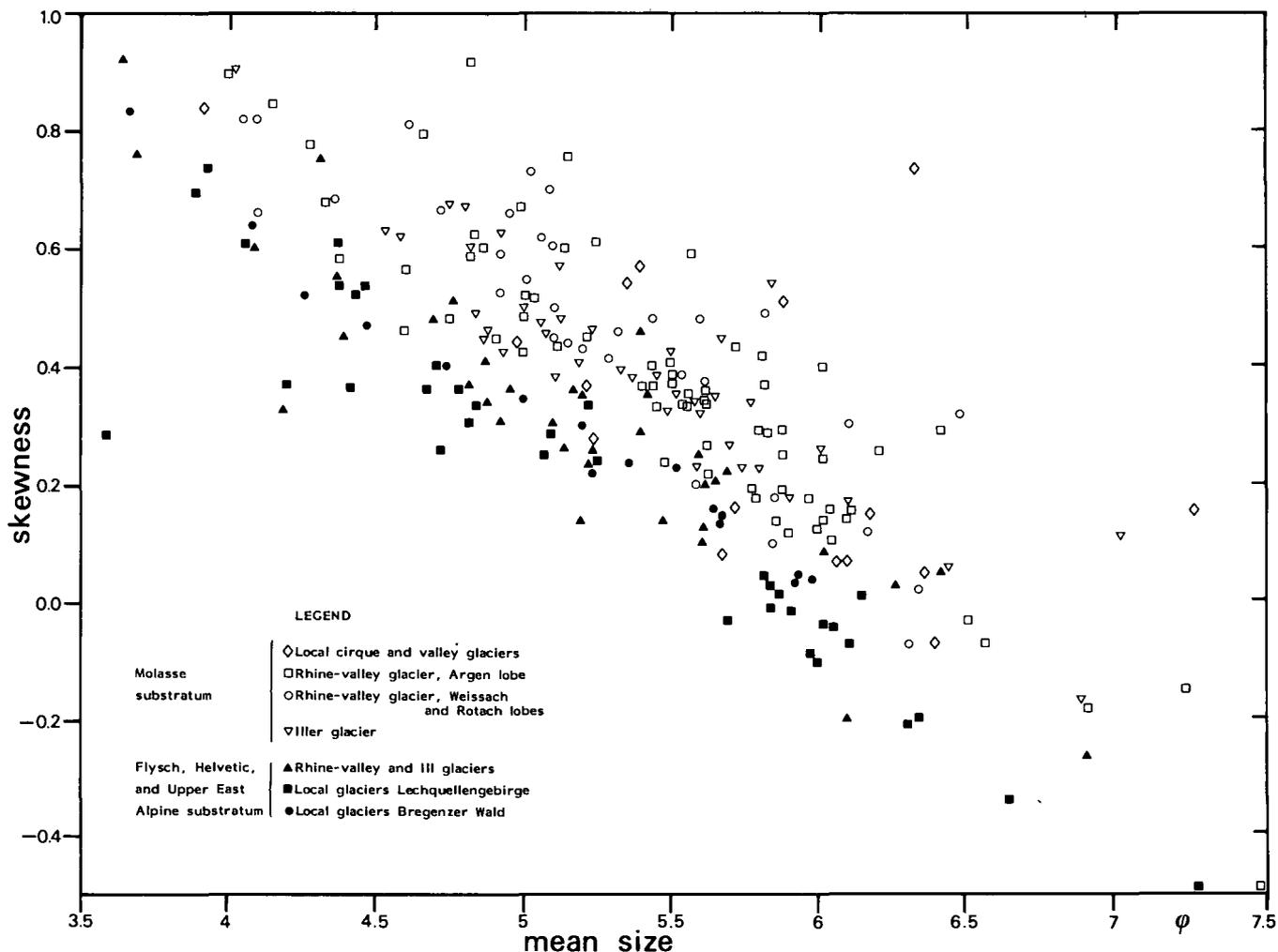


Fig. 5.
Graph with mean size plotted versus skewness for all samples.
Molasse till samples: $n = 134$; Pearson corr. coeff.: $r = -0.87$; $Sk = -0.40x + 2.56$.
„Intra-alpine” till samples: $n = 88$; $r = -0.86$; $Sk = -0.37x + 2.17$.

correct. In fact, the concept could be very well tested in the area by a study of the amphibole minerals and their main source, the amphibolite rocks, as in the Alpine Foreland amphiboles are virtually absent in local rocks.

Frequency distributions based on the logarithmic Φ -scale usually show a number of modes and “gaps” that are frequently recurring in sediments of different genesis and in areas of very different bedrock terrains. WENTWORTH proposed that there are two strong gaps in grain size distributions, one at -1Φ and one at 8Φ , with a weaker gap at $3,5 \Phi$ (according to FOLK, 1966: 81). In till we frequently observe that all materials occurring along an ice-flow line are found thoroughly mixed, and in general we may therefore expect for till modal fractions in the clay, coarser silt, medium sand, and coarser gravel fractions. The grain-size distribution within the clay fraction, spanning an infinite number of Φ -classes, is seldom analysed. The mode in the gravel fraction is found all over the investigated area, and in fact is present in most till produced dominantly from hardrock sources (e. g. BOULTON, 1978; DREIMANIS & VAGNERS, 1972). The precise location of this mode is probably determined by the spacing of joints and other planes of weakness in the source rocks; or, in the case of conglomerates with a relatively weak cement as in the molasse, by the dominant clast-size in the conglom-

erates. A weak to strong modal fraction of $2-3 \Phi$ as

The main features of the grain size distribution in the study area can therefore not be interpreted in terms of the “terminal mineral grade” concept of DREIMANIS & VAGNERS (1971). However, by no means does this imply that the basic assumptions of this concept are incorrect. In fact, the concept could be very well tested in the area by a study of the amphibole minerals and their main source, the amphibolite rocks, as in the Alpine Foreland amphiboles are virtually absent in local rocks.

Frequency distributions based on the logarithmic Φ -scale usually show a number of modes and “gaps” that are frequently recurring in sediments of different genesis and in areas of very different bedrock terrains. WENTWORTH proposed that there are two strong gaps in grain size distributions, one at -1Φ and one at 8Φ , with a weaker gap at $3,5 \Phi$ (according to FOLK, 1966: 81). In till we frequently observe that all materials occurring along an ice-flow line are found thoroughly mixed, and in general we may therefore expect for till modal fractions in the clay, coarser silt, medium sand, and coarser gravel fractions. The grain-size distribution within the clay fraction, spanning an infinite number of Φ -classes, is seldom analysed. The mode in the gravel fraction is found all over the investigated area, and in fact is present in most till produced dominantly from

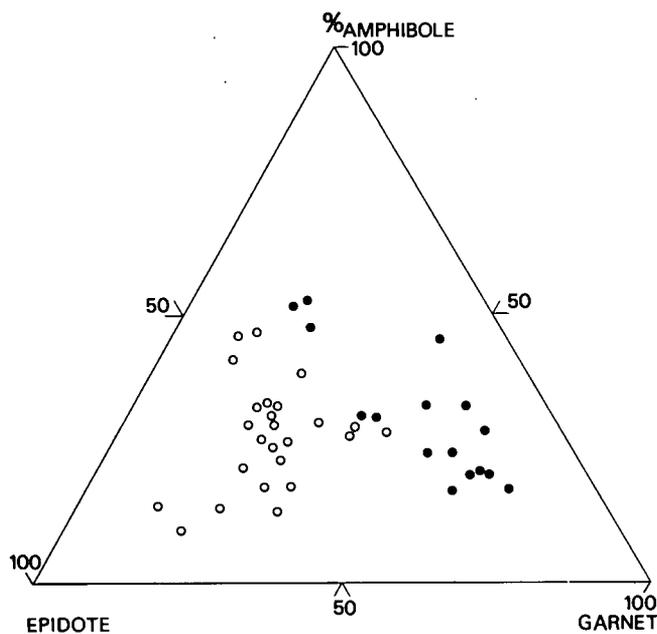


Fig. 6. Heavy mineral composition of till in the Rotach Valley. Down-ice of the epidote-bearing zone in the Upper Marine Molasse, many till samples contain anomalous amounts of epidote (open circles), while up-glacier of this zone, till shows a normal variation in the relative frequencies of amphibole, garnet and epidote (●). This diagram demonstrates the strong influence of local bedrock on till where the heavy mineral content of the erratic debris is relatively small.

hardrock sources (e. g. BOULTON, 1978; DREIMANIS & VAGNERS, 1972). The precise location of this mode is probably determined by the spacing of joints and other planes of weakness in the source rocks; or, in the case of conglomerates with a relatively weak cement as in the molasse, by the dominant clast-size in the conglomerates. A weak to strong modal fraction of 2–3 Φ as usually found in the Molasse area, is reported from many areas with a variety of source rock types, such as sandstones, metasandstones and unconsolidated sand (e. g. HALDORSEN, 1981; RAPPOL, 1987) and igneous rocks (e. g. DREIMANIS & VAGNERS, 1971; VORREN, 1977). This mode is frequently attributed to the location of many terminal grades in this fraction, among which that of important minerals as quartz and feldspar (DREIMANIS & VAGNERS, 1972; VORREN, 1977; DE JONG, 1983). On the other hand, HALDORSEN (1981) showed that in her samples, the 2–3 Φ mode was inherited from the sandstone bedrock by crushing along grain boundaries. For till of the "Molasse zone", RAPPOL (1983) suggested a similar origin of this mode, primarily based on the fact that this mode is also present in the carbonate fraction (mainly rock fragments), suggesting that the materials must have inherited sorting from the source rock (Molasse sandstone).

A broad mode in the silt fraction present in till in most of the investigated area may be explained likewise, as being the result of crushing of calcareous shales that are abundantly present in the bedrock in most areas.

Acknowledgements

We thank Dr. Sylvi HALDORSEN and Dr. Jan RUPKE for their critical remarks and suggestions, which substantially improved the content of this paper.

- BIK, M. J. J.: Zur Geomorphologie und Glazialmorphologie des Frödischbach- und Mühltobeltals in Vorarlberg. — *Publ. Fys. Geogr. Lab.* 3, 175 pp., Univ. Amsterdam, Amsterdam 1960.
- BOULTON, G. S.: Boulder shapes and grain-size distribution as indicators of transport paths through a glacier and till genesis. — *Sedimentology*, 25, 773–799, 1978.
- CAMMERAAT, E.: A geomorphological investigation of the Northern Lechquellengebirge, Vorarlberg, Austria. — M. Sc. Thesis, Univ. Amsterdam (unpubl.) 1986.
- CAMMERAAT, E., GRAAF, L. W. S. DE, KWADIJK, J. & RUPKE, J.: On the origin of debris pillars in the Alps of Vorarlberg. — *Z. f. Geomorphologie*, 31; 85–100, 1987.
- DREIMANIS, A. & VAGNERS, U. J.: Bimodal distribution of rock and mineral fragments in basal till. In: GOLDTHWAIT, R. P. (Ed.): *Till, A Symposium.* — 237–250, Columbus (Ohio State University Press) 1971.
- DREIMANIS, A. & VAGNERS, U. J.: The effect of lithology upon the texture of till. In: YATSU, E & FALCONER, A. (Ed.): *Research methods in Pleistocene geomorphology.* — 66–82, Norwich (Geo Abstracts Ltd.) 1972.
- FOLK, R. L.: A review of grain-size parameters. — *Sedimentology* 6, 73–93, 1981.
- FRIEDMAN, G. & SANDERS, J.: *Principles of Sedimentology.* — New York (Wiley) 1978.
- FÜCHTBAUER, H.: Untersuchungen in der subalpinen und mittelländischen Molasse der Ostschweiz. — *Eclogae geol. Helv.* 50, 289–322, 1957.
- GASSER, U. & NABHOLZ, W.: Zur Sedimentologie der Sandfraktion im Pleistozän des schweizerischen Mittellandes. — *Eclogae geol. Helv.* 62, 467–516, 1969.
- GERMAN, R., MADER, M. & KILGER, B.: Glacigenic and glaciofluvial sediments, typification and sediment parameters. In: SCHLÜCHTER, Ch. (Ed.): *Moraines and varves.* — 127–143, Rotterdam (Balkema) 1979.
- HAHN, C.: Mineralogisch-sedimentpetrographische Untersuchungen an den Flußbettsanden im Einzugsbereich des Alpenrheins. — *Eclogae geol. Helv.* 62, 227–278, 1969.
- HALDORSEN, S.: Grain-size distribution of subglacial till and its relation to glacial crushing and abrasion. — *Boreas* 10, 91–105, 1981.
- HOFMANN, F.: Untersuchungen in der subalpinen und mittelländischen Molasse der Ostschweiz. — *Eclogae geol. Helv.* 50, 289–322, 1957.
- HUSEN, D. VAN: Comparative sedimentological investigations of basal tills of several glacial events in Trauntal (Austria). — *Meded. Rijks Geol. dienst* 34, 69–72, 1981.
- JONG, M. G. G. DE: Quaternary deposits and landforms of Western Allgäu (Germany) and the deglaciation after the last major Pleistocene ice advance. — *Publ. Fys. Geogr. Bodemkund. Lab.* 36, 186 p., Univ. Amsterdam 1983.
- JONG, M. G. G. DE & RAPPOL, M.: Ice-marginal debris-flow deposits in western Allgäu, southern West Germany. — *Boreas* 12, 57–70, 1983.
- KELLER, O. & KRAYSS, E.: Die letzte Vorlandvereisung in der Nordostschweiz und im Bodensee-Raum (Stadiäler Komplex Würm–Stein am Rhein). — *Eclogae geol. Helv.* 73, 823–838, 1980.
- KLEBELSBERG, R. VON: *Handbuch der Gletscherkunde und Glazialgeologie.* — Wien (Springer Verlag) 1948.
- KRASSER, L.: Der Anteil Zentralalpiner Gletscher an der Vereisung des Bregenzer Waldes. — *Zeitschrift für Gletscherkunde* 24, 99–121, 1936.
- KWADIJK, J.: Report on geomorphological survey in the Eastern Grosswalservalley and Southern adjacent area. — M. Sc. Thesis. Univ. Amsterdam (unpubl.) 1986.
- MILLS, H. H.: Textural characteristics of drift from some representative Cordilleran glaciers. — *Geol. Soc. Am. Bull.* 88, 73–79, 1977.
- PETERS, T.: Tonmineralogie einiger Glazialablagerungen im schweizerischen Mittelland. — *Eclogae geol. Helv.* 62, 517–525, 1969.
- RAPPOL, M.: Glacigenic properties of till. Studies in glacial sedimentology from the Allgäu Alps and the Netherlands. — *Publ. Fys. Geogr. Bodemk. Lab.* 34, Univ. Amsterdam 1983.

RAPPOL, M.: Saalian till in the Netherlands: a review. In: J. J. M. VAN DER MEER (Ed.): *Tills and Glaciotectonics*, 3–22, Balkema, Rotterdam 1987.

SIMONS, A. L.: *Geomorphologische und glazialgeologische Untersuchungen in Vorarlberg, Österreich*. – Schriften des Vorarlberger Landesmuseums, Reihe A, Bd. I, Bregenz (Eigenverlang Vorarlberger Landesmuseum) 1985.

VORREN, T. O.: Grain-size distribution and grain-size parameters of different till types on Hardangervidda, south Norway. – *Boreas* 6, 219–227, 1977.

Manuskript bei der Schriftleitung eingelangt am 25. Mai 1987.

Die Permotrias und ihr Grundgebirge zwischen Faaker See und Turiawald südöstlich von Villach (Kärnten/Österreich)

Von THOMAS CLAASSEN, WERNER von GOSEN, HANNS SYLVESTER & FRIEDHELM THIEDIG*)

Mit 5 Abbildungen, 5 Tafeln und 1 Karte (Beilage)

*Kärnten
Permotrias
Stratigraphie
Deckenbau
Metamorphose*

Österreichische Karte 1 : 50.000
Blätter 201, 202

Inhalt

Zusammenfassung	391
Abstract	391
1. Geologischer Überblick	391
2. Gesteinsbeschreibungen	393
2.1. Vorpermisches Grundgebirge	393
2.2. Permotriadische Schichten	395
3. Zur Fazieszuordnung der Permotrias	396
4. Tektonik	396
4.1. Voralpine Gefügerelikte des Grundgebirges	396
4.2. Alpine Gefügeelemente des Grundgebirges	396
4.3. Alpine Gefügeentwicklung der Permotrias-Schichten	397
4.4. Bruchtektonik	400
5. Metamorphose des Grundgebirges	400
5.1. Voralpin metamorph gebildete Minerale und Metamorphosegrad	400
5.2. Alpin metamorphe Mineralbildungen und Metamorphosegrad	401
6. Metamorphe Mineralbildungen und Metamorphosegrad der permotriadischen Schichten	401
7. Schlußfolgerungen	402
Literatur	402

Zusammenfassung

Zwischen Faaker See und Turiawald, südöstlich Villach (Kärnten/Österreich), wurden Permotrias-Vorkommen neu kartiert, ihre tektonischen und metamorphen Prägungen untersucht. Aufgrund der Schichtfolge wird das Vorkommen südwestlich Rosegg dem Oberostalpin zugeordnet. Es ist wahrscheinlich an den Drauzug anzuschließen. Die Schollen östlich Rosegg bleiben in ihrer Zuordnung unsicher (?Oberostalpin). Während sie über alpin diaphthoritisch geprägte phyllitische Glimmerschiefer des Mittelostalpins verschoben wurden, liegt das westliche Vorkommen mit tektonischem Kontakt auf einer alpin grünschieferfaziellen Phyllitfolge, die präalpin keine höhere Metamorphose aufweist. Beide Bereiche werden über eine bedeutende NW-SE streichende Störung voneinander getrennt. Mehrere alpine Deformationen mit grünschieferfazielier Metamorphose erfaßten sowohl die Grundgebirgsanteile als auch die Permotrias. Die Konsequenzen für den regionalen Bau werden kurz diskutiert.

Abstract

Between Faaker Lake and Turiawald southeast of Villach (Carinthia/Austria) several occurrences of Permo-Triassic rocks were mapped, their deformations and metamorphic overprints were studied. Due to the Permo-Triassic sequence the occurrences southwest of Rosegg are probably part of the Drau Chain (Upper East-Alpine). The assignment of the Triassic rocks east of Rosegg, however, remains uncertain (?Upper East-Alpine). They overthrust retrograd metamorphic schists of the Middle East-Alpine complex while the western occurrences tectonically overlie phyllites which exhibit a pre-Alpine prograde metamorphism. Both areas are separated by an important NW-SE striking fault. Several Alpine deformations with greenschist facies metamorphism affected both the Permo-Triassic rocks and the basement units. The consequences for the regional setting are briefly discussed.

1. Geologischer Überblick

Die vorliegende Arbeit beinhaltet die Ergebnisse zweier Diplomarbeiten, die unter der Leitung von Herrn Prof. Dr. F. THIEDIG und Dr. W. VON GOSEN am Institut der Universität Hamburg im Rahmen des DFG-Projektes Th 126/10-2 durchgeführt worden sind. Der Deutschen Forschungsgemeinschaft sei hier für die gewähr-

*) Anschriften der Autoren: Dipl.-Geol. THOMAS CLAASSEN, Technische Universität Hamburg-Harburg, Schloßmühlendamm 32, D-2100 Hamburg 90; Dr. WERNER von GOSEN, Institut für Geologie und Mineralogie, Schloßgarten 5, D-8520 Erlangen; Dipl.-Geol. HANNS SYLVESTER, Geologisch-Paläontologisches Institut und Museum, Bundesstraße 55, D-2000 Hamburg 13; Prof. Dr. FRIEDHELM THIEDIG, Geologisch-Paläontologisches Institut und Museum, Corrensstraße 24, D-4400 Münster.

Neogen und Quartär

Oberostalpin

Gosau und Paläogen

Permomesozoikum

Karbon

Altpaläozoikum

"Viktringer Paläozoikum"

vorpermische Unterlage der Villacher Alpe

Kristallin

Mittelostalpin

Permomesozoikum

Kristallin, mit Diaphthoriten

Unteroostalpin

Radstädter - Katschberg - Zone

Südalpin

Paläo- und Mesozoikum

Penninikum

Tauernfensterinhalt

Karawanken - Aufbruchzone

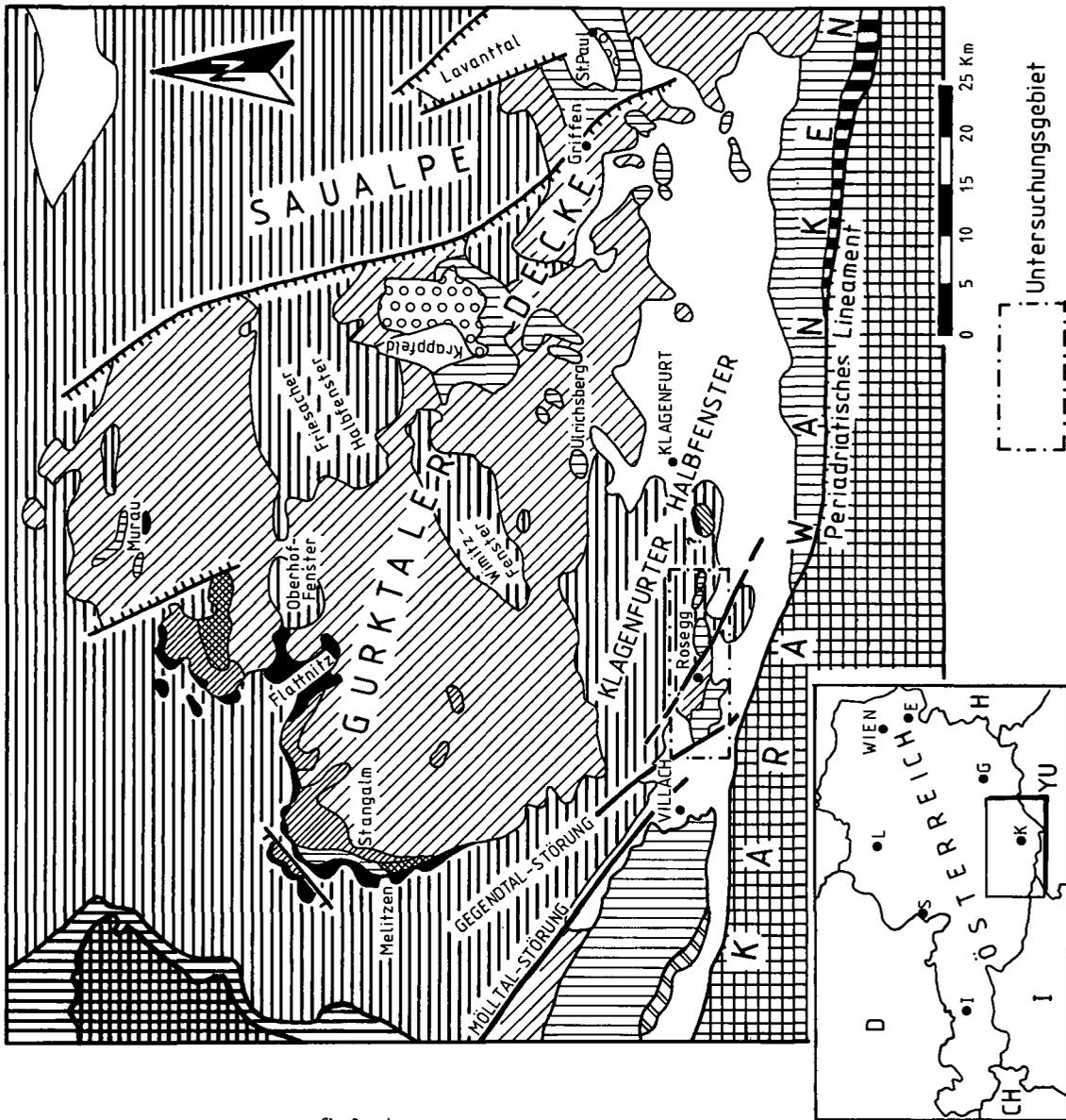


Abb. 1.
Die Gurktaler Decke
(nach A. TOLLMANN,
1977; verändert).

Die Gurktaler Decke

(nach A. TOLLMANN, 1977; verändert)

te Beihilfe gedankt. Dank gilt auch der ADRIA-WIEN-PIPELINE Ges. (AWP), der Österreichischen Draukraftwerke AG (ÖDK) und der Bundesstraßenverwaltung in Klagenfurt, die die Ergebnisse geologischer Aufnahmen für verschiedene Bauvorhaben freundlicherweise zur Verfügung stellten.

Im Mittelkärntner Seengebiet zwischen Klagenfurt und Villach (Abb. 1) liegen einzelne isolierte Permotrias-Schollen kristallinen Gesteinsfolgen auf. Ihre tektonische und fazielle Zuordnung sowie die Ausbildung ihrer kristallinen Unterlage sind bis heute nicht vollständig geklärt.

Während FRITSCH (1965) den Permotrias-Vorkommen zwischen Faaker See und Viktring eine nordalpine Faziesentwicklung zuschreibt, die Vorkommen bei WORSCH (1936, 1937) und ANDERLE (1977) sowohl der nord- als auch zentral-alpinen Fazies zugeordnet werden, sind sie von KAHLER (1931), SORDIAN (1961, 1962) und TOLLMANN (zuletzt 1977) in ihrer Gesamtheit als zentralalpine Vorkommen angesehen worden.

Aufbauend auf dieser (Mittelostalpin-) Zuordnung und verbreiteter, alpin gebildeter Diaphthorite als Permotrias-Unterlage, folgerte TOLLMANN (1959, 1977) eine ehemalige Süderstreckung des oberostalpinen Gurktaler Deckenkomplexes aus dem Norden bis in diesen Bereich des Karawanken-Vorlands (Abb. 1). Dieser Vorstellung stehen die Untersuchungen von SCHWAIGHOFER (1966) entgegen, der prograd-metamorphe Phyllite südlich des Wörthersees beschrieb.

Gesichert ist das Alter der Trias-Dolomite durch Dioplorenfunde von KAHLER (1931) und SORDIAN (1961).

Vor diesem Hintergrund schien deshalb eine Untersuchung der Permotrias-Vorkommen samt ihrer Unterlage im Klagenfurter Becken wünschenswert. Sie stellt eine Voraussetzung für großtektonische Rekonstruktionen mit Gliederungen ober- und mittelostalpinen Bauteile dar. Weil die Untersuchungen im Permotrias-Vorkommen von Viktring westlich Klagenfurt (SCHÜNEMANN et al., 1982) erste Hinweise auf eine ehemalige Süderstreckung des Oberostalpins bis in diesen Bereich erbrachten, bot sich eine anschließende Neukartierung der westlichen Vorkommen an, die aus der tertiär-quartären Füllung des Drautals zwischen Faaker See im Westen und Turiawald im Osten herausragen (Anl. Geol. Karte).

Folgende Fragen liegen dieser Arbeit zugrunde:

1. Weist das alpin metamorphe Grundgebirge noch Hinweise auf seine voralpine Entwicklung und damit auf seine Zugehörigkeit zum Mittel- oder Oberostalpin auf?
2. Liegen die Permotrias-Schollen in sedimentärem Verband oder tektonisch verfrachtet auf dem Grundgebirge?
3. Kann für die Permotrias eine Schichtfolge ermittelt werden, die eine eindeutige fazielle und damit auch großtektonische Zuordnung erlaubt?

Schließlich stellte sich die Frage, ob Teile der Permotrias-Vorkommen nicht mit dem Drauzug verglichen werden können, wie dies WORSCH (1936, 1937) für Permotrias-Anteile östlich des Faaker Sees postulierte.

2. Gesteinsbeschreibungen

2.1. Vorpermisches Grundgebirge

Die im folgenden kurz charakterisierten Gesteinstypen des Grundgebirges (Abb. 2) erlebten neben minde-

stens einer präalpinen ebenso eine alpine grünschieferfazielle Metamorphose.

Die präalpine Metamorphose war in den Gesteinen westlich und östlich der Drauschleife von Rosegg jedoch unterschiedlich stark.

Westlich der Drau treten ausschließlich grünschieferfazielle Phyllite mit einem metamorphen Lagenbau auf, der über wechselnd dicke schichtsilikat- und quarzreiche Lagen abgebildet wird. Die alpinen s-Flächen des grauen bis graurünen Gesteins sind mit einem geschlossenen Serizitfilm belegt. Die Quarz- und Chlorit-Gehalte der Phyllite variieren bereits im dm- bis m-Bereich. Nach FRITSCH et al. (1967) sind die meisten Varietäten als Phyllite bis Quarz-Phyllite zu bezeichnen. Untergeordnet kommen Chlorit-Phyllite, Serizitquarzite und teilweise ankeritführende Graphit-Phyllite hinzu.

Östlich der Drau sind in vergleichbaren Phylliten Hinweise auf höhermetamorphe voralpine Beanspruchung getroffen worden.

Im Bereich des Otuchova-Berges und nahe der Ortschaft Treffen ist der Phyllit wegen seines fleckigen Serizitfilms, gebildet aus voralpinen Muskovit-Flatschen eher als Phyllitischer Glimmerschiefer zu bezeichnen.

Direkt unterhalb des aufgeschobenen Triasdolomits vom Kathreinkogel steht ein Glimmerschiefer-Mylonit an. Der Glimmerschiefer-Mylonit wird von Scherflächen in mm- bis cm-Abständen durchzogen, die mit Chlorit und Serizit belegt sind. Zwischen den Scherflächen finden sich linsige Quarz- und Hellglimmer-Aggregate, selten noch Reste des metamorphen Lagenbaus.

Die Mylonitisierung greift mindestens 1,5 m in den Dolomit (Dolomit-Reibungsbreccien und -Kataklasite) und ca. 3 m in das unterlagernde Gestein. Unversehrte Glimmerschiefer wurden nicht angetroffen.

Die Gesteine östlich der Drau sind somit wohl eher dem diaphthoritisierten Altkristallin zuzuordnen.

Kalkmarmore verschiedener Varietäten liegen als tektonische Linsen im m- bis 100 m-Bereich sowohl westlich als auch östlich der Drau vor. Die über Farbwechsel im cm-Bereich abgebildete Bänderung der Marmore repräsentiert meist einen metamorphen Lagenbau mit wechselnden Anteilen opaker Substanz (meist Graphit) und Serizit. Einige Kalkmarmore weisen über Graphit- und Kalzit-Korngrößenverteilungen eine Gradierung in der Bänderung auf, die mit parallel verlaufenden Lagen geringen Dolomitgehaltes auf Schichtungsreste deutet.

Dolomitmarmore bilden zum einen bänderungsparallele Lagen in den Kalkmarmoren im dm- bis 10 m-Bereich. Zum anderen finden sie sich in den Scheiteln erster alpiner Faltung (F_1) der Kalkmarmore, ferner als tektonische Linsen in den Phylliten. Die meist mittelgrauen Dolomitmarmore werden von bräunlichen Schlieren durchzogen und von cm-breiten, quarzgefüllten Klüften zerteilt. Im Tierpark von Rosegg und in der Ortschaft St. Martin enthalten sie Fahlerzungen (KAHLER, 1931; UCIK, 1972, WORSCH, 1937).

Im Übergang zu den Kalkmarmoren und als dm- bis m-dicke Lagen und Linsen in den Phylliten finden sich Kalkphyllite, deren metamorpher Lagenbau über wechselndem Schichtsilikat- und Kalzitgehalt abgebildet wird. Der geringe Quarzanteil ist überwiegend an kalzitreiche Lagen gebunden.

Grünschiefer treten sowohl als cm- bis dm-dicke Lagen in den Phylliten, als auch in größeren Körpern

Drauzug - Oberostalpin
 verändert nach NIEDERMAYR &
 SCHERIAU - NIEDERMAYR (1982)

Faaker See - Rosegg
 SYLVESTER (1984)

Kathreinkogel
 CLAASSEN (1984)

Krappfeld - Oberostalpin
 verändert nach WOLTER, THIEDIG,
 PESCH, HALAMIC & APPOLD (1982)

Stangalm - Mittelostalpin
 verändert nach TOLLMANN (1977)

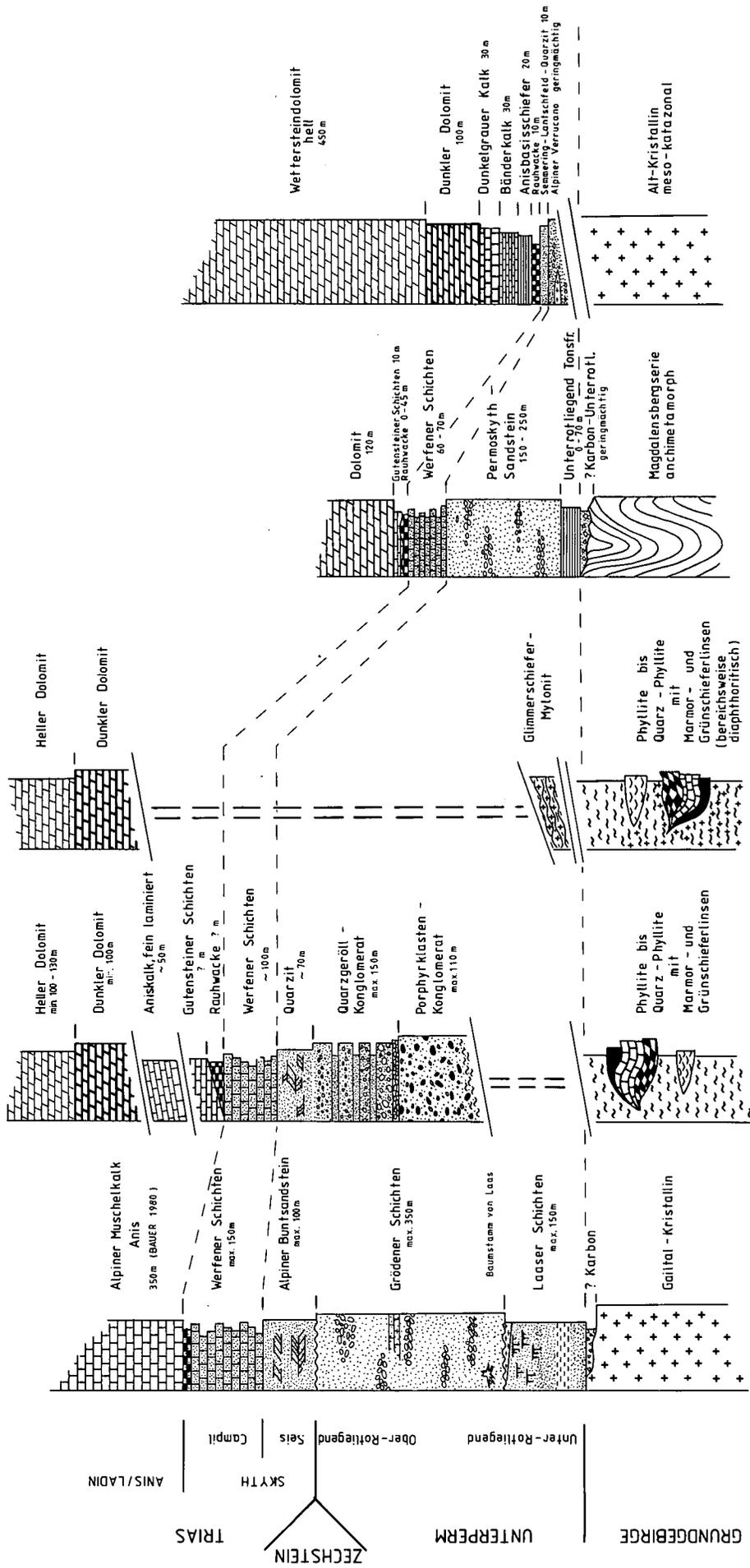


Abb. 2.
 Ostalpine Perm/Trias-Profilе und ihr Grundgebirge.

auf. Sie sind makroskopisch meist undeutlich geschiefert, Materialwechsel werden über Lagen mit wechselndem Schichtsilikat- und Plagioklasanteil abgebildet. Wenige mm-dicke Quarzgängchen und -linsen liegen den Materialwechseln parallel.

In dem Vorkommen in der Ortschaft St. Martin führt ein Grünschiefer eine Anreicherung von Amphibol. In diesem Verbreitungsgebiet fanden sich ferner in einem isolierten Aufschluß Plagioklas-Amphibolite, deren metamorpher Lagenbau (Amphibol- und Plagioklasreiche Lagen) von einer vermutlich alpinen Schieferung geschnitten wird. Die mit Chlorit belegten Scherflächen durchsetzen das Gestein in mm-Abständen. Die Beziehung der Amphibolite zu den umgebenden Grünschiefern konnte nicht geklärt werden. Auch ist unsicher, ob es sich hier um ein anstehendes Vorkommen handelt.

2.2. Permotriadische Schichten

Die klastischen Schichten des Perm/Skyth sind auf den Bereich des Petelin-Berges beschränkt. Die triadischen Karbonate treten zwischen der Drau-Enge von Wudmath und dem Faaker See sowie am Kathreinkogel auf (vgl. Geol. Karte). Die höhere Triasfolge und Jura-/Kreideschichten sind im Untersuchungsgebiet nicht vorhanden. Sie könnten wie im Drauzug sedimentiert worden sein, wären dann aber durch die folgende (?präoberkreatazische) Erosion entfernt worden (vgl. v. GÖSEN & THIEDIG, 1980).

Das Tertiär wird durch den Roten Ton von Petschnitzen und das auflagernde Sattnitz-Konglomerat vertreten (oberstes Miozän: ANDERLE & SCHMID, 1982 in HAUSER, 1982). Dem Quartär gehören die Augsdorfer Nagelfluh nördlich St. Egyden, das Moränenmaterial der riß- und wärmzeitlichen Vereisungen sowie die jüngeren Flußschotter an (vgl. Übersicht bei ANDERLE, 1982 in HAUSER, 1982).

Für die im folgenden beschriebenen Schichtglieder der aufrecht lagernden Permotrias-Abfolge werden aufgrund der Aufschlußverhältnisse und der Schuppentektonik lediglich abgeschätzte Mächtigkeiten angegeben (vgl. Abb. 2).

Das schlecht sortierte, kräftig grün gefärbte und ca. 110 m mächtige Porphyrklasten-Konglomerat (tieferes Perm / Skyth) enthält Gerölle von Kies- bis Steingröße. Es handelt sich überwiegend um angerundete bis gut gerundete, rote bis rötlich violette Quarzporphyr-Klasten. Hinzu treten eckige bis angerundete polykristalline Quarze sowie Bruchstücke von Metamorphiten und Lyditen. Die Geröllbänke sind gegen geröllärmere Schichten meist unscharf begrenzt.

Das zum Hangenden folgende max. 150 m mächtige Quarzgeröll-Konglomerat (Perm / Skyth) setzt mit einer basalen dicht gepackten Lage gut gerundeter klarweißer Quarze (Steingröße) in sandigem Bindemittel ein. Nach oben folgen Schichten mit Geröllen in Stein- bis Kiesfraktion sowie eingeschaltete und scharf abgegrenzte Schichten mit Geröllen im Sand- bis Kiesbereich.

Zum Hangenden nehmen Mächtigkeiten und Anzahl der feinerklastischen Zwischenschichten zu. Einher geht ein Farbumschlag von violettgrau zu rosagrau. Gelegentlich ist gradierte Schichtung und Dachziegellagerung zu beobachten, Schichtflächen tragen im oberen Abschnitt oft Strömungsrippeln.

Typische Gerölle dieses Schichtglieds sind milchige, gut gerundete Quarze (bis zu 15 cm Ø). Untergeordnet treten gut gerundete Lydite (bis 26 cm Ø), gut gerundete Quarzporphyre und verschiedenen gerundete Metamorphit-Bruchstücke hinzu. Die Menge der Alkalifeldspat-Klasten steigt zum Hangenden auf bis zu 20 % an.

Von einem unruhigen Sedimentationsmilieu mit abrupten Wechseln der Transportenergie im Basalteil ist nach oben ein Übergang zu einem energetisch gleichförmigen Milieu zu beobachten.

Der aus dem lithologischen Verband in das höhere Perm / Skyth einzustufende hellgraue Quarzit weist eine Maximalmächtigkeit von ca. 70 m auf. Der Meta-Grobsandstein besteht zu ca. 75 % aus Quarz, bis zu 20 % aus Feldspat (Plagioklas und Alkalifeldspat) und bis zu 5 % aus sedimentärem Hellglimmer. Er ist gut sortiert, fein- und schräggeschichtet und enthält oft Oszillationsrippeln.

Die Werfener Schichten (Skyth) stellen ein Schichtglied toniger Sandsteine mit wechselndem Karbonatgehalt dar, das ca. 100 m mächtig wird. Die unteren Partien bestehen überwiegend aus glimmerreichen, kräftig grünen/tonigen Silt-Sandsteinen, die häufig Oszillationsrippeln enthalten. Gelegentlich sind härtere Schichten eines grünlich-grauen Sandsteins aufgeschlossen, der im Dünnschliffbereich Strömungsrippeln und normal-gradierte Schichtung aufweist.

Die oberen vorwiegend karbonatführenden Partien der Werfener Schichten beginnen mit dm-mächtigen Lagen eines grünen, tonigen Fein- und Mittelsandsteins, der zwischengeschaltete hellgrau-weißliche Grobsandsteine führt. Letztere enthalten 3 bis 5 mm große Flecken (korrodiertes Karbonat). Die Grobsandsteine nehmen zum Hangenden in ihrer Mächtigkeit zu.

Im obersten Bereich sind auf wenigen Metern braungraue bis ockerfarbene Karbonatbänke aufgeschlossen, die ohne scharfe Grenze in die hangende Rauhwacke des Skyth / Anis übergehen. Der karbonatführende Abschnitt zeichnet sich durch einen mittleren Karbonatgehalt von ca. 30 % aus, der in einzelnen Bänken bis zu 80 % ansteigt, sowie durch einen Feldspatanteil von 20 bis 25 %. Die folgende Rauhwacke fand sich an der Hangendgrenze der Werfener Schichten nur an einzelnen Punkten.

Mit schwarzen Kalken der Gutensteiner Schichten setzt im Hangenden der Rauhwacke die triadische Karbonatschichtenfolge ein. Die Mächtigkeit der schwarzen Kalke ist aufgrund der Schuppentektonik nicht sicher zu ermitteln.

Die gut gebankten, teils kieseligen, teils dolomitischen Kalke gehen hangend in einen fein laminierten, mittelgrauen Aniskalk über. Feine gradierte Materialwechsel zeigen, daß es sich bei der Lamination um Schichtungsreste handelt. Für den Kalk ist eine Mächtigkeit von ca. 50 m anzunehmen. Er wird im Liegenden und Hangenden oft durch Störungen begrenzt.

Der durch Diploporenfunde dem Anis / Ladin zuzuordnende Dunkle Dolomit setzt mit bläulich-dunkelgrauen Schichten ein, die weiße Fossilreste enthalten können. Hellgraue Schichten mit dunklen Fossilresten sind zwischengeschaltet.

Das stratigraphisch feststehende Trochitendolomit-Niveau (SORDIAN, 1961; TOLLMANN, 1958) wurde nicht aufgefunden. Lediglich an einer Lokalität fand sich eine Häufung von Gastropodenschalen, Bivalvenbruchstücken, Cyclokorallenresten und einzelnen Trochiten. Durch den intensiven Schuppenbau ist diese Fossilfüh-

rung nicht auf ein bestimmtes Niveau innerhalb des Dunklen Dolomits festzulegen. Eine genaue Bestimmung der Fossilreste war wegen der Dolomitierung nicht mehr möglich. Die Mächtigkeit des Dunklen Dolomits beträgt ca. 100 m.

Das Hangende des Dunklen Dolomits wird von hellgrauem, feinschichtigem Dolomit aufgebaut. Im sedimentären Übergang zu Hellem Dolomit (Ladin) ist östlich des Rudnik-Berges in einem Wegeinschnitt eine Breccie hellgrauer Dolomitbruchstücke in bläulich-dunkelbraunem Bindemittel aufgeschlossen.

Im Dolomitvorkommen des Kathreinkogels enthält der Dunkle Dolomit wenig Fossilreste, während der z. T. tektonisch abgetrennte Helle Dolomit dort reichlich Diploporon führt. Letzterer bildet das Hangende der Permotrias-Schichtfolge.

3. Zur Fazieszuordnung der Permotrias

Die Perm/Skyth-Klastitfolge des Untersuchungsgebietes ist nicht mit der typischen zentralalpiner Faziesentwicklung (TOLLMANN, 1977) zu vergleichen. Auf die terrestrische Sedimentation der Konglomerate (Perm/Skyth) folgte im Übergang zu den lagunär-marinen Werfener Schichten (Skyth) der dem höheren Perm/Skyth zuzuordnende Quarzit, vermutlich unter marinen Flachwasserbedingungen abgelagert. Entgegen SORDIAN (1961, 1962) handelt es sich bei den feinklastischen Zwischenlagen im Quarzgeröll-Konglomerat nicht um Porphyroid-Lagen. Für die basale Klastitfolge fehlen alle Hinweise auf eine Zuordnung zum Alpenen Verrucano.

Aufgrund ihrer Schichtfolge und großen Mächtigkeit sowie der z. T. grobklastischen Ausbildung, steht die Perm/Skyth-Klastitfolge im Liegenden der Werfener Schichten dem Permoskythsandstein des Oberostalpins näher als den zentralalpiner Perm-Skyth-Kalstika (vgl. Abb. 2).

Permoskythsandstein steht in nächster Nähe in der Villacher Alpe (Drauzug) an. Für ihn haben COLINS & NACHTMANN (1974) eine Mächtigkeit von ca. 200 m ermittelt. Während sie an dem von RIEHL-HERWISCH (1965) aufgestellten Begriff des Permoskythsandsteins festhalten, konnten NIEDERMAYR & SCHERIAU-NIEDERMAYR (1982) im westlichen Drauzug die Grödener Schichten von dem Alpenen Buntsandstein trennen. Die im Untersuchungsgebiet gefundenen Konglomerate können mit den Grödener Schichten lithologisch verglichen werden, während der Quarzit (höheres Perm/Skyth) vermutlich teilweise oder vollständig mit dem Alpenen Buntsandstein zu korrelieren ist. Aufgrund der isolierten Stellung des Permotrias-Vorkommens ist dieser Vergleich jedoch nur als Möglichkeit anzusehen.

Besonders die Werfener Schichten sind ein wichtiges Kriterium für die Oberostalpin-Zuordnung der Permotrias-Schichtfolge. Dagegen ist die triadische Karbonatfolge nicht sehr aussagekräftig. TOLLMANN (1959) interpretiert das lückenhafte Auftreten der Rauhwacke und das Fehlen der Anis-Basisschiefer als Anklänge an die oberostalpine Fazies. Das Fehlen dieser Schichtglieder kann bestätigt werden, wenngleich dies auch tektonische Gründe haben kann. Schließlich steht die Abfolge mit Gutensteiner Kalken über Anis-Kalk zu Dolomiten

des Anis/Ladin der oberostalpinen Entwicklung näher als der zentralalpiner Fazies.

Aufgrund ihrer Ausbildung kann die Permotrias deshalb als Bindeglied zwischen dem Ostende des Westlichen Drauzuges (Villacher Alpe) und dem Östlichen Drauzug (Obirzug der Nordkarawanken) angesehen werden. Sie ist mithin am ehesten dem Oberostalpin zuzuordnen.

Sedimentpetrographische Untersuchungen in weiteren ostalpinen Vorkommen klastischer Perm/Skyth-Schichten zur Prüfung deckenspezifischer Ausbildungen werden zur Zeit am Hamburger Institut durchgeführt.

4. Tektonik

Zur Alterseinstufung der Deformation:

Die Deformationen des Grundgebirges werden nach Einfluß auf das metamorphe Gefüge in zwei voralpine (gefügeaufbauend) und drei alpine (gefügeaufbauend) gegliedert. Die dritte alpine Deformation des Grundgebirges läßt sich nach Deformationsrichtung und Bedingungen mit der jüngsten Deformation der Permotrias parallelisieren.

Davon ausgehend ist die zweite alpine Deformation des Grundgebirges mit der ersten Deformation der Permotrias zu korrelieren. Eine vergleichbare Deformationsrichtung und ähnlich begleitende P/T-Bedingungen bestätigen dieses.

4.1. Voralpine Gefügerelikte des Grundgebirges

In den Phylliten und phyllitischen Glimmerschiefern fanden sich Hinweise auf mindestens zwei voralpine Deformationen. Voralpin angelegte Quarzgänge sind voralpin mindestens einfach isoklinal verfaultet worden. Relikte der Quarzgangfalten liegen dem metamorphen Lagenbau parallel. Gleiches gilt für die noch erkennbare voralpine Schieferung, die verbreitet nur über die Regelung großer Helglimmer (-Haufen) abgebildet wird. Letztere umrahmen die Faltenscheitel-Reste polygonal.

4.2. Alpine Gefügeelemente des Grundgebirges

Die erste nachweisbare alpine Schieferung (s_1) durchdringt die Phyllite s. l. teilweise bis in den Kornbereich und überschneidet den voralpinen Lagenbau (vgl. Abb. 3). Hier wird s_1 durch die Regelung von Serizit und Chlorit sowie durch Plättung und Zerschierung von Chlorit-Flatschen und Quarz-Aggregaten angezeigt. In den Grünschiefern werden Plagioklas-Rekristallisationsaggregate geplättet und von s_1 zerschert.

Die Marmore werden von s_1 in mm- bis cm-Abständen durchschnitten. In den Kalkmarmoren nach s_1 geregelte Serizite folgen der Plättungsebene voralpiner Kalzit-Körner, Dolomit-Körner werden in der s_1 -Ebene der Dolomitmarmore gleichfalls geplättet.

Selten ist auf s_1 -Flächen der Phyllite und Grünschiefer eine W-E bis WNW-ESE streichende erste Streckungsfaser (str_1) zu beobachten. Sie wird in den Phylliten durch zerrissene Ilmenit-Leisten, in den

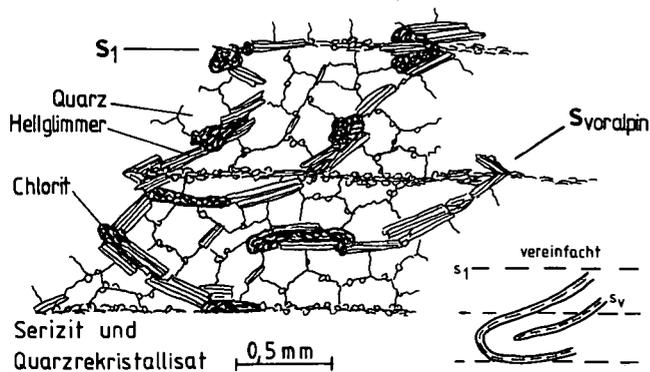


Abb. 3.
Phyllit (Serizit-Quarzit): Die erste alpine Schieferung s_1 überschneidet im mm-Abstand den voralpinen Lagenbau s_v und die Faltscheitel voralpiner Isoklinalfalten, die von größeren Helliglimmern umrahmt werden.
Dünnschliff einer Probe von 500 m W' der Kirche Maria Humitz, Sh. 470 m.

Grünschiefern über Streckungshöfe an Plagioklasen sowie Regelung und Zerreißen von Epidot angezeigt.

Erste alpine Falten (F_1) in Phylliten s. l. und Kalkmarmoren falten den voralpinen Lagenbau um NNW–SSE bis NNE–SSW streichende Achsen (B_1), die überwiegend nach S tauchen. Die Falten erreichen Wellenlängen im cm- bis dm-Bereich, seltener finden sich Falten in m-Größe mit zugeordneten Parasitärealtalten im cm-Bereich. Die Schenkeldivergenzwinkel betragen 45 bis 65°. Neben vorherrschender E-Vergenz liegen auch W-vergente und gleichschenkelige Falten vor.

Die F_1 -Falten bilden in den Marmoren des Rosegger Tierparks einen Großfaltenbau mit einer E-vergenten Antiform und vier aufgeschuppten Antiform-Resten (Abb. 4). Dabei wurden an den vier westlichen Falten die liegenden Kurzschenkel abgeschert, die Faltenreste E-gerichtet aufgeschuppt. Dolomitische Lagen wurden in F_1 -Scheiteln der Kalkmarmore zerbrochen, in den Schenkeln parallel str_1 zu Linsen zerlegt. Die Marmore enthalten steil nach W einfallende bc-Reißklüfte.

In den Grünschiefern wurden keine ersten alpinen Falten beobachtet.

Eine zweite alpine Schieferung (s_2) ist nur unvollkommen und nicht durchdringend ausgebildet. Dort, wo sie vorhanden ist, durchsetzt sie die Gesteine in mm- bis cm-Abständen. In den Phylliten s. l. wird sie durch Verstellungen und Umregelungen von Serizit und Chlorit sowie durch Regelungen von Graphitschüppchen und Plättung von Quarz-Rekristallisationsaggregaten abgebildet.

Zweite alpine Falten (F_2) verfallen in den Phylliten s. l. den voralpinen Lagenbau und s_1 . Sie überprägen F_1 -Falten über mm-bis cm-große Runzeln, die zum tektonischen Hangenden zu scharfen Knickfalten gesteigert werden. Dabei nehmen die Schenkeldivergenzwinkel von 45 zu 15° ab.

In den Phylliten zwischen Penken und Techelweg erreichen F_2 -Falten Wellenlängen von ca. 500 m. Ihnen sind dort scheideltvergente Parasitärealtalten zugeordnet, die auf einen übergeordneten Faltenbau weisen (Tafel 2, Fig. 5). Die F_2 -Falten besitzen eine strenge N-Vergenz, die E–W streichenden Achsen tauchen überwiegend nach W. F_2 -Langschenkel sind meist stark gedünnt und an Quarz relativ verarmt (Drucklösung). Die Kalkmarmore werden nur an wenigen Punkten flachwellig verfalltet (Tafel 2, Fig. 6). Diese dm-großen Biegungen werden in Kalkphylliten zu N-vergenten Falten

im cm- bis dm-Bereich gesteigert (Schenkeldivergenzen – 60°).

Eine dritte alpine Schieferung (s_3) wurde in der Mylonitzone der Phyllite nördlich von Penken und im Glimmerschiefer-Mylonit gefunden. Sie ist durch Mylonitisierung der gesamten älteren Gefüge, durch extreme Plättung und Scherung der Quarz-Rekristallisationsaggregate und durch Serizit-Regelungen charakterisiert.

Die s_3 -Flächen fallen stets flach nach SW ein. Sie bilden die Grenzflächen zwischen Glimmerschiefer-Mylonit und überlagerndem Trias-Dolomit, den sie an der Basis ebenfalls durchsetzen.

Dritte alpine Falten (F_3) fanden sich nur an zwei Punkten nördlich Penken. Sie überprägen F_2 -Knickfalten um NW–SE streichende Achsen.

4.3. Alpine Gefügeentwicklung der Permotrias-Schichten

Die Permotrias-Schichten wurden von einem N-vergenten Faltenbau (F_1) mit W-E streichenden Achsen (B_1) erfaßt, die überwiegend nach W tauchen (Abb. 5). Die Schenkeldivergenzwinkel erster Falten nehmen von den Klastika über die Werfener Schichten zu den Karbonaten ab.

Die härteren Konglomerate und der Quarzit des Perm/Skyth werden um einen F_1 -Sattel mit einer Amplitude im Bereich mehrerer 100 m verbogen, die hangenden Werfener Schichten mit Amplituden im 100 m-Bereich offen verfalltet. Die beiden s_1 -Scherflächenscharen sind in den Klastika verbreitet noch nicht in Parallellagen aufeinander zu rotiert.

Die triadischen Kalke sind dagegen deutlich plastisch deformiert worden. So zeigt der laminierte Aniskalk einen engen, steilstehenden \pm N-vergenten Faltenbau mit zugeordneten Parasitärealtalten, deren Achsen mit 5 bis 80° nach E und W tauchen. s_1 wird in den Kalken durch feine, spitzwinklig zur Lamination dem s_1 folgende Kalkzit-Rekristallisate nachgezeichnet.

Demgegenüber zeigen die intensiv gescherten Anis-Ladin-Dolomite eine weniger enge Verfalltung. Die s_1 -Flächen fallen mit ca. 30 bis 40° nach S ein.

Während der ersten Deformation wurden in den Klastika, Kalken und Dolomiten verbreitet ac-, untergeordnet hkO- und Okl-Klüfte angelegt.

Die permotriadischen Schichten zeigen einen schräg durch die Stratigraphie verlaufenden tektonischen Kontakt zum Grundgebirge, der aus einer \pm N-gerichteten Aufschubung mit zahlreichen Schuppungen resultiert.

Die Perm/Skyth-Konglomerate weisen südlich der Ortschaft St. Martin im Grenzbereich zu den Phylliten mit den Spuren einer intensiven kühlen Durchbewegung auf einen tektonischen Kontakt zum Grundgebirge. Typische Schichten des Unterrotliegend fehlen deshalb im Untersuchungsgebiet. Westlich des Moores von St. Martin liegen die Werfener Schichten vermutlich auf Phylliten.

Nördlich anschließend befinden sich die triadischen Karbonate in direktem tektonischem Kontakt zu den Phylliten, die bei der Erkundung der Karawanken-Trasse dort in geringer Teufe erbohrt worden sind. In Bohrungen angetroffene Kalkbreccien weisen auf kataklastische Aufschubungen hin.

Innerhalb der triadischen Karbonate treten mehrere Schuppenbahnen auf, die mit etwa 45° nach S bis SW

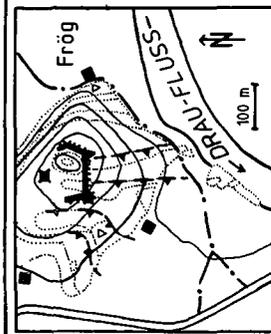
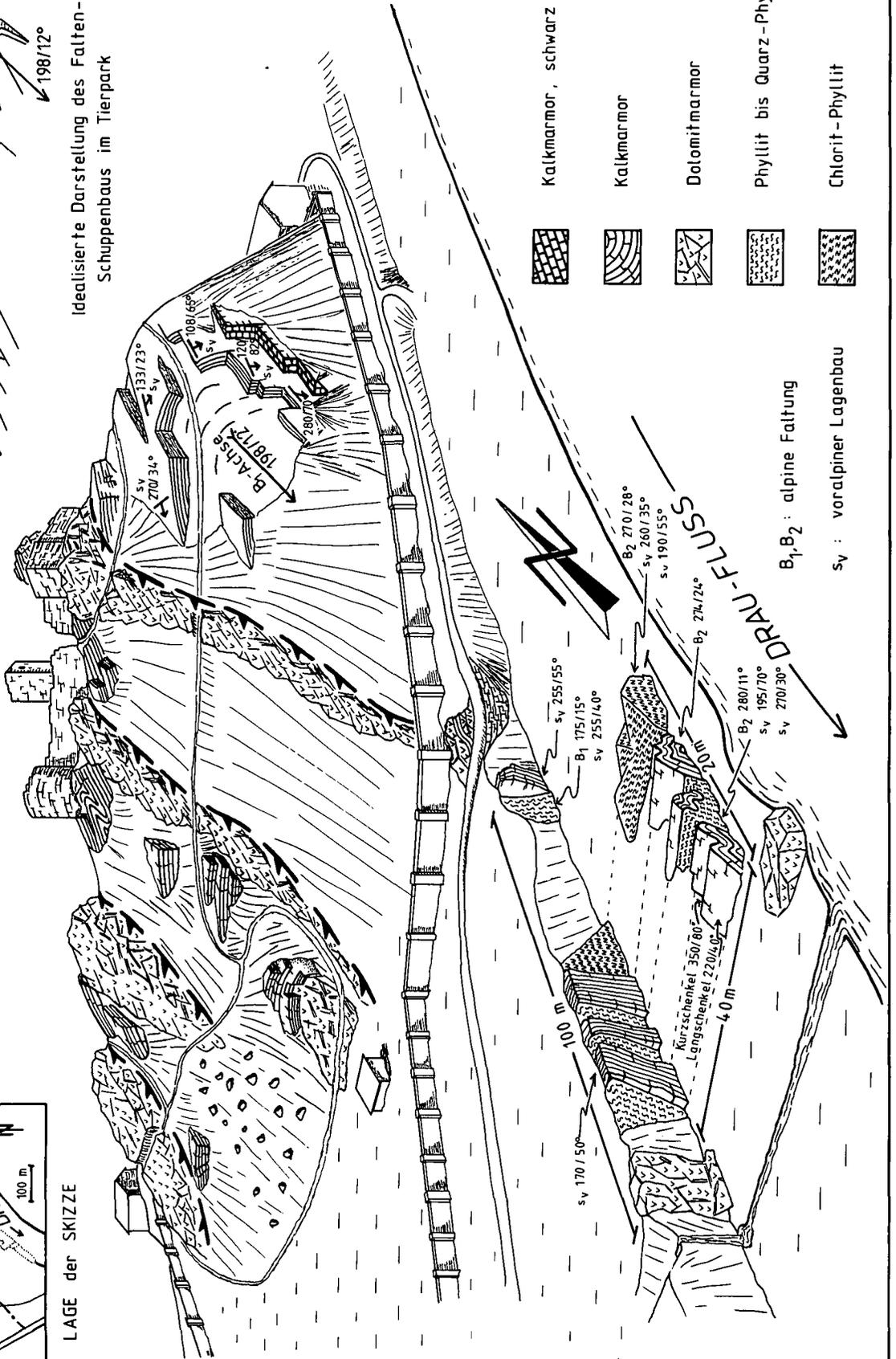


Abb. 4.
 Faltenbau vorpermischer Gesteine im Tierpark von Rosegg.

LAGE der SKIZZE



Idealisierte Darstellung des Falten- und Schuppenbaus im Tierpark



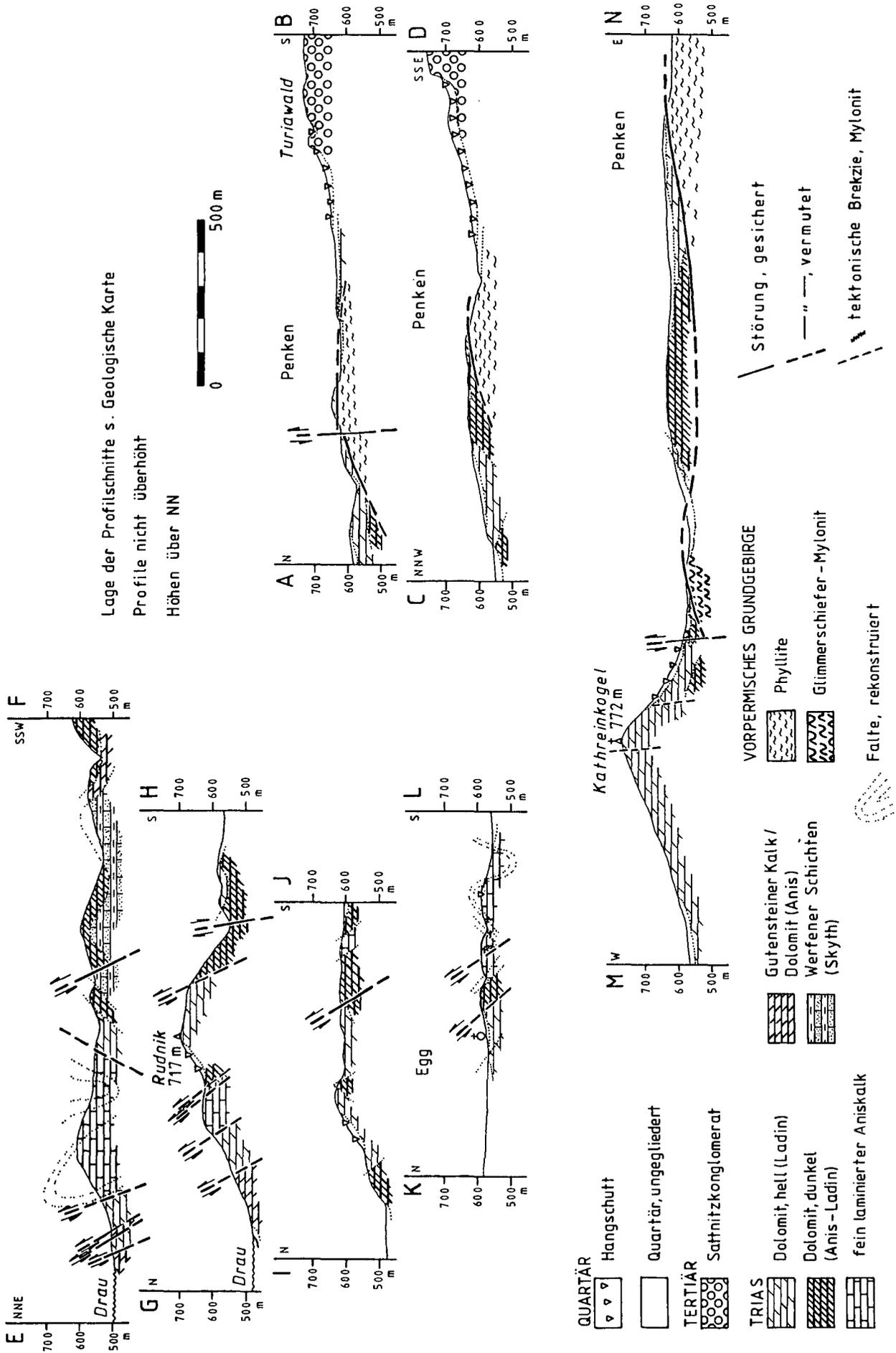


Abb. 5.
 Geologische Profile durch die Gesteinsserien zwischen Fackerseer und Turtiawald ESE Villach.

einfallen. In den Bewegungsbahnen der Kalke entstanden ockerfarbene Kalkmylonite, in denen die Schichtung und s_1 in kleine Schlepptalten gelegt und von SSW tauchendem s_2 überschritten wurden. Die B_2 -Achsen tauchen mit 20° nach SE. Diese abweichende Orientierung der B_2 - von den B_1 -Achsen weist auf eine Änderung des Beanspruchungsplans von erster Scherung zu folgender Aufschiebung mit Schuppung.

In den Schuppenbahnen der Dolomite werden Störungsbreccien und Kataklastite gebildet. Diese primär grauen bis weißen Tektonite erscheinen angewittert rauhwackenartig mit graugelber bis ziegelroter Farbe.

Kataklastische Beanspruchung im Zuge der zweiten alpinen Deformation ist auch an der Basis des über dem Grundgebirge verschobenen Kathreinkogel-Dolomits nachweisbar. Die Überschiebungsbahn fällt mit 30 bis 40° nach SW ein und entspricht in ihrer Lage der alpinen s_3 -Fläche im unterlagernden Glimmerschiefer-Myonit.

Entgegen der Darstellung bei WORSCH (1937) fanden sich für das pannonische Sattnitzkonglomerat keine Hinweise auf eine Verschiebung. Es liegt vielmehr autochthon auf dem Relief des erodierten Permotrias-Untergrunds.

4.4. Bruchtektonik

Die jüngste tektonische Beanspruchung ist die germanotype Bruchtektonik. In dem untersuchten Gebiet sind drei Störungsrichtungen zu unterscheiden:

- 1) Nahezu saiger stehende, NNE–SSW bis NNW–SSE streichende Verwerfungen zerteilen die Permotrias und das Grundgebirge. Sie folgen in ihren Richtungen den bc-Reißklüften der E-vergenten F_1 -Antiform in den Marmoren (Abb. 4) und vergleichbaren Kluffrichtung in den Phylliten. Offensichtlich wurden von diesen Verwerfungen ebenso in den permischen Klastiten eine der hKO-Kluffflächenscharen und in den triadischen Karbonaten die a/c-Klüfte als Störungsfläche genutzt. Vertikale Versatzbeträge von 200 m bis 230 m sind wahrscheinlich.
- 2) Der Faltenbau im Rosegger Tierpark wird an der NE-Flanke von einer auffällig geraden, NW–SE streichenden Linie gekappt. Ein vergleichbares Streichen weist der gegenüberliegende SW-Abbruch des Otuchova-Marmors auf. Auch der Triasdolomit des Kathreinkogels wird von einer NW–SE streichenden Kluffschar durchzogen, die keiner alpinen Deformation zuzuordnen ist. Diese Linien und Klüfte stehen wahrscheinlich in Zusammenhang mit einer NW–SE streichenden Verwerfung zwischen Rosegger Tierpark und Otuchova, die bereits von WORSCH (1937) erkannt wurde und auch von ANDERLE (1977) verzeichnet wird. Diese Störung stellt wahrscheinlich eine Parallelverwerfung zur Gegendtal-Störung (PETRASCHECK, 1927) oder einen von ihr abzweigenden Ast dar.
- 3) Westlich des Moores von St. Martin verläuft eine W–E streichende, steil südgerichtete Abschiebung. Ihre Bildung und die damit verbundene Schollenverstellung kann u. U. in Zusammenhang mit der südlich gelegenen Karawanken-Nordrand-Aufschiebung gesehen werden.

Die Bruchtektonik wird im Mittelkärntner Raum allgemein in das Miozän gestellt. Da das pannonische Satt-

nitz-Konglomerat von $\pm N$ –S streichenden Brüchen in drei isolierte Schollen zerteilt wurde, ist ein post-miozänes Andauern der bruchtektonischen Aktivität in diesem Bereich nicht auszuschließen.

5. Metamorphose des Grundgebirges

5.1. Voralpin metamorph gebildete Minerale und Metamorphosegrad

In den Gesteinen des Grundgebirges sind neben den metamorph gebildeten Mineralen noch klastische Schwerminerale als Relikte erhalten, die nur als Einzelkörner auftreten, somit zur Rekonstruktion der Schichtungs-Lage nicht verwendet werden können.

Turmaline sind in Phylliten s. l., Kalkphylliten und Grünschiefern häufig als 0,03 bis 0,07 mm große klastische Kerne in metamorph weitergewachsenen Individuen erhalten. In einem Schliff finden sich stets unterschiedlich gefärbte Kerne, umhüllt von einheitlich gefärbten Fortwachsungen mit Längen bis 0,1 mm. Im Glimmerschiefer-Myonit fanden sich bis zu 1,5 mm lange Turmaline, die keine klastischen Kerne enthalten.

Apatite (\varnothing 0,1–0,3 mm) sind selten und enthalten nur vereinzelt in Phylliten 0,03 bis 0,05 mm große (?)klastische Kerne, die gegen metamorphe Anwachsungen durch einen Saum opaker Körnchen begrenzt werden. Um 0,4 mm messende Apatite des Glimmerschiefer-Myonits enthalten keine älteren Kerne.

Zirkon tritt in einzelnen, 0,02 bis 0,1 mm großen, gut gerundeten Körnern in Phylliten und Grünschiefern auf.

Quarz ist voralpin vollständig rekristallisiert. Das voralpine, polygonale Zellengefüge ist selten gut erhalten (Korngröße 0,05 bis 0,3 mm).

Hellglimmer sind in dem phyllitischen Glimmerschiefer und dem Glimmerschiefer-Myonit deutlich voralpin rekristallisiert und umrahmen voralpine Faltscheitel polygonal. Sie erreichen Längen von bis zu 1 mm in dem phyllitischen Grünschiefer, 2 mm im Grünschiefer und 1,5 mm im Glimmerschiefer-Myonit (dort Hellglimmer der 3 T-Modifikation).

In den Phylliten wurden an den größten Hellglimmerstücken Längen von 0,5 mm gemessen.

Plagioklas tritt in den Phylliten, phyllitischen Glimmerschiefern, Grünschiefern und dem Amphibolit nur in Form von Blasten auf. Im Glimmerschiefer-Myonit kommen mechanisch verzwillingte Andesine (um An 38) vor, die stark saussuritisiert sind.

Im Grünschiefer bildet Plagioklas Rekristallisations-Aggregate, deren Individuen im Kern aus Oligoklas (bis An 30) und randlich aus Albit bestehen. An alpinen Scherflächen erwerben die Oligoklase mechanische Zwillingslamellen.

In dem Amphibolit liegen die Plagioklase als Andesine (bis max. An 38) in einem Rekristallisationsgefüge vor. Sie sind häufig mechanisch verzwillingt und randlich zu Albit umgewandelt. In den Phylliten finden sich vereinzelt mechanisch verzwillingte Oligoklase, daneben Albit-Blasten, die Einschlüsse von Rutil-Nadelchen enthalten. Die voralpinen Oligoklase schließen häufig Quarz-Abscheidungen ein.

Bei dem ausschließlich im Amphibolit zu findenden Amphibol handelt es sich um eine barroisitische Hornblende mit folgenden optischen Daten:

Z₁c 23–25°, V_x 80–84°; Pleochroismus: X = gelbgrün, Y = grün, Z = bläulichgrün.

Biotite des Glimmerschiefer-Mylonits (∅ bis 0,5 mm) sind weitgehend zu Chlorit umgewandelt (alpin). Sie enthalten zahlreiche Opakkorn-Einschlüsse kleinerer Biotite auch Sagenitgitter.

Ilmenit erreicht in den Phylliten bis zu 4 mm Länge. Stets entmischt Ilmenit senkrecht zur langen Leistenachse stehende Rutil-Nädelchen.

Kalzit bildet in den Marmoren ein Rekristallisations-Gefüge mit Korngrößen zwischen 0,3 und 1,5 mm. Dolomit-Rekristallisations-Gefüge (∅ 0,05–0,1 mm) werden bei späterer Deformation leicht geplättet, die Körner jedoch selten verzwillingt.

Der skizzierte Mineralbestand weist auf unterschiedliche Metamorphosegrade der Grundgebirgsanteile vor der alpinen Metamorphose. Die Phyllite, Kalkphyllite und Grünschiefer wurden voralpin vermutlich nicht amphibolit-faziell aufgeheizt, da klastische Turmalin-Kerne nicht durch Diffusion entfernt wurden (ca. 560°C = T_{Diff.}; vgl. VOLL, 1969). Für diese Gesteine ist eine voralpine Metamorphose der oberen Grünschieferfazies wahrscheinlich. Dafür sprechen auch die Reste von Oligoklas, die durch Kornvergrößerung entstandenen Quarz-Gefüge, die Größe der Hellglimmer sowie die Rekristallisations-Gefüge von Dolomit und Plagioklas.

Ein Großteil der Phyllite und phyllitischen Glimmerschiefer östlich der Drau dürfte eine präalpine Metamorphose im Bereich der oberen Grünschieferfazies bis Amphibolitfazies erlebt haben. Aus sicher amphibolitfaziell geprägten Gesteinen ist der Glimmerschiefer-Mylonit hervorgegangen. Große Turmaline ohne erhaltene klastische Kerne und Überreste von Andesin weisen auf Metamorphose-Temperaturen von über 540°C. Der Amphibolit enthält gleichfalls Andesin, der nach WENK & KELLER (1969) in derartigen Gesteinen im Bereich der Staurolith-Isograde gebildet wird. Diese liegt nach WINKLER (1979) im Temperaturbereich um 540°C.

5.2. Alpin-metamorphe Mineralbildungen und Metamorphosegrad des Grundgebirges

Voralpine Quarzrekristallisations-Körner erwerben in Phylliten, Kalkphylliten und Grünschiefern bei alpiner Deformation suturierte Korngrenzen, zerfallen weitgehend zu Subkörnern und rekristallisieren häufig unter vollständiger Aufzehrung der Altkörner. Bei weiteren Deformationen erwerben die Rekristallisations (∅ bis 0,05 mm) und Altkörner Deformations- und Böhm-Lamellen.

In den Phylliten kristallisiert druckgelöster Quarz in alpinen Streckungshöfen um Opakkörner und Plagioklas sowie in aufgeweiteten alpinen Faltenscheiteln. In den Grünschiefern füllt Quarz alpine Streckungshöfe um Plagioklas, Epidot und Titanit.

Voralpine Hellglimmer werden um F₁-Scheitel gebogen und geknickt. Sie rekristallisieren in alpinen Scherflächen zu feinem Serizit, in alpin deformierten Hellglimmer-Aggregaten wachsen kleine Querglimmer. Im Glimmerschiefer-Mylonit wachsen Serizite in zerfallenden Plagioklasen und in Pseudomorphosen nach (?)Staurolith.

Chlorit wird im Glimmerschiefer-Mylonit aus Biotit gebildet, im Amphibolit aus Amphibol. Die Chlorit-Aggregate werden um B₂-Falten gebogen und geknickt.

In den Phylliten, phyllitischen Glimmerschiefern und Grünschiefern östlich der Drau tritt Chlorit in länglichen Flatschen auf, ist in alpine Scherflächen geregelt und mit Hellglimmern parallel verwachsen. Die Chloritflatschen stellen vermutlich deformierte Pseudomorphosen nach Biotit oder Granat dar. In einem Grünschiefer östlich der Drau wurden die Achsen der Chlorit-Flatschen in Schnitten senkrecht s₁, parallel und senkrecht str₁ vermessen. Die Achsenverhältnisse bleiben in den Schnitten ungefähr gleich. Die Chlorit-Flatschen sind vermutlich aus isometrischen Körnern hervorgegangen, möglicherweise aus Granat. In den Phylliten westlich der Drau tritt der Chlorit in den Schichtsilikatlagen diffus verteilt, bevorzugt in den durch Aufspaltung der Hellglimmer gebildeten Zwickeln auf.

Stengelige Epidot-Körner in Grünschiefern (∅ 0,1–0,5 mm) sind in str₁ zerbrochen und randlich häufig von Klinozoisit umwachsen.

Albite finden sich verbreitet in Phylliten s. l. und Grünschiefern. Sie bilden Anwachssäume an voralpinen Plagioklasen oder wachsen als neue Blasen. Letztere enthalten in den Phylliten nach s₁ geregelte Serizite und opake Minerale, in den Grünschiefern außerdem alpin gebildete Titanite (∅ 0,03–0,1 mm) und in alpiner str₁ zerrissenen Epidot.

Voralpine Kalzite sind in den Kalkmarmoren und Kalkphylliten geplättet und druckverzwillingt, in alpinen Scherflächen rekristallisiert (∅ 0,05–0,1 mm, selten bis 0,5 mm). Die Rekristallisation sind nur selten mechanisch verzwillingt. In Grünschiefern findet sich Kalzit in Rekristallisations-Aggregaten (∅ um 0,1 mm), ferner als feine Einschlüsse in voralpin albitisierten Plagioklasen.

Die alpine Metamorphose erzeugte in allen Gesteinen des Grundgebirges Mineralneubildungen der unteren Grünschieferfazies. Dabei wurde die Quarz-Rekristallisationstemperatur überschritten, die nach VOLL (1976) bei 290° liegt. Diese Temperatur wurde auch in Glimmerschiefer-Mylonit erreicht. Quarz-Rekristallisation ist hier jedoch seltener, Subkornbildung dominiert.

Dolomit rekristallisierte alpin nicht mehr. Die Temperatur der beginnenden Rekristallisation (400–500°C: VOLL, 1980, 1983) wurde nicht erreicht.

6. Metamorphe Mineralbildungen und Metamorphosegrad der permotriadischen Schichten

Die durch Drucklösung formveränderten Quarzklasten der Perm/Skyth-Klastite enthalten alpin gebildete Subkörner. Da auch Kluffquarze diese Züge aufweisen, sind diese sicher erst nach der Sedimentation der Klasten erworben worden.

In wenigen Bereichen zeigen erste feine Quarz-Rekristallisation in den s₁-Scherflächen der Klastite, daß die Temperatur der beginnenden Rekristallisation erreicht wurde.

In sandig-tonigen Partien der Werfener Schichten bilden sich dünne Quarzmobilisate. Die Quarzgangbildung erfolgte hier parallel zur antithetischen s₁-Flächenschar.

Während der ersten Deformation wurde die Tonfraktion der Klastite zu Serizit umgewandelt, der, nach s₁ geregelt, in Druckschattenbereichen von druckgelöstem Quarz umwachsen wird.

Die triadischen Karbonate haben die zum plastischen Verhalten von Kalzit gegenüber Dolomit nötige

Temperatur von 150–200°C (VOLL, 1980) sicher überschritten. Dies wird auch durch Subkornbau und feine Rekristallisation von Quarz in Hornsteinknollen des laminierten Aniskalkes angezeigt.

Für die erste alpine Deformation ist eine Metamorphose-Temperatur von ca. 300°C wahrscheinlich. Sie weist mithin auf seicht grünschieferfazielle Bedingungen, die auch durch Untersuchungen der Illit-Kristallinität bestätigt werden (v. GOSEN et al., 1987).

Die zweite alpine Deformation führte in den Perm/Skyth-Klastiten nicht über Quarz-Drucklösung und Ausbildung feiner Deformationslamellen in den Quarzkörnern hinaus. Quarz-Subkornbau konnte während der zweiten Deformation nicht nachgewiesen werden. Kataklaste und Breccien weisen auf kataklastische Bedingungen, wobei während der Strukturprägungen eine anchizonale Metamorphose nicht auszuschließen ist.

7. Schlußfolgerungen

Die voralpinen Mineralrelikte in den Gesteinen des Grundgebirges zeigen, daß diese Folgen unterschiedlichen voralpinen Metamorphosestufen entstammen.

Die an der Basis der Kathreinkogel-Trias mylonitisierten Glimmerschiefer sind aufgrund ihres voralpinen amphibolitfaziellen Metamorphosegrades als Späne des „Altkristallins“ anzusehen. Sie dürften verschürfte Späne des Mittelostalpinen Kristallins darstellen. Die im tektonisch Liegenden folgenden Phyllite bis phyllitischen Glimmerschiefer erlebten z. T. eine voralpine höher temperierte Grünschieferfazies, z. T. wohl auch amphibolitfazielle Metamorphosegrade. Sie wurden während erster durchdringender alpiner Scherung zu „Phylliten“ umgeformt, die mithin am ehesten als Diaphthorite zu bezeichnen sind. Sichere Belege für eine Gleichsetzung mit den altpaläozoischen Phylliten des Gurktaler Deckenkomplexes im Norden fehlen.

Die Phyllite westlich der Drauschleife von Rosegg weisen lediglich Züge mittlerer grünschieferfazieller Metamorphose auf, Hinweise auf höhere voralpine Metamorphose fehlen. Sie sind lithologisch am ehesten mit den altpaläozoischen Phyllitserien des Gurktaler Deckenkomplexes (Oberostalpin) zu vergleichen.

Mithin teilt die bedeutende NW–SE streichende Störung in der Drauschleife östlich Rosegg zwei unterschiedliche Anteile des Ostalpins:

Im Osten das diaphthoritisch geprägte Kristallin mit auflagernden Permotrias-Schollen, zu denen wohl auch das östlichste Vorkommen von Viktring zu zählen ist (SCHÜNEMANN et al., 1982). Im Westen dagegen grünschieferfazielle Phyllite als Unterlage einer umfangreicheren Permotrias-Abfolge. Geht man von einer Mittelostalpin-Zuordnung der Diaphthorite östlich der Draus, so enden diese an der Störung. Mithin wäre die Fortsetzung des heute erodierten Gurktaler Deckenkomplexes im Hangenden der Diaphthorite östlich der Störung zu sehen.

Aufgrund des tektonischen Kontaktes zwischen permotriadischen Schichten und dem Grundgebirge ist nicht sicher abzuschätzen, in welchem Ausmaß die basalen Perm/Skyth-Konglomerate im Vorkommen östlich des Faaker Sees tektonisch reduziert wurden. Ein Vergleich dieser Permotrias-Folge mit anderen Permotrias-Abfolgen des südlichen Ostalpins (Abb. 2) macht dennoch deren Zuordnung zum Oberostalpin (Drauzug)

wahrscheinlich. Dagegen sind ursprünglicher Schichtumfang und Zuordnung der östlich gelegenen Vorkommen bisher unsicher. Eine Zuordnung zum Oberostalpin ist generell nicht auszuschließen. Eine Anbindung an das Stangalm-Mesozoikum s. str. (Mittelostalpin) am Westrand des Gurktaler Deckenkomplexes ist hingegen nicht beweisbar.

Die bereits geschieferten Schichten der Permotrias wurden durch eine NNE-gerichtete Aufschiebung auf die heutige Unterlage verfrachtet. Das Grundgebirge hat im Zuge dieser Überschiebung seine dritte alpine Deformation erfahren, die über Gefügevergleiche mit der zweiten Prägung der Permotrias parallelisiert werden kann.

Die alpinen Prägungen der Permotrias und des Grundgebirges sind mit der begleitenden Temperierung am ehesten als altalpine (prägosauische) Ereignisse anzusehen. Sichere Hinweise auf jung- und/oder spätalpine Aufschiebungen fehlen. Die jungtertiäre Aufschiebung der Karawankenkette ist mit der hier abgelaufenen Einengungstektonik nicht gleichzusetzen.

Literatur

- ANDERLE, N.: Geologische Karte der Republik Österreich 1 : 50.000, 201–210 Villach-Assling. – Wien (Geol. B.-A.) 1977.
- CLAASSEN, T.: Geologische Neukartierung des Gebietes südlich Velden (Wörthersee), Kärnten – Österreich. – Unveröff. Dipl.-Arb. Fachber. Geowiss. Univ. Hamburg, 99 S., Hamburg 1984.
- COLINS, E. & NACHTMANN, W.: Die permotriassische Schichtfolge der Villacher Alpe (Dobratsch) Kärnten. – Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, 4/2, 1–43, Innsbruck 1974.
- FRITSCH, W.: Das Kristallin von Mittelkärnten und die Gurktaler Decke. – Veröff. Haus Natur Salzburg, 16/3 (Abt. II), 1–27, Salzburg 1965.
- FRITSCH, W., MEIXNER, H. & WIESENER, H.: Zur quantitativen Klassifikation der kristallinen Schiefer, 2. Mitteilung. – N. Jb. Miner. Mh., 1967, 374–376, Stuttgart 1967.
- GOSEN, W., v. PISTOTNIK, J. & SCHRAMM, J.-M.: Schwache Metamorphose in Gesteinsserien des Nockgebietes und im Postvariszikum des Karawankenvorlandes (Ostalpin, Kärnten). – Jb. Geol. B.-A., 130/1, 31–36, Wien 1987.
- GOSEN, W., v. THIEDIG, F.: Erster Hinweis alpidischer Schieferung in postvariszischer Transgressionsserie und Oberkreide des Krappfeldes und der Griffener St. Pauler Berge (Kärnten/Österreich). – Verh. Geol. B.-A., 1979/3, 313–335, Wien 1980.
- HAUSER, C. (Red.): Erläuterungen zu Blatt 201–210 Villach-Assling. – 44 S., Wien (Geol. B.-A.) 1982.
- KAHLER, F.: Zwischen Wörthersee und Karawanken. Geologische Studien im Vorland eines jungen Gebirges. – Mitt. Naturwiss. Ver. Stmk., 68, 83–145, Graz 1931.
- NIEDERMAYR, G. & SCHERIAU-NIEDERMAYR, E.: Zur Nomenklatur, Seriengliederung und Lithofazies der permo-skythischen Basisschichten des Drauzuges. – Verh. Geol. B.-A., 1982, 33–51, Wien 1982.
- PETRASCHECK, W.: Zur Tektonik der alpinen Zentralzone in Kärnten. – Verh. Geol. B.-A., 1927, 151–164, Wien 1927.
- RIEHL-HERWISCH, G.: Die postvariszische Transgressionsserie im Bergland östlich von Magdalensberg. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., 14-15, 229–266, Wien 1965.
- SCHÜNEMANN, M., GOSEN, W., v. THIEDIG, F.: Die Viktringer Permotrias und ihre Beziehung zur Gurktaler Decke (Kärnten-Österreich). – Mitt. Geol. Paläont. Inst. Univ. Hamburg, 53, 191–206, Hamburg 1982.
- SCHWAIGHOFER, B.: Zur Geologie und Petrographie des Altkristallins im südwestlichen Klagenfurter Becken (Kärnten). – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., 16, 149–178, Wien 1966.

- SORDIAN, H.: Zur Geologie des Gebietes Rosegg – Föderlach – Bogenfeld – Egg am Faakersee – Ledенitzen – Mallenitzen – Schlatten – St. Jakob – Mühlbach – Rosegg (Kärnten/Österreich). – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., **12**, 85–103, Wien 1961.
- SORDIAN, H.: Zentralalpine Permotrias (Wauberg – Rudnik – Petelin) im Becken von Klagenfurt. – Verh. Geol. B.-A., **1962**, 330–340, Wien 1962.
- SYLVESTER, H.: Geologische Neukartierung des Mesozoikums zwischen Faaker See und Rosegg (Kärnten/Österreich). – Unveröff. Dipl.-Arb. Fachber. Geowiss. Univ. Hamburg, 121 S., Hamburg 1984.
- TOLLMANN, A.: Semmering und Radstätter Tauern. – Mitt. Geol. Ges. Wien, **1957/58**, 325–354, Wien 1958.
- TOLLMANN, A.: Der Deckenbau der Ostalpen auf Grund der Neuuntersuchung des zentralalpiner Mesozoikums. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., **10**, 3–62, Wien 1959.
- TOLLMANN, A.: Geologie von Österreich, Band 1. Die Zentralalpen. – XVI + 766 S., Wien (Deuticke) 1977.
- UCIK, F. H.: Vererzung und Bergbaue in der Umgebung von Rosegg bei Villach. – Carinthia II, **162/82**, 132–141, Klagenfurt 1972.
- VOLL, G.: Klastische Mineralien aus den Sedimentserien der Schottischen Highlands und ihr Schicksal bei aufsteigender Regional- und Kontaktmetamorphose. – Unveröff. Habil.-Schrift, Techn. Univ. Berlin, 206 S., Berlin 1969.
- VOLL, G.: Recrystallization of quartz, biotite and feldspars from Erstfeld to the Leventina Nappe, Swiss Alps, and its geological significance. – Schweiz. Miner. Petrogr. Mitt., **56**, 641–647, Zürich 1976.
- VOLL, G.: Deformation, crystallization and recrystallization. – Abstr. Intern. Conf. Deform. on rocks, Append. 1–9, Geol.-Paläont. Inst. Univ. Göttingen, Göttingen 1980.
- VOLL, G.: Deformation und Kristallisation wichtiger gesteinsbildender Minerale und ihre Auswirkung auf den Großbau der Westalpen. – Geologie der Alpen, 73. Jahrestagung der Geol. Vereinig., Kurzfassungen 59–60, Berchtesgaden 1983.
- WENK, E. & KELLER, F.: Isograde in den Amphibolitserien der Zentralalpen. – Schweiz. Miner. Petrogr. Mitt., **49**, 157–198, Zürich 1969.
- WINKLER, H. G. F.: Petrogenesis of metamorphic rocks. – X + 348 pp., fifth Ed., Berlin – Heidelberg – New York (Springer) 1979.
- WORSCH, E.: Geologische Kartierung östlich des Faaker Sees. – Anz. Akad. Wiss. Wien, mathem.-naturwiss. Kl., **73**, 1936, 58–59, Wien 1936.
- WORSCH, E.: Geologische Kartierung östlich des Faaker Sees. – Carinthia II, **127/47**, 41–57, Klagenfurt 1937.

Manuskript eingelangt bei der Schriftleitung am 17. Mai 1987.

Tafel 1

Gefügediagramme aus dem vorpermischen Grundgebirge östlich der Drau-Schleife von Rosegg.

Fig. 1: Phyllite

- = voralpiner Lagenbau s_v
- = s_1 -Flächen

Fig. 2: Phyllite

- ▲ = alpine B_1 -Achsen

Fig. 3: Phyllite

- = voralpiner Lagenbau s_v und s_1 -Flächen
- = s_3 -Flächen

Fig. 4: Phyllite

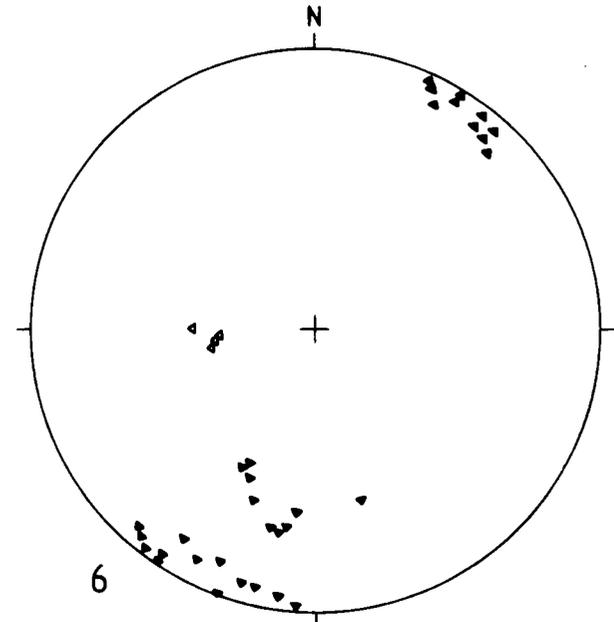
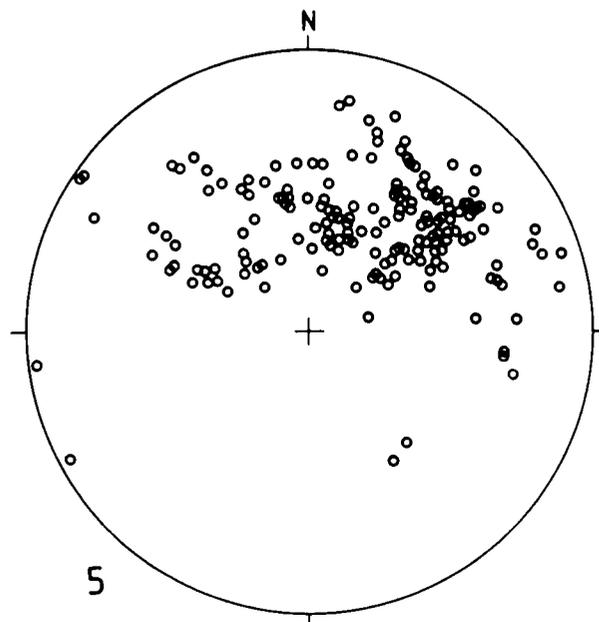
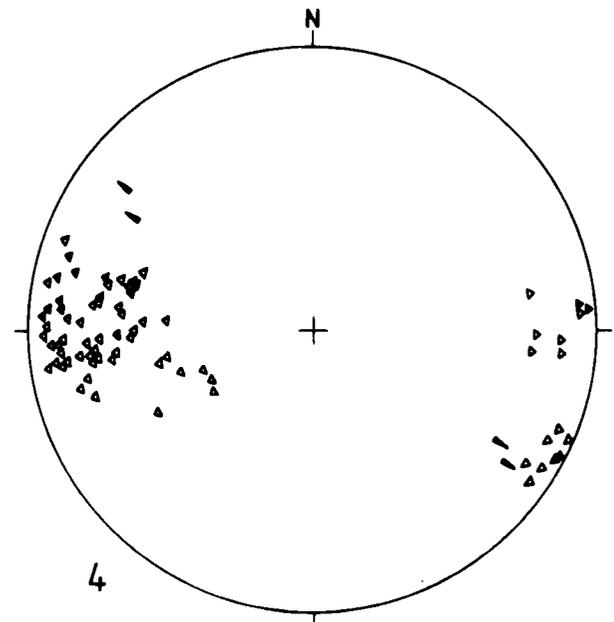
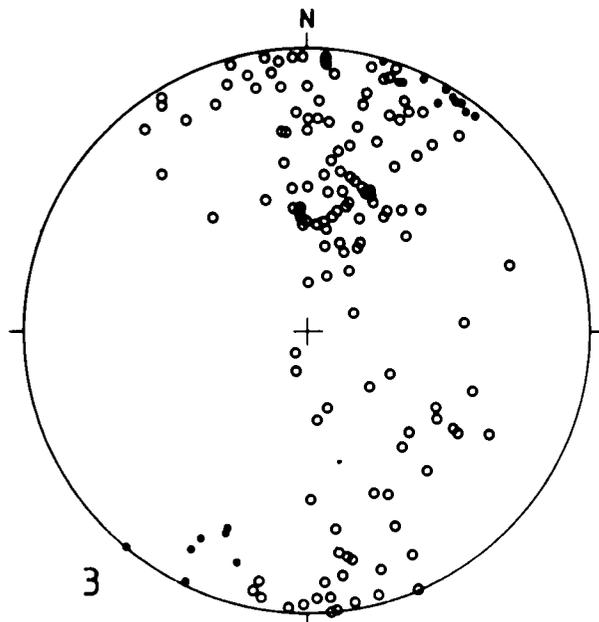
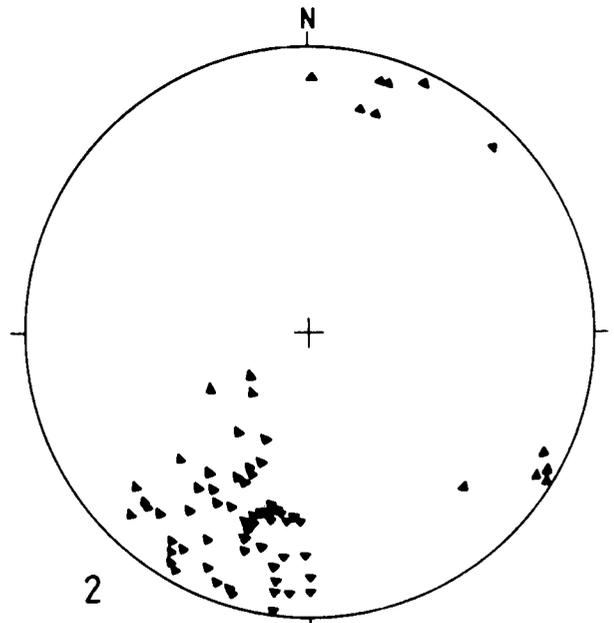
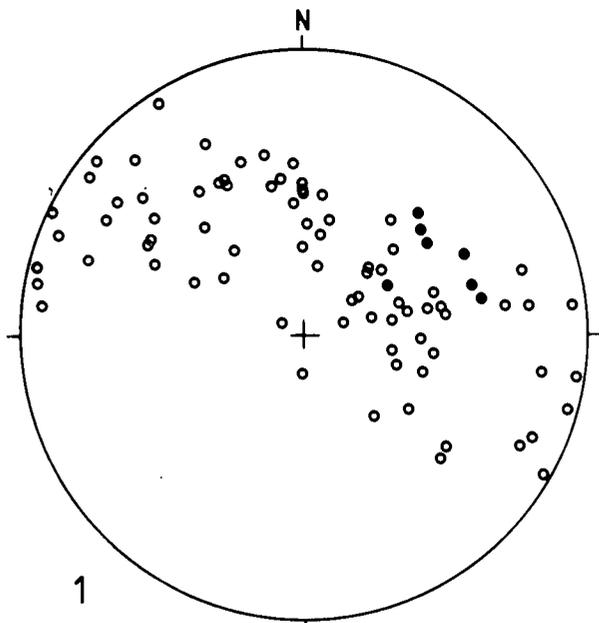
- △ = alpine B_2 -Achsen
- ▲ = alpine B_3 -Achsen

Fig. 5: Kalkmarmore

- = voralpiner Lagenbau s_v

Fig. 6: Kalkmarmore

- ▲ = alpine B_1 -Achsen
- △ = alpine B_2 -Achsen



Tafel 2

Fig. 1: Gefügediagramme des Phyllit/Marmor-Aufschlusses südlich des Tierparkes von Rosegg an der Drau.

- = alpine B₁-Achsen
- ⊙ = alpine B₂-Achsen
- ◆ = voralpines s um alpine B₁ verfaltet
- ◇ = voralpines s um alpine B₂ verfaltet

Fig. 2: Gefügediagramme in den Kalkmyloniten (= Tektonite zweiter alpiner Deformation).

- ⊗ = B₂ bei 140/20°
- = Klüfte
- × = ss bei 54/76° und 230/80°
- = s₂ bei 200/45°
- / = Striemen auf s₂

Fig. 3: Gefügediagramme von der vollständig erhaltenen Antiform vorpermischer Marmore im Tierpark von Rosegg.

- = alpine B₁-Achsen
- ◆ = voralpines s um alpine B₁ verfaltet

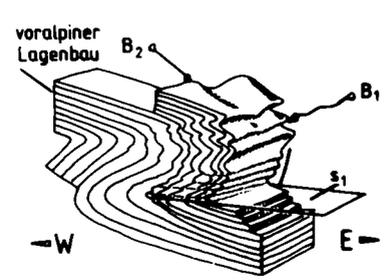
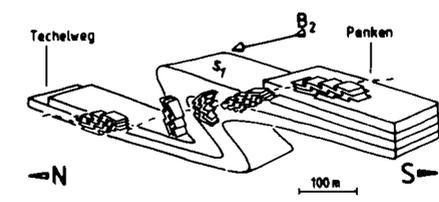
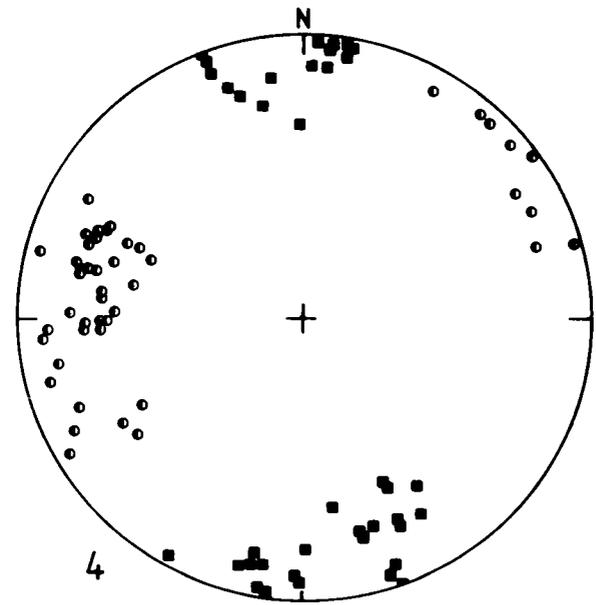
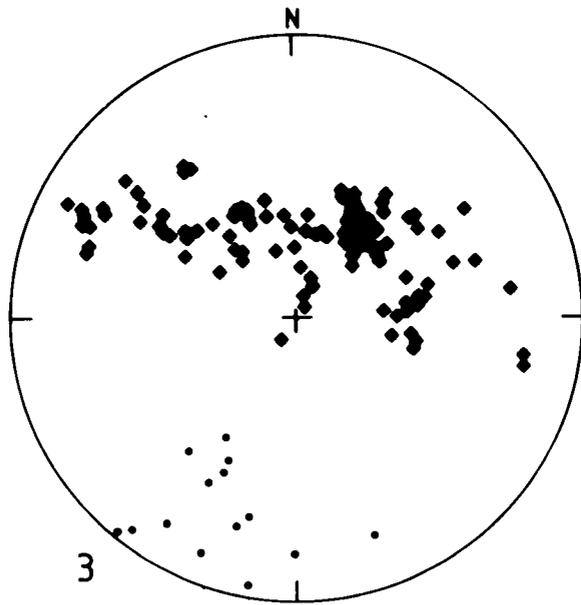
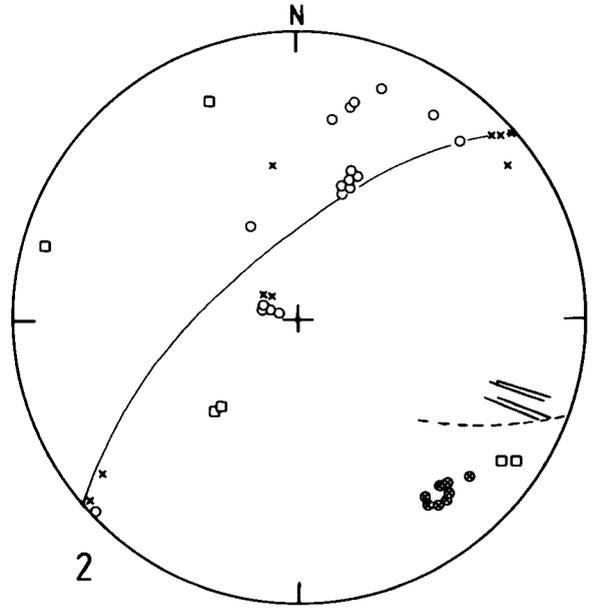
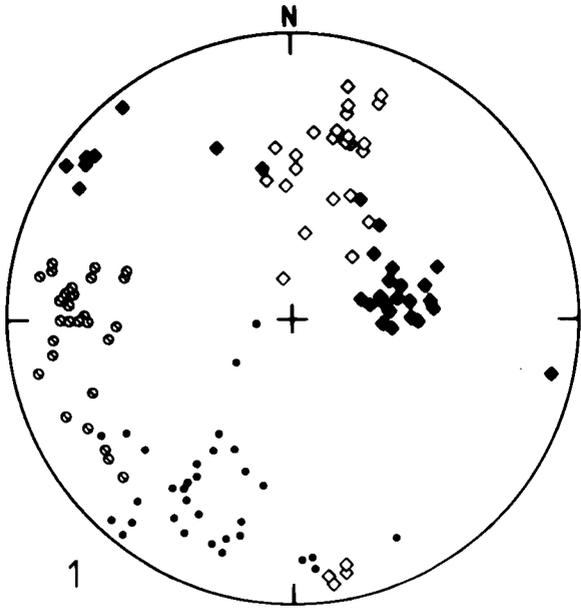
Fig. 4: Gefügediagramme von der vollständig erhaltenen Antiform vorpermischer Marmore im Tierpark von Rosegg.

- = a/c-Klüfte der alpinen F₁
- halbgefüllt = b/c-Klüfte der alpinen F₁

Fig. 5: In den Phylliten zwischen den Ortschaften Penken und Techelweg treten scheinvergente Kleinfalten zweiter alpiner Falten auf. Aus der Lage und Vergenz der dm- bis cm-großen Kleinfalten konnte der übergeordnete Faltenbau ermittelt werden. Die F₂-Großfalten besitzen hier Wellenlängen von ca. 500 m. In der schematischen Zeichnung sind die Kleinfalten stark vergrößert.

Fig. 6: Schematische Darstellung der alpinen Deformationen in den Kalkmarmoren.

Erste alpine Falten F₁ falten den voralpinen Lagerbau in reinen Marmoren mit Wellenlängen im 10 m- bis 100 m-Bereich, in silikatischen Marmoren und Kalkphylliten mit Wellenlängen im cm- bis dm-Bereich. Zweite alpine Falten F₂ treten selten auf, sie besitzen stets große Schenkelwinkel.



Tafel 3

Gefügediagramme erster alpiner Deformation des permotriadischen Deckgebirges.

Fig. 1: Perm/Skyth-Schichten des Petelin-Berges.

- × = ss-Flächen
- ⊙ = δ-Achsen

Fig. 2: Perm/Skyth-Schichten des Petelin-Berges.

- = s₁-Flächen

Fig. 3: Perm/Skyth-Schichten des Petelin-Berges.

- halbgefüllt = a/c-Klüfte der F₁
- △ = hk0-Klüfte

Fig. 4: Triadischer Dolomit von Bogenfeld.

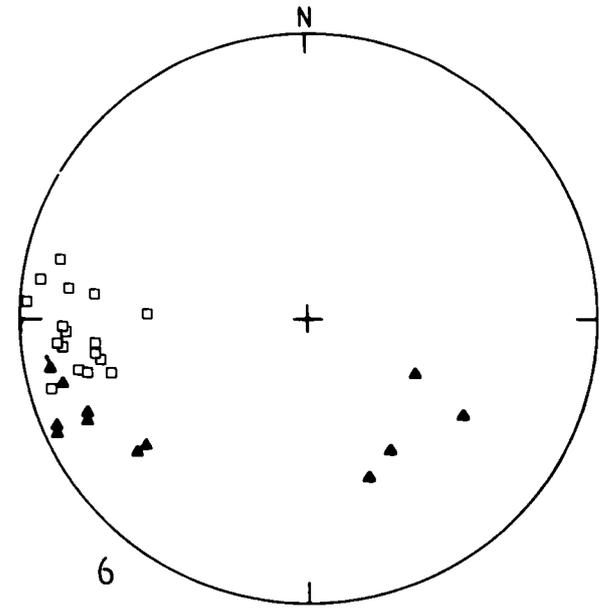
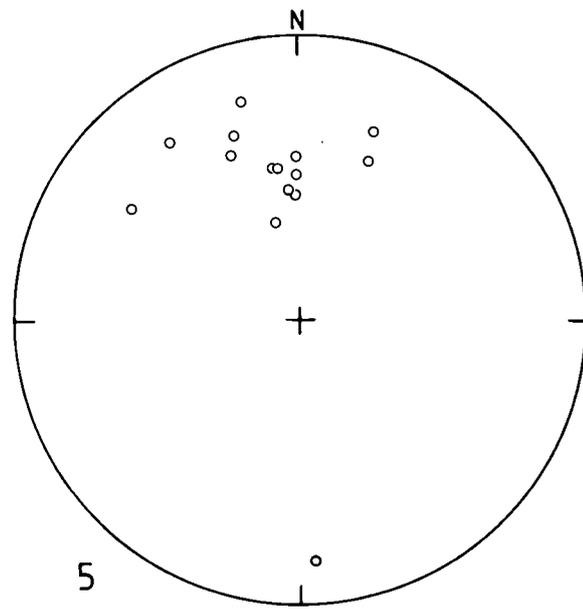
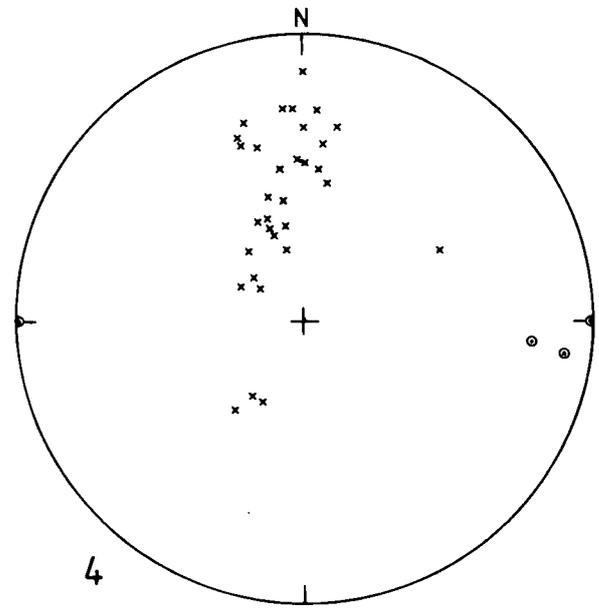
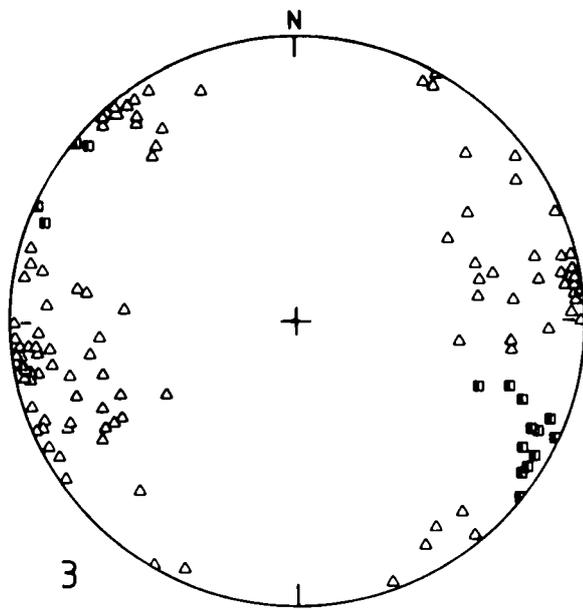
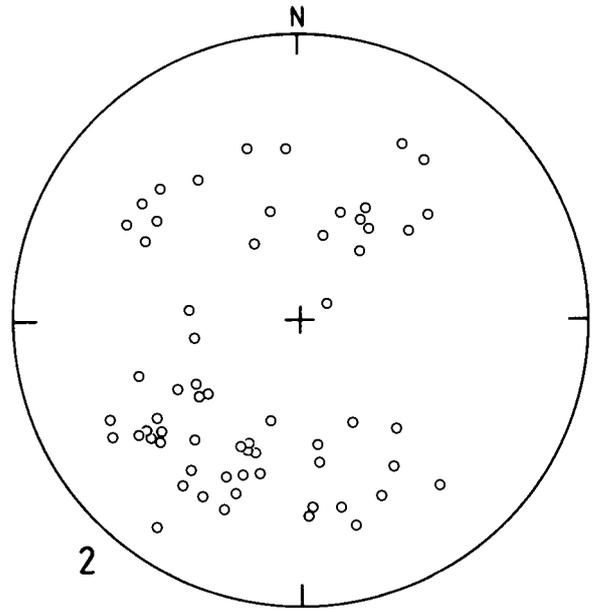
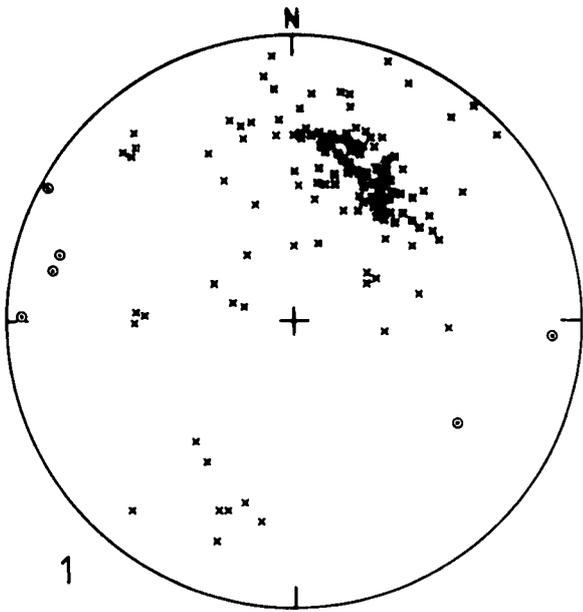
- × = ss-Flächen
- ⊙ = δ-Achsen

Fig. 5: Triadischer Dolomit von Bogenfeld.

- = s₁-Flächen

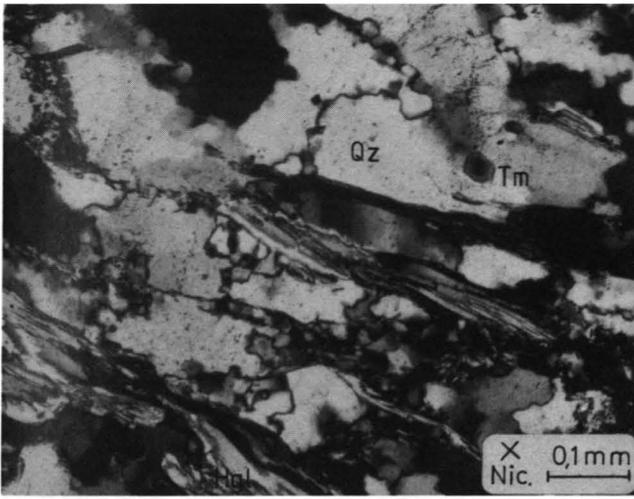
Fig. 6: Triadischer Dolomit von Bogenfeld.

- = a/c-Klüfte der F₁
- ▲ = 0kl-Klüfte der F₁

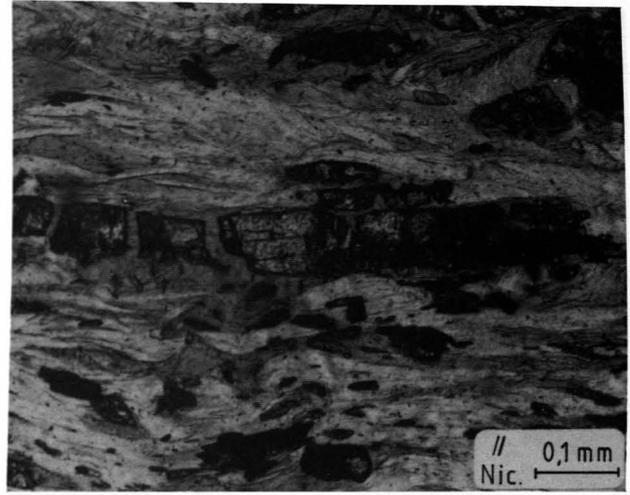


Tafel 4

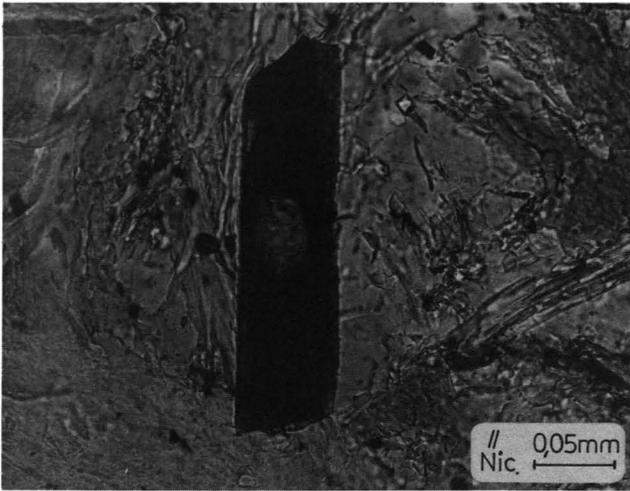
- Fig. 1: Phyllit: Voralpiner Lagenbau aus geregelten Hellglimmern (Hgl) und vergrößerten Quarzrekristalliten (Qz); (Tm = Turmalin).
Das voralpine, polygonale Zellengefüge der Quarze wurde alpin durch Plättung, Suturierung der Korngrenzen und erneute, feinkörnige Rekristallisation im Bereich von Korngrenzen überprägt. Die Hellglimmer wurden bei alpiner Deformation undulös und beginnen randlich zu rekristallisieren.
Dünnschliff einer Probe von 200 m N' des Otuchova, Sh. 580 m.
- Fig. 2: Grünschiefer: Ein stengeliger Epidot ist parallel zum voralpinen Lagenbau und s_1 geregelt und durch Streckung zerbrochen. Ein zugehöriges Streckungslinear streicht ESE-WNW.
Dünnschliff einer Probe vom Techelbach, Sh. 600 m
- Fig. 3: Phyllit: Voralpiner Turmalin mit klastischem Kern; Kernfarbe = gelbgrün; Anwachsfarbe = olivgrün.
Dünnschliff einer Probe von 200 m WSW' des Otuchovagipfels, Sh. 575 m
- Fig. 4: Glimmerschiefer-Mylonit: Große, weitgehend zu Chlorit umgewandelte, voralpine Biotite mit zahlreichen feinen Einschlüssen opaker Substanz.
Dünnschliff einer Probe von 300 m NE' von Kreinz, Sh. 750 m.
- Fig. 5: Phyllit: Voralpiner Oligoklas (An_{30}) mit feiner mechanischer Verzwilligung (Periklin-Lamellen) und gröberer Wachstumsverzwilligung (Albit-Lamellen).
Dünnschliff einer Probe von 400 m ENE' der Kote 626 in Penken
- Fig. 6: Grünschiefer: Rekristallisationsgefüge aus Albit, leicht in s_1 geplättet und teilweise kataklastisch deformiert.
Dünnschliff einer Probe von 600 m NE' von Penken.



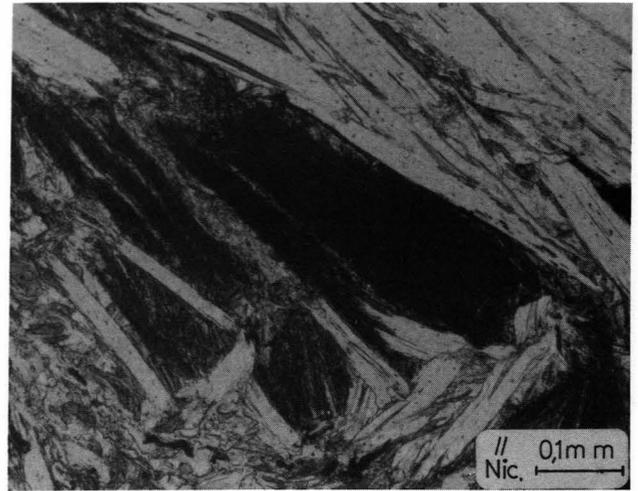
1



2

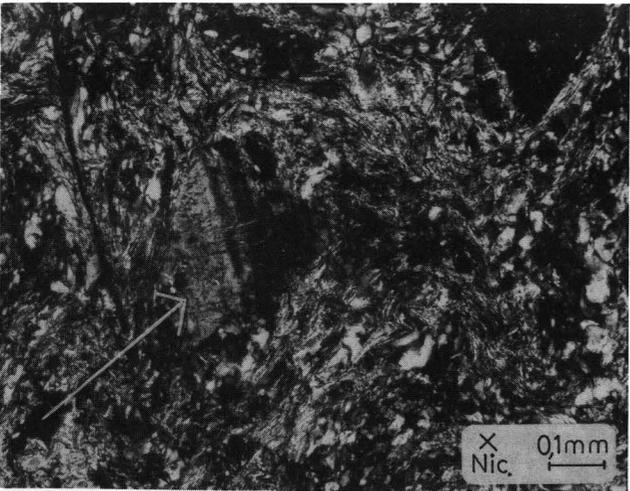


3

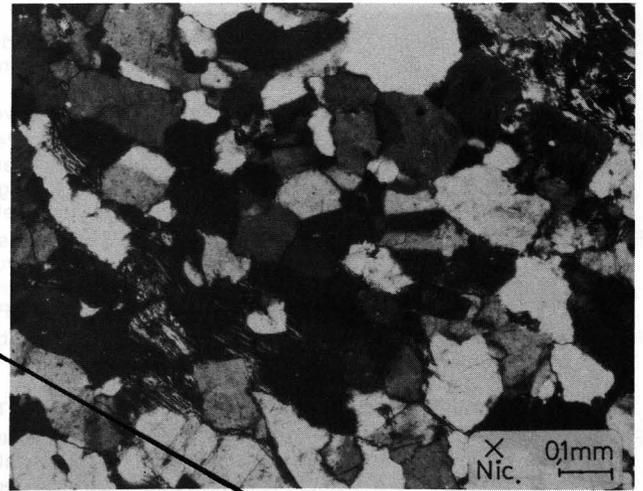


4

Tafel 2



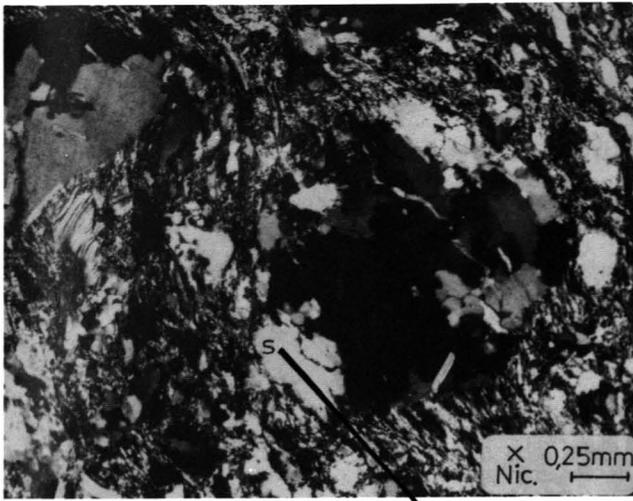
5



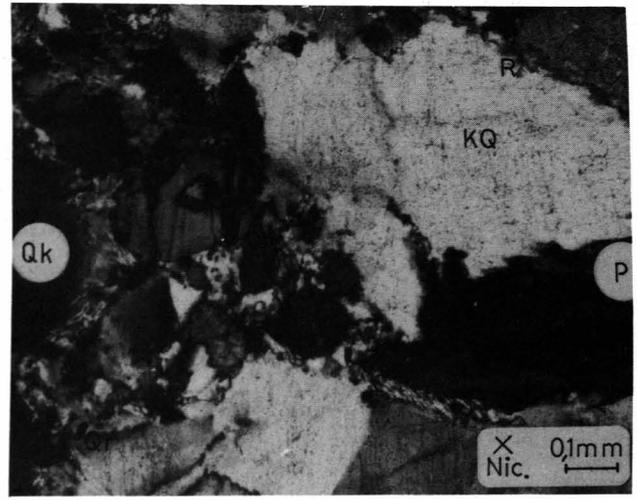
6

Tafel 5

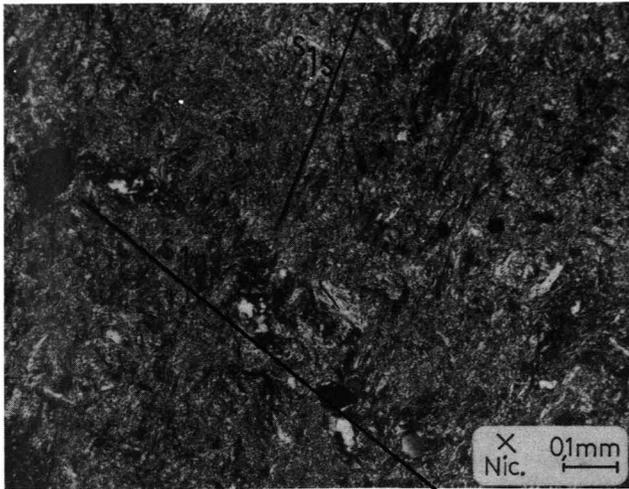
- Fig. 1: Grober Sandstein (Tieferes Perm/Skyth): Die Glimmer des feinkörnigen Quarz-Serizit-Bindemittels sind nach der Schieferung geregelt und umfließen die Klasten. Anwachsungen von druckgelöstem Quarz um geregelte Serizite befinden sich im Druckschatten der Klasten.
Dünnschliff einer Probe aus dem Fermitsch-Bach E' von St. Martin.
- Fig. 2: Obere Partie des Quarzgeröll-Konglomerats (Tieferes Perm/Skyth): Die Quarzklasten (Qk) des Quarzits in der linken Bildhälfte sind polygonisiert und führen zwischen den weitergewachsenen Klasten kleine Rekrystallisate (Qr). Die Kluffquarze (KQ, rechts) führen Deformationslamellen (D) und zeigen gelegentlich auch Rekrystallisate (R).
Dünnschliff einer Probe vom Wegaufschluß N' des Petelin-Berges, Sh. 630 m.
- Fig. 3: Werfener Schichten (Skyth): Die Schichtung wird in diesem Dünnschliff durch die nahezu waagrecht verlaufende Reihung von Quarzklasten abgebildet. Die synthetische Schieferungsschar s_{1s} verstellt die Schichtsilikate. Die antithetische Schieferungsschar s_{1a} wird durch die flach von links oben nach rechts unten verlaufenden Quarzaggregate angezeigt.
Dünnschliff einer Probe vom Vorkommen bei der AWP-Trasse 250 m W' des Moores von St. Martin.
- Fig. 4: Angeschliffene, orientiert entnommene Probe eines gelben Kalkes aus dem Bereich der Kalkmylonite: Im Anschliff ist die Verstellung des fein-laminierten Aniskalkes am alpinen s_2 ($200/45^\circ$) zu erkennen. Die Oberseite des Probenstücks zeigt die dadurch hervorgerufenen B_2 -Achsen ($140/20^\circ$).
Dünnschliff einer Probe vom Wegaufschluß NW' des Tabor-Berges, Sh. 600 m.
- Fig. 5: Angeschliffene Probenstück einer tonigen Feinsandlage des Quarzgeröll-Konglomerats (Tieferes Perm/Skyth): Die Feinschichtung wird durch einen Farb- und Materialwechsel von dunkelgrau-violetten, tonigen Feinsand-Schichten und blaßgrünen Fein- bis Mittelsand-Schichten abgebildet. Wiederholt tritt normale Gradierung auf.
Dünnschliff einer Probe vom Wegaufschluß NNE' des Petelin-Berges.
- Fig. 6: Werfener Schichten im N-S-verlaufenden Petelin-Bach in 545 m Sh: Ein kräftig brauner, kalkig-dolomitischer Silt-Sandstein wird von einem mürben, hellgrauen Fein- bis Mittelsandstein überlagert. Die Schüttung des hellen Sandsteins erfolgte nach dem Schrägschichtungsanschnitt (nachgezeichnet) aus allgemein nördlicher Richtung. Durch Strömung wurden Fetzen des braunen Sandsteins losgerissen und s-förmig verbogen (rip up clast, siehe Kreismarkierung).



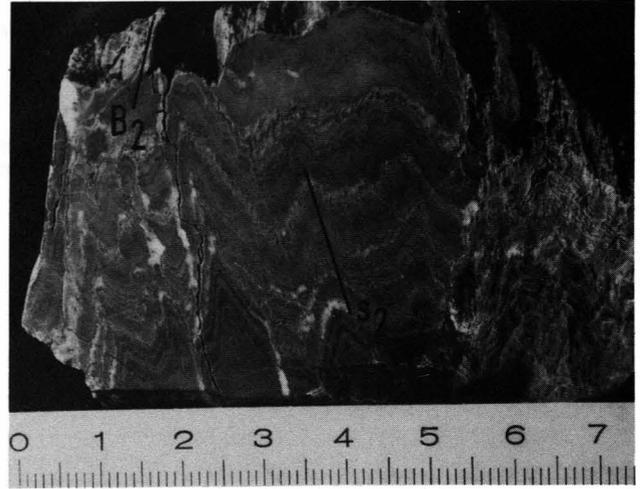
1



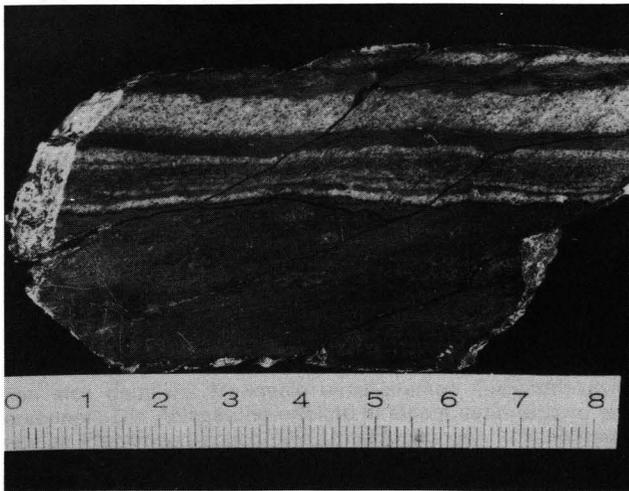
2



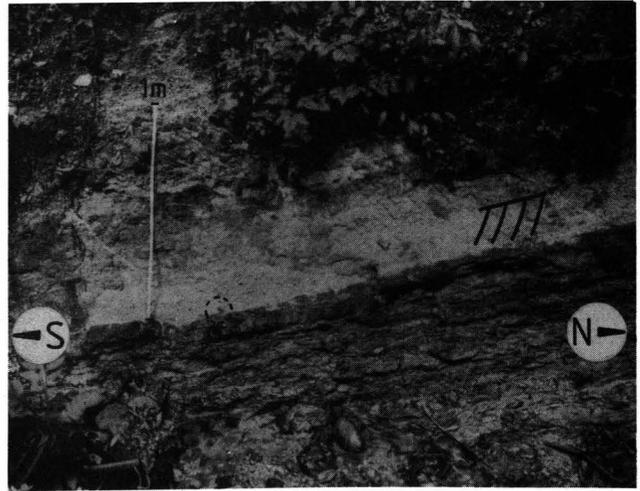
3



4



5



6

Gezeitenbeeinflusste Ablagerungen der Innviertler Gruppe (Ottangien) in der oberösterreichischen Molassezone

Von PETER FAUPL & REINHARD ROETZEL*

Mit 30 Abbildungen und 3 Tabellen

Oberösterreich
Salzburg
Molassezone
Innviertler Gruppe
Sand-Schottergruppe
Lithofazies
Paläoströmung
Sedimentologie
Sedimentpetrologie
Ottangien

Österreichische Karte 1 : 50.000
Blätter 29, 30, 45, 46, 47, 48, 63

Inhalt

Zusammenfassung	415
Abstract	416
1. Einleitung	416
2. Überblick über die Sedimente des Ottangiens in der oberösterreichischen Molassezone	417
3. Lithofazielle Gliederung der Atzbacher Sande und Enzenkirchner Sande	420
3.1. Lithofaziestypen	421
3.1. 1. Lithofazies A ₁	421
3.1. 2. Lithofazies A ₂	422
3.1. 3. Lithofazies A ₃	423
3.1. 4. Lithofazies A ₄	424
3.1. 5. Lithofazies A ₅	424
3.1. 6. Lithofazies B ₁	424
3.1. 6. Lithofazies B ₂	424
3.1. 7. Lithofazies C ₁	428
3.1. 8. Lithofazies C ₂	429
3.1. 9. Lithofazies C ₃	429
3.1.10. Lithofazies C ₄	430
3.2. Lithofaziesbeziehungen	431
4. Granulometrische Untersuchungen	432
5. Paläoströmungsdaten	437
5.1. Atzbacher Sande	437
5.2. Enzenkirchner Sande	439
5.3. Mehrnbacher Sande	439
6. Interpretation der Fazies und des sedimentären Environments	439
6.1. Lithofazies A ₁	439
6.2. Lithofazies A ₂	439
6.3. Lithofazies A ₃ und A ₄	440
6.4. Lithofazies A ₅	441
6.5. Lithofazies B	441
6.6. Lithofazies C	441
7. Zur Schwermineralverteilung und Herkunft des Sedimentmaterials	441
8. Schlußfolgerungen	443
Dank	444
Literatur	444

Zusammenfassung

In der Sandfazies der Innviertler Gruppe des Ottangiens (Untermiozän) in der oberösterreichischen Molassezone lassen sich deutliche Merkmale einer starken Gezeitenaktivität erkennen. Die Ablagerung erfolgte in einem sandreichen, subtidalen Flachmeerbereich. Die Untersuchungen konzentrierten sich schwerpunktmäßig auf die Atzbacher und Enzenkirchner

Sande. Eine Unterscheidung von drei, sich lateral verzahnenden Lithofaziesgruppen ist auch kartenmäßig möglich. Die erste Faziesgruppe, die den hangenden Abschnitt der Atzbacher Sande einnimmt, wird als subtidale Rinnenfazies mit (?) longitudinalen Sandbänken und dazwischen auftretenden subtidalen Sandwellenfeldern sowie pelitreichen Flächen interpretiert. Die zweite Lithofaziesgruppe, die den liegenden Abschnitt repräsentiert, scheint überwiegend von kleineren subtidalen Sandwellen- und Rippelfeldern aufgebaut zu sein, während die dritte Gruppe im unmittelbaren Übergangsbereich zu den liegenden Vöcklaschichten Hinweise auf ein seichtes subtidales bis (?)intertidales Milieu führt. Das Gesamtprofil der Atzbacher Sande läßt sich als transgressive Serie interpretieren, die von

*) Anschriften der Autoren: Univ.-Prof. Dr. PETER FAUPL, Institut für Geologie der Universität Wien, Universitätsstraße 7/III, A-1010 Wien; Dr. REINHARD ROETZEL, Geologische Bundesanstalt, Rasumofskygasse 23, A-1031 Wien.

der Schelfschlammfazies des Ottnanger Schliers überlagert wird.

Aus den polymodal verteilten Paläoströmungsdaten läßt sich auf eine ausgeprägte Asymmetrie in der Intensität der Gezeitenströmungen schließen. In der Beckenmitte dominierte eine ENE gerichtete Strömung, die aus paläogeographischer Sicht wahrscheinlich dem Flutstrom entsprach, während der entgegengesetzten, ungefähr WNW gerichteten Strömung nur im Randbereich der Böhmisches Masse eine größere Bedeutung zukam. Die maximale Geschwindigkeit des Flutstromes im Bereich der Sandwellenfelder wurde mit ungefähr 0,5 m/sec errechnet.

Die Schwermineralzusammensetzung, die in den Sanden der Innviertler Gruppe der Sand-Schottergruppe weitgehend ident ist, weist auf großteils alpine Herkunft des Sedimentmaterials hin. Aufgrund der Paläoströmungsdaten kann in der oberösterreichischen Molassezone im Ottnangien ein genereller Sedimenttransport von W nach E angenommen werden. Als Haupteinspeisungspunkt für das sedimentäre Material kann der sogenannte „Ursalzach-Fächer“ angesehen werden, von dem das Sedimentmaterial durch die Gezeitenströmungen und wahrscheinlich auch durch Beckenlängsströmungen in weiterer Folge verteilt wurde.

Abstract

In the Molasse zone of Upper Austria the sand facies of the Innviertel Group (Ottnangien, Lower Miocene) was deposited in a sand-rich subtidal shallow marine environment under strong tidal influence. The investigations were mainly focused on the Atzbach Sands and Enzenkirchen Sands. Three lithofacies groups can be distinguished and also mapped which show lateral transitions. The upper part of the Atzbach Sands can be interpreted as a sequence deposited in subtidal channels with (?) longitudinal shoals, small-scale subtidal sandwaves and muddy areas. The lower part of the Atzbach Sands was deposited in fields covered by small sandwaves and ripples. The lowermost sections against the underlying Vöckla beds show sedimentary features of shallow subtidal to (?) intertidal environments. The whole section of the Atzbach sands exhibits a transgressional sequence overlain by the muddy shelf sediments of the Ottnanger Schlier.

Polymodal distribution patterns of paleocurrent data give evidence of a distinct asymmetry of the intensity of the tidal currents. The ENE direction represents the predominant current within the central part of the basin. From paleogeographical considerations it should be the flood direction. In the area of the sand wave fields the maximum tidal speed was approximately 0,5 m/sec. The opposite WNW directed current becomes more important towards the north, close to the Bohemian Massif.

Heavy minerals, which are nearly similar within the whole Innviertel Group and in the fan-delta system of the Sand-Schottergruppe, are derived from a main Alpine source area. This fan - delta system could be the feeder point of the sands which were then distributed further by tidal currents and possibly also by longshore currents.

1. Einleitung

Während des Unteren Miozäns war vom Oberen Egenburgien bis zum Ottnangien das Vorland des gefalteten Alpenkörpers von einem durchgehenden schmalen Meeresbereich erfüllt. Dieses Meer reichte von der westlichen Paratethys, welche über die Rhonesenke mit dem Westmediterrän in Verbindung stand, über die zentrale Paratethys bis weit nach Osten, in die Region des heutigen Kaspischen Sees (F. RÖGL & F. STEININGER, 1983).

In der Molassezone von Oberösterreich entsprechen die marinen Schichten der Innviertler Gruppe dem jüngeren Abschnitt dieser untermiozänen Meerestransgression. Diese Ablagerungen des Ottnangiens sind in diesem Gebiet besonders weiträumig verbreitet. Zeitgleiche Ablagerungen dieses Meeres in der westlichen Paratethys sind die Schichten der Oberen Meeresmolasse.

Die Molassezone Oberösterreichs erstreckt sich vom Kristallin der Böhmisches Masse im Norden und Nordosten bis an die Überschiebungslinie von Helvetikum und Flyschzone im Süden, und verbreitert sich gegen Westen stetig (Abb. 1). Die subalpine Molassezone reicht noch weit unter den Alpenkörper nach Süden. Der asymmetrisch gegen Süden immer tiefer werdende Molassetrog besteht aus überwiegend klastischen Sedimenten des Obereozäns bis Pliozäns, die insgesamt bis über 3500 m Mächtigkeit erreichen (vgl. K. KOLLMANN, 1977; W. FUCHS, 1980; L. WAGNER, 1980; O. MALZER, 1981; H. POLESNY, 1983; A. TOLLMANN, 1985).

In der Oberen Meeresmolasse der Schweiz aber auch von Deutschland, konnte ein bedeutender Einfluß der Gezeitenaktivität auf die fazielle Entwicklung der Sedimente nachgewiesen werden (vgl. J. HÜLSEMANN, 1955; P. HOMEWOOD & Ph. A. ALLEN, 1981; Ph. A. ALLEN & P. HOMEWOOD, 1984; Ph. A. ALLEN et al., 1985), sodaß es nahe lag, auch in der oberösterreichischen Molassezone diesen Fragen nachzugehen.

Die vorliegenden Untersuchungen wurden durch die Bearbeitung der Forschungsbohrung Kemating K 1 (M. HEINRICH, 1982, 1983, 1984), die durch Serien des Ottnangiens abgeteuft wurde, initiiert. Gleichzeitig wurde einer der Autoren (R. R.) mit der geologischen Kartierung der Blätter Ried/Innkries (ÖK 47) und Vöcklabruck (ÖK 48) betraut. Im Zuge dieser Arbeiten zeigte sich, daß für die marinen Schichten des Ottnangiens bezüglich der Fazies und des Ablagerungsmilieus nur sehr spärliche Informationen vorlagen.

So ist nach F. RÖGL, O. SCHULTZ & O. HÖLZL (1973) aufgrund der Faunenzusammensetzung und der Lithologie der Ottnanger Schlier ein Sediment des tieferen Neritikums bis Bathyals, die Fossilreichen Grobsande am nördlichen Massivrand dagegen im seichten bis mittleren Sublitoral abgelagert.

H. KURZWEIL (1973) konnte für den Robulus- und Rotalienschlier Hinweise auf „flachmeerische Sedimentationsbedingungen und den bewegten Uferfernbereich, in dem Ablagerungen aus gleichförmiger Suspension überwiegen“, erkennen.

Die Ablagerungen der Sand-Schottergruppe werden als eine im seichten marinen Schelfbereich abgelagerte Grobschüttung eines von Süden aus den Alpen kommenden Flusses interpretiert (F. TRAUB, 1948; F. ABERER & E. BRAUMÜLLER, 1949; F. ABERER, 1958; G. FRASL & J. HERBST, 1983; J. HERBST, 1985), die sich mit den pelitischen bis sandigen Sedimenten des Ottnangiens verzahnt.

Das Ziel der vorliegenden Arbeit ist eine Darstellung des lithofaziellen Aufbaues einiger ausgewählter, charakteristischer Sandhorizonte des Ottnangiens der oberösterreichischen Molassezone.

Der Schwerpunkt liegt im Bereich der Atzbacher Sande. In Verbindung mit den Paläoströmungsdaten werden Vorstellungen über das sedimentäre Environment erarbeitet. Über die Schwermineralverteilung wird versucht, die Liefergebietsprovinzen näher einzugrenzen.

2. Überblick über die Sedimente des Ottnangiens in der oberösterreichischen Molassezone

(Abb. 1, Tab. 1)

Während im östlichen Teil der oberösterreichischen Molassezone relativ einheitliche pelitische Sedimente des Ottnangiens vorherrschen, treten im gleichen Zeitabschnitt im Westen, im zentralen Teil und am nördlichen Massivrand vielfältig faziell und stratigraphisch gegliederte Pelite, Sande und Schotter mit starker vertikaler und lateraler Verzahnung auf (F. ABERER & E. BRAUMÜLLER, 1949; F. ABERER, 1958, 1960, 1962; E. BRAUMÜLLER, 1959, 1961; W. FUCHS, 1968; vgl. Abb. 1 und Tab. 1).

Diese Ablagerungen der Innviertler Gruppe werden im Hausruck und Kobernausser Wald von der limnisch-fluviatilen Formation Kohleführender Süßwasserschichten des Mittel- bis Obermiozäns überlagert. Sie setzen sich gegen Bayern unter den pleistozänen Terrassensedimenten und Moränen der Inn-Salzach-Niederung und den Ablagerungen der Oberen Süßwassermolasse fort. Im westlichen Oberösterreich und dem angrenzenden Bayern sind außerdem die brackischen *Oncophora*-Schichten über der Innviertler Gruppe verbreitet. Auf der Traun-Enns Platte im Osten werden die Ablagerungen des Ottnangiens von den quartären Sedimenten des Traungletschers großflächig bedeckt.

Die Sedimente der Innviertler Gruppe liegen flach schüsselförmig zwischen dem Alpenrand im Süden und der Böhmisches Masse im Norden.

Sie werden im Gegensatz zu den älteren Molassesedimenten in Oberösterreich nicht mehr in den alpinen Deckenbau einbezogen, sondern heben schon vor dem Alpennordrand aus. Ein geringes, tektonisch bedingtes Einfallen gegen Norden von älteren Sedimentanteilen des Ottnangiens am Südrand der Molassezone weist auf das Ausklingen des alpinen Deckenschubes während des Ottnangiens hin. Die Innviertler Gruppe liegt im allgemeinen konkordant über den Ablagerungen des Eggenburgiens (Haller Formation), wobei die Grenze zwischen beiden Einheiten im Becken weder lithologisch noch paläontologisch fixiert ist. Im Norden reichen die Sedimente über die nördliche Verbreitungsgrenze aller älteren Molassesedimente hinaus und transgredieren teilweise direkt über dem Kristallin der Böhmisches Masse. Die Festlegung der südlichen Verbreitungsgrenze des Ottnangiens ist dagegen durch die spätere Erosion und teilweise Bedeckung mit jüngeren, meist quartären Sedimenten problematisch.

Die größte Sedimentmächtigkeit des Ottnangiens liegt in der westlichen Beckenmitte und nimmt gegen Osten und Westen allmählich ab. Nach F. ABERER (1958) kann eine maximale Ablagerungsmächtigkeit von 650 m–700 m im Ottnangien in diesem Raum angenommen werden.

Dem Unteren Ottnangien gehört der vorwiegend im östlichen Oberösterreich verbreitete Robulusschlier s. str. (V. PETERS, 1936) an. Die relativ einheitlichen, glimmerreichen, feinsandigen Silte mit dünnen Feinsandzwischenlagen gehen durch zunehmende Einschaltungen von sandigen Lagen lateral gegen Westen in die Vöcklaschichten (F. ABERER, 1958) über. Innerhalb dieser ist eine weitere Zunahme des Sandanteils von Osten nach Westen zu beobachten. Die glimmer- und glaukonitreichen Fein- bis Mittelsande stehen in in-

tensiver Wechsellagerung mit sandigen Silten, wobei in den oft stark durchwühlten, dm-mächtigen Sedimentpaketen Linsen- und Flaserschichtung vorherrschen (F. ABERER, 1958; R. ROETZEL, 1985, 1986).

Unter kontinuierlicher Abnahme des Pelitanteiles gehen Robulusschlier s. str. und Vöcklaschichten im Hangenden in die Atzbacher Sande (K. FRIEDL in: V. PETERS, 1936) über.

Die glimmerreichen Fein- und Mittelsande, teilweise mit dünnen Grobsand- und Feinkieslagen und hohem Glaukonitanteil, zeigen häufig dm-mächtige, intern schräggeschichtete Horizonte, getrennt durch rippelgeschichtete Pelitlagen. Daneben sind aber auch weitgehend massige Sedimente zu finden. Neben synsedimentären Rutschungs- und Entwässerungsstrukturen sind oft Pelitklasten und Horizonte aus inkohlten Pflanzenresten zu erkennen (R. GRILL, 1954, 1955; F. ABERER, 1958; R. ROETZEL, 1985, 1986).

Konkordant über den Atzbacher Sanden folgt der Ottnanger Schlier (R. HOERNES, 1875), der vorwiegend aus gut geschichteten und glimmerreichen, sandigen Silten mit dünnen Feinsandbestegen und -zwischenlagen besteht. In den liegenden und hangenden Teilen ist eine intensive Wechsellagerung der Pelite mit flasergeschichteten, glimmerreichen Feinsanden zu beobachten (F. ABERER, 1958; R. ROETZEL, 1986). Die reiche Fossilführung (R. HOERNES, 1875; R. SIEBER, 1956), besonders in der alten Schliergrube an der Schanze bei Ottnang, war der Grund, diesen Aufschluß als Holostratotypus des Ottnangiens zu wählen (F. RÖGL, O. SCHULTZ & O. HÖLZL, 1973).

So wie der Robulusschlier s. str. führen auch die Vöcklaschichten, die Atzbacher Sande und der Ottnanger Schlier vollmarine Mikrofaunen mit der charakteristischen Gattung *Lenticulina* („Robulussauna“), wodurch diese Schichtglieder von F. ABERER (1958) zum Robulusschlier s. l. zusammengefaßt wurden. Innerhalb dieser Schichtglieder bestehen auch laterale Verzahnungen.

Eine den Atzbacher Sanden vergleichbare Sandeinschaltung im Robulusschlier s. l. sind die am nordwestlichen Kristallinrand aufgeschlossenen Enzenkirchner Sande (F. ABERER, 1958). Auffallend sind in dem, den Atzbacher Sanden lithologisch sehr ähnlichen Sandpaket, die im unteren Teil gehäuft auftretenden, m-mächtigen Pelitklastenhorizonte (H. BÜRGL, 1951a; F. ABERER, 1958; W. FUCHS, 1963, 1964, 1966, 1968).

Die am nördlichen Massivrand vorkommenden Phosphoritsande (J. SCHADLER, 1932, 1934a, 1934b, 1947) und Fossilreichen Grobsande (W. FUCHS, 1968) sind Ablagerungen des Unteren Ottnangiens, die teilweise direkt dem Kristallin auflagern (H. BÜRGL, 1951a, 1951b; H. HOLY, 1952; E. ENICHLMAYR, 1983). Treten diese glaukonitreichen und fast immer schräggeschichteten Mittel- und Grobsande unmittelbar über dem Älteren Schlier des Egeriens oder zumindest in dessen Nähe auf, so führen sie die aus diesem Pelit aufgearbeiteten Phosphoritkonkretionen.

Die Phosphoritknollen fehlen daher besonders im Nordwesten, wo die nördliche Verbreitungsgrenze der Pelite des Egeriens deutlich nach Süden zurückweicht.

Pelitzwischenlagen in diesen Sanden führen die für das Ottnangien typische benthonische und planktonische Mikrofauna (H. BÜRGL, 1951a; K. GOHRBANDT in: E. BRAUMÜLLER, 1961; F. RÖGL, 1969). Weiters ist die teilweise reiche Makrofossilführung auffallend (R. GRILL, 1937; E. HOFMANN, 1944, 1952; F. ABERER,

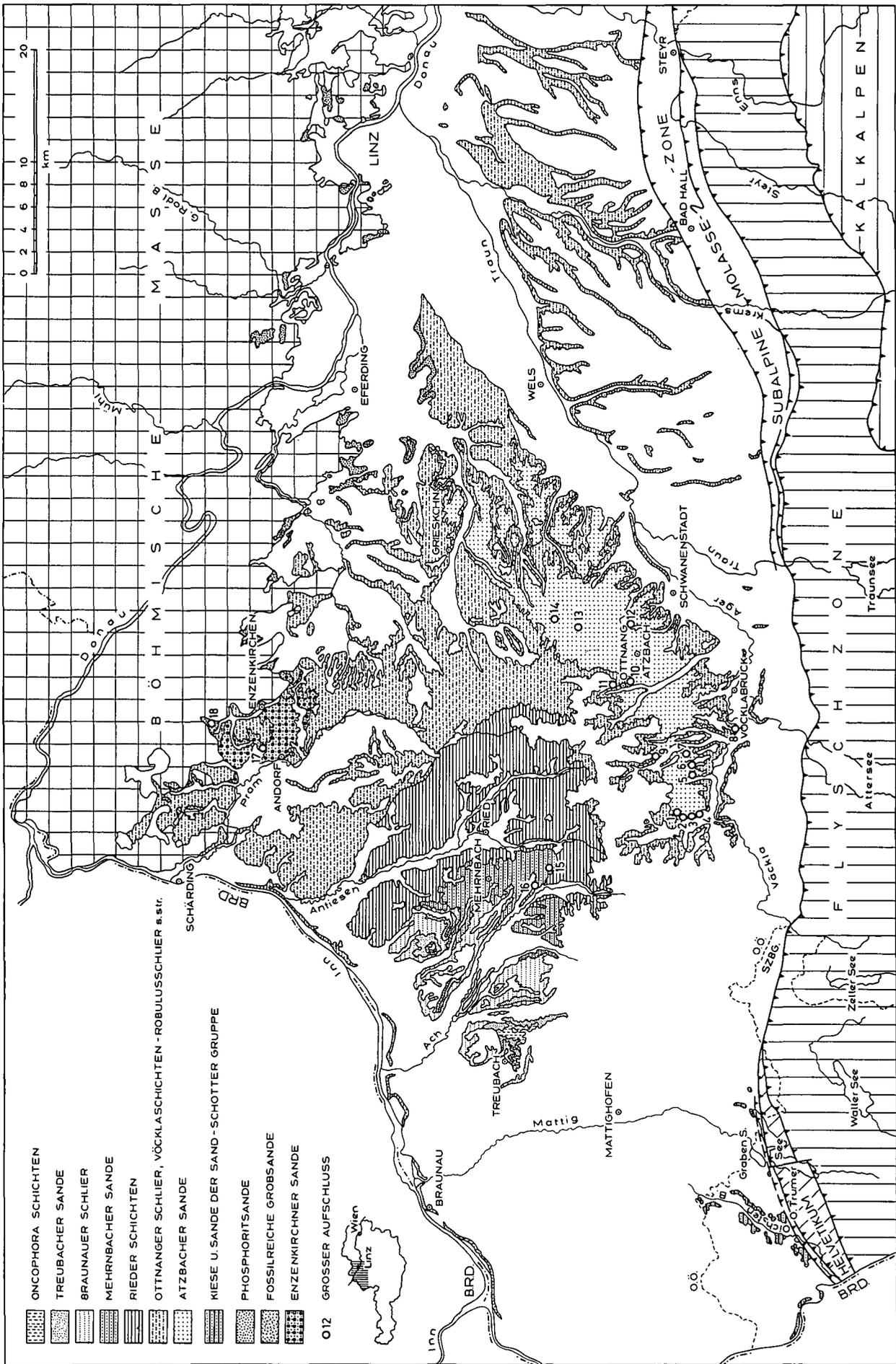


Abb. 1.
 Geologische Übersichtskarte der westlichen Molassezone Österreichs mit besonderer Berücksichtigung der Ablagerungen des Otnangiens, zusammengestellt nach geologischen Karten von F. ABERER & E. BRAUMÖLLER (1949), F. ABERER (1958), J. SCHADLER (1952, 1964) und unveröffentlichten geologischen Karten von E. BRAUMÖLLER und W. FUCHS.
 1 = Haslau-Neue Welt; 2 = Haslau; 3 = Zipf-Nord; 4 = Zipf-Dorf; 5 = Kogl; 6 = Puchkirchen-Berg; 7 = Roith; 8 = Timplkam; 9 = Bruck; 10 = Otnang-Fischer; 11 = Otnang-Schanze; 12 = Kasberg; 13 = Obelsham; 14 = Gaspostshofen; 15 = Bohrung Kemating K1; 16 = Mägetsham; 17 = Seifriedsedi; 18 = Mitterdorf.

Tabelle 1.
Die Schichtfolge des Oberen Eggenburgiens und Ottnangiens in der Molassezone Oberösterreichs, Salzburgs und Niederbayerns.

		MOLASSEZONE IN OBERÖSTERREICH UND SALZBURG			
NIEDERBAYERN		SW- und W-Teil	Zentraler Teil	N-Teil	E-Teil
OBER	LAKUSTRISCHE SCHICHTEN UNIOSANDE SCHILLSAND-BEREICH BEREICH DES AUSSÜSSUNGS- HORIZONTES	ONCOPHORASCHICHTEN	ONCOPHORASCHICHTEN		
	GLIMMERSAND-BEREICH SCHILLHORIZONT MEHLSAND-BEREICH				
MITTEL	GLAUKONITSANDE - BROMBACHER MEERESSAND LITORALFAZIES VON HOLZBACH UND HÖCH BLÄTTERMERGEL	S A N D - S C H I C H T E R G R U P P E	TREUBACHER SANDE BRAUNAUER SCHLIER MEHRNBACHER SANDE RIEDER SCHICHTEN (ROTALIENSCHLIER)	GLAUKONITISCHE SERIE	
	UNTER		NEUHOFENER SCHICHTEN	OTTNANGER SCHLIER ATZBACHER SANDE VÖCKLASCHICHTEN	ROBULUSSCHLIER S.L.
OBER EGGENBG.	ORTENBURGER MEERESSAND		HALLER FORMATION	HALLER FORMATION	HALLER FORMATION

1958; E. THENIUS, 1960; O. SCHULTZ, 1965, 1969; F. RÖGL, O. SCHULTZ & O. HÖLZL, 1973).

Im nördlichen Molassebereich ist der dort verbreitete Robulusschlier s. l. mit Ausnahme der vorhin erwähnten Enzenkirchner Sande, nicht durch Sandeinschaltungen gegliedert. Dieser Robulusschlier s. l. verzahnt sich gegen Norden mit den Phosphoritsanden und Fossilreichen Grobsanden und transgrediert besonders im Westen noch über diese Grobsande direkt auf das Kristallin (W. FUCHS, 1968).

Der Robulusschlier s. l. setzt sich in Bayern in den Neuhofener Schichten fort (F. NEUMAIER & H. WIESENER, 1939; F. ABERER, 1958; W. BAUBERGER & H. J. UNGER, 1984; H. J. UNGER, 1984; H. J. UNGER & W. BAUBERGER, 1985).

Während alle bisher besprochenen Schichtglieder Ablagerungen des Unteren Ottnangiens sind, gehören die im Hangenden des Robulusschliers s. l. folgenden Rieder Schichten (F. ABERER, 1958) bereits dem Mittleren Ottnangien an.

Mikrofaunistisch unterscheiden sich die Rieder Schichten deutlich von den älteren Sedimenten durch das Überwiegen der Gattung *Ammonia* („Rotalienfauna“).

Dieses daher als Rotalienschlier bezeichnete Schichtglied besteht im Süden vorwiegend aus gut geschichteten, tonigen Silten mit dünnen, glimmerreichen Feinsandzwischenlagen und Feinsandlinsen, in die mächtige Fein- bis Mittelsandhorizonte eingeschaltet sind (F. ABERER, 1958; D. MAYERHOFER, 1985; Ch. RUPP, 1985).

Durch Abnahme des Sandanteiles entwickelt sich gegen Norden ein gut gebankter, schwach sandig-glimmeriger Tonsilt mit nur wenigen Feinsandlagen und -besten.

Über den Rieder Schichten folgt eine als Glaukonitische Serie bezeichnete Schichtfolge, die aus den Mehrnbacher Sanden, dem Braunauer Schlier und den Treubacher Sanden besteht. Innerhalb dieser Schichtglieder bestehen sowohl laterale als auch vertikale Verzahnungen.

Die Mehrnbacher Sande (F. ABERER, 1958) sind fast immer schräggeschichtete Fein- bis Mittelsande. Sie führen häufig rippelgeschichtete Pelitzzwischenlagen oder Pelitflasern, die besonders im Übergangsbereich zu den Rieder Schichten bzw. zum hangenden Braunauer Schlier deutlich zunehmen.

Der Braunauer Schlier (F. ABERER, 1958) wird aus glimmerigen und feinsandigen Silten bis Tonen aufgebaut, die durch meist dünne Feinsandlagen und -besten im cm-Bereich geschichtet sind.

Über dem Braunauer Schlier liegen konkordant die Treubacher Sande (F. ABERER, 1958) als jüngstes marines Schichtglied des Ottnangiens. In den meist stark verwühlten, glimmer- und glaukonitreichen Feinsanden treten nur selten Pelitzzwischenlagen, aber öfter interne Schrägschichtung und syndementäre Entwässerungsstrukturen auf. In Bayern liegen über dem dort als Blättermergel bezeichneten Äquivalent der Rieder Schichten die Glaukonitsande und Brombacher Meeressande, die der Glaukonitischen Serie in Oberösterreich entsprechen. In Massivrändnähe tritt die Litoralfazies von Holzbach und Höch auf (F. NEUMAIER & H. WIESENER, 1939; F. ABERER, 1958; W. BAUBERGER & H. J. UNGER, 1984; H. J. UNGER, 1984; H. J. UNGER & W. BAUBERGER, 1985).

Im Raum nördlich Salzburg treten in der Sand-Schottergruppe (F. ABERER & E. BRAUMÜLLER, 1949; vgl. auch

F. TRAUB, 1948; G. FRASL & J. HERBST, 1983; H. HAGN, 1983; J. HERBST, 1985) mächtige Fein- bis Grobkieseinschaltungen in feinkörnigen Sanden auf, die sich gegen Norden und Osten mit dem Robulusschlier s. l., dem Rotalienschlier und der Glaukonitischen Serie verzahnen. Diese marinen Grobsedimente des Oberen Eggenburgiens bis Ottnangiens sind daher zumindest in ihren höheren Teilen als sandig-schotterige Äquivalente der pelitischen Fazies des Ottnangiens im Norden und Osten zu betrachten (F. ABERER, 1958). Sie gehen im Liegenden konkordant aus einer marinen Serie von teilweise kiesführenden Silten und Feinsanden hervor, die dem Eggenburgien angehören.

Bis zum Mittleren Ottnangien sind die Sedimente in der oberösterreichischen Molasszone vollmarin und zeigen nur geringe Salinitätsschwankungen.

Erst im oberen Ottnangien setzt mit den Oncophoraschichten der brackische Einfluß ein. Diese sind in Oberösterreich obertags nur geringmächtig verbreitet und können großteils nur durch Bohrungen unter den Kohleführenden Süßwasserschichten, teilweise auf der Sand-Schottergruppe auflagernd, gegen Westen verfolgt werden (F. ABERER, 1958).

Weit mächtiger treten die Oncophoraschichten in der Brackwassermolasse Ostniederbayerns auf, wo sie in Untere Oncophoraschichten mit Mehlsand-Bereich, Schillhorizont und Glimmersand-Bereich und Obere Oncophoraschichten mit dem Bereich des Aussüßungshorizontes, Schillsandbereich, Uniosande und Lakustrische Schichten gegliedert werden (W. R. SCHLICKUM, 1964a, 1964b; W. R. SCHLICKUM & F. STRAUCH, 1968).

Die in Oberösterreich obertags aufgeschlossenen, schwach sandigen, glimmerigen und gut geschichteten Pelite, die gegen das Hangende sehr rasch in stark glimmerführende, schräggeschichtete Feinsande übergehen, entsprechen nach F. ABERER (1958) hauptsächlich den Mehlsanden und beinhalten nur in den Aufschlüssen am Innufer auch den Schillhorizont und den Glimmersand-Bereich. Anteile der Oberen Oncophoraschichten (Aussüßungshorizont, Schillsand) sind in Oberösterreich nur aus Bohrungen bekannt.

3. Lithofazielle Gliederung der Atzbacher Sande und Enzenkirchner Sande

(Abb. 2–22, Tab. 2)

Die Untersuchung der Atzbacher Sande, Enzenkirchner Sande sowie hangender Teile der Vöcklaschichten stützt sich in erster Linie auf detaillierte Bearbeitungen von Sandgruben und kleineren Aufschlußgruppen. Die wichtigsten Aufschlüsse, von denen erwartet werden kann, daß sie noch über einen längeren Zeitraum zugänglich sein werden, sind in Abb. 1 vermerkt. Darüberhinaus war es möglich, auf erste Ergebnisse der geologischen Landesaufnahme auf Blatt Ried/Innkreis (ÖK 47) durch einen der Autoren (R. R.), die parallel zu dieser Untersuchung lief, zurückzugreifen.

Die untersuchte Schichtfolge hat eine Mächtigkeit von ca. 100 m. Es hat sich gezeigt, daß die Atzbacher Sande i. S. von F. ABERER (1958) mit einem Mächtigkeitsumfang von etwa 80 m in eine Reihe von Lithofaziestypen gliederbar sind. Über diese Lithofaziestypen sowie die Möglichkeit der Faziesinterpretation und Überlegungen zum sedimentären Environment orientiert Tab. 2.

Tabelle 2.

Die Merkmale der Lithofaziestypen der Atzbacher Sande, des Übergangsbereiches von Atzbacher Sanden zu Vöcklaschichten und der Enzenkirchner Sande und deren Faziesinterpretation.

Lithofazies	Typaufschluß	Lithologie Texturelle Merkmale	Schichtung Sedimentäre Strukturen	Bioturbation	Fazies- Interpretation
A ₁	GASPOLTSHOFEN	Mittelsand, tw. Fein- bis Grobkies, Pelitklasten (Mergel)	Überwiegend massig. Vereinzelt undeutlich entwickelte grobe Schrägschichtung mit Pelitklasten auf den Leeblättern. Breite Rinnenstrukturen (mit Pelitklasten als channel-lag)	Keine.	Subtidale Rinnensedimente.
A ₂	HASLAU	Mittelsande, tw. grobsandig, vereinzelt Pelitklasten, Pflanzenhäckselreichtum in eben laminierten Partien.	Massige, flachwellige Sandbänke im Zehnermeterbereich. Gegliedert durch eben laminierte Partien (upper plane bed) mit intensivem Pflanzenhäckselbelag.	Vereinzelt.	Subtidale (?) longitudinale Sandbänke.
A ₃	OTTNANG-FISCHER	Mittel- bis Feinsande, cm- bis mm-dünne Mergellagen, Pelitklasten.	Tafel- und keilförmige Schrägschichtung mit Settdicken von 30–70 cm. Bottomset pelitreich mit Rippelschichtung. Mud drapes und Pelitklasten auf den Leeblättern. Reaktivationsflächen. Kreuzschichtung selten. Auflastmarken selten.	Vereinzelt.	Subtidale Sandwellen mit interner Bündelstruktur. Klasse III–IV nach dem Modell von ALLEN (1980). 2-D-Typ nach TERWINDT & BROUWER (1986). Geschwindigkeit der vorherrschenden Gezeitenströmung um 0,50 m/sec.
A ₄	HASLAU-NEUE WELT	Kiesige Mittel- und Grobsande, tw. Feinsande, dünne sandige Siltlagen, Pelitklasten, gut gerundete Holzreste, Molluskenbruchstücke.	Tafel- und keilförmige Schrägschichtung mit Settdicken von 10–25 cm. Mud drapes, Pelitklasten und Holzreste auf Leeblättern. Rutschungs- und Entwässerungsstrukturen.	Zahlreich nur auf Pelitzwischenlagen (Kriechspuren)	
A ₅	SEIFRIEDEDT (Abschnitt III)	Pelitklasten (5–15 cm) in sandiger Matrix. Clast-supported. Hinweis auf a-Achsenimbrikation.	Ungeschichtet. Deutlich erosive Grenzen gegenüber der Sandfazies.	Keine.	Pelitklastengefüllte Rinnen, wahrscheinlich Sturmflutbildungen.
B ₁	ROITH	Fein- bis Mittelsande, Pelitlagen (cm- bis dm-Bereich), Pelitklasten.	Tafelförmige und flach keilförmige Schrägschichtung mit Settdicken von 5–30 cm. Selten trogförmige Schrägschichtung. Mud drapes und Pelitklasten auf den Leeblättern. Häufig Rippelschichtung (Wellenrippele und kombinierte Rippele). Selten kleine Rinnen. Entwässerungsstrukturen, gestörte Schichtung.	Gering, Stopfgefüge von Seeiegeln.	Subtidale Sandfelder mit kleinen Sandwellen und Rippele.
B ₂	KOGL	Fein- bis Mittelsande, Pelitlagen wie in B ₁ sehr selten.	Tafelförmige und flach keilförmige Schrägschichtung mit Settdicken von 10–30 cm. Rippelschichtung, Kreuzschichtung selten.	Gering.	
C ₁	SEIFRIEDEDT (Abschnitt II)	Feinsand in intensiver Wechsellagerung mit siltigen Mergeln im cm-Bereich.	Wellige Schichtung, Linsenschichtung (tw. bipolare Internstrukturen in Linsen), Flaserschichtung in Sandlagen (Täler von Strömungs- und Wellenrippeln). Auflastmarken.	Sehr selten.	Subtidale, sandarme Fazies, abgelagert zwischen den Sandwellenfeldern.
C ₂	KASBERG	Feinsande und feinsandige Mittelsande in intensiver Wechsellagerung mit siltigen Mergeln im dm-Bereich.	Wellige Schichtung, Linsenschichtung, Flaserschichtung in Sandlagen (Täler von Wellen- und Strömungsrippeln). Schrägschichtung mit mud drapes selten. Kreuzschichtung sehr selten. Ebene Lamination in Sandlagen sehr selten.	Sehr intensiv, besonders in Sanden. Auslösung des sedimentären Gefüges.	Sandarme Ablagerungen nahe der Niedrigwasserlinie.
C ₃	TIMELKAM	Feinsand und Mittelsand in intensiver Wechsellagerung mit siltigen Mergeln im cm- bis dm-Bereich. Sande in Rinnen (0,4–1,5 m mächtig).	Linsenschichtung, Flaserschichtung in Sandhorizonten. Rinnenstrukturen (4–5 m, vereinzelt >12 m breit). Intern trog- und tafelförmige Schrägschichtung. Mud drapes und Pelitklasten auf Leeblättern.	Sehr intensiv.	Ablagerungen des (?) Intertidals bis seichten Subtidals, Prielsysteme.
C ₄	OBERTHUMBERG	Sandige Silte mit Fein- und Mittelsandbestegen, Wechsel im cm-bis mm-Bereich. Pflanzenhäcksel, Molluskenbruchstücke.	Ebenflächige und wellige Schichtung, Linsenschichtung.		

Die Fazies A₁–A₄, B₁–B₂ und C₁ sind am Aufbau der Atzbacher Sande beteiligt. In den Enzenkirchner Sanden ist besonders die Fazies A₃, A₅ und C₁ zu beobachten, wobei die Fazies A₅ nur auf diese beschränkt ist. Die Fazies C entspricht den hangenden Partien der Vöcklaschichten i. S. von F. ABERER (1958), wobei die Fazies C₁–C₃ den Übergangsbereich zwischen Atzbacher Sanden und Vöcklaschichten verkörpern. Fazies C₄ hingegen repräsentiert die Hauptmasse der Vöcklaschichten, die noch nicht detailliert bearbeitet wurden.

3.1. Lithofaziestypen

3.1.1. Lithofazies A₁

○ Typaufschluß: Sandgrube N Gaspoltshofen.

Bei dieser Lithofazies handelt es sich um eine massig entwickelte Sandfazies. Sie wird überwiegend von oft glimmer- und glaukonitreichen Mittelsanden aufgebaut. Das Korngrößenspektrum reicht jedoch vereinzelt in den Fein- bis Grobkiesbereich. Auffallend sind breite erosive Rinnenstrukturen, wie sie beim Bau der Inn-

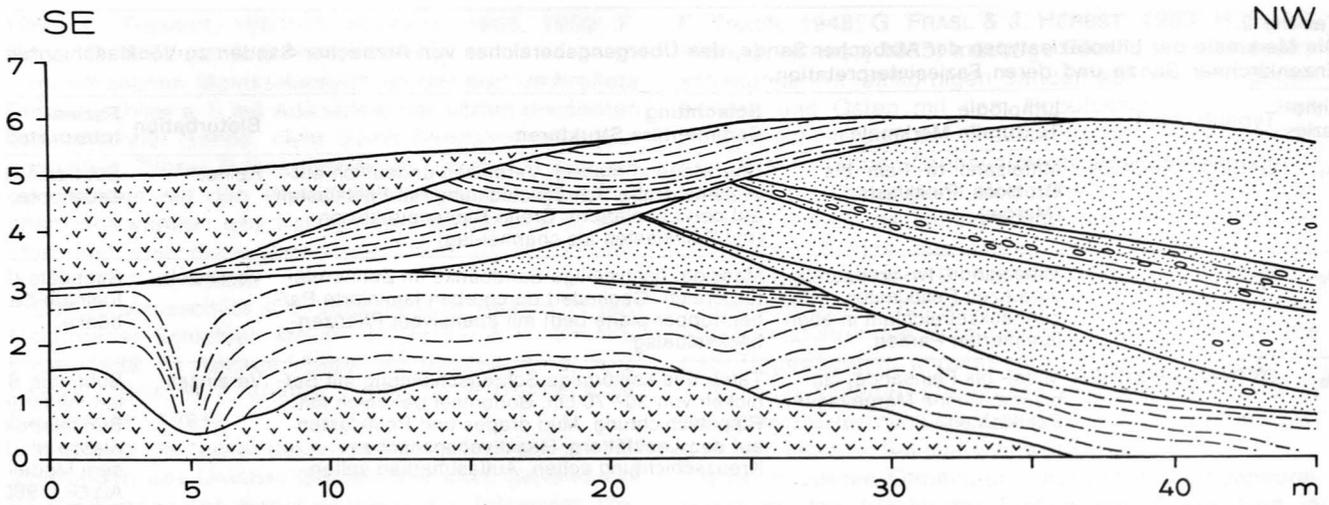


Abb. 2. Atzbacher Sande. Schematische Darstellung eines Großaufschlusses beim Bau der Innkreisautobahn A8 bei Meggenhofen. Erosive Rinnensande mit Pelitklasten der Lithofazies A, (Punkt-Signatur), Feinsand-Mergel-Wechsellagerung mit Entwässerungsstrukturen der Lithofazies C₁ (Strich-Punkt-Signatur), Schuttbedeckung (Häkchensignatur).

kreisautobahn bei Meggenhofen erschlossen waren (Abb. 2).

Häufig finden sich Pelitklasten eingelagert, die entweder in Rinnen konzentriert sind (Abb. 3) oder in dünnen, nicht anhaltenden Lagen auftreten. In größeren Pelitklasten ist allgemein noch eine feine Internschichtung zu

erkennen. Durch diese meist cm-großen, kantengerundeten Klasten wird manchmal auch eine grobe Schrägschichtung undeutlich nachgezeichnet. Sie markieren auch manchmal den Rinnenboden (channel-lag).

Weiters treten in den Sanden vereinzelt inkohle Pflanzenteile auf.

3.1.2. Lithofazies A₂

○ Typaufschluß: Sandgrube Haslau, N Zipf.

Die Lithofazies A₂ wird von massigen Sanden aufgebaut, in die abschnittsweise mm- bis cm-dünne, ebenlamierte Partien mit Pflanzenhäckselbelägen eingeschaltet sind (Abb. 4). Diese pflanzenhäckselreichen laminierten Lagen erreichen meist einige Dezimeter Dicke, seltener, wie in der Grube N Wöhr, Mächtigkeiten bis 90 cm.

Die Sedimente sind überwiegend Mittelsande, vereinzelt mit einem geringen Grobsandanteil und führen gelegentlich auch einige Pelitklasten.

In der Sandgrube Haslau besteht der Südabschnitt aus ungliederten massigen Sanden (Lithofazies A₁), während sich gegen Norden die erwähnten ebenlami-



Abb. 3. Atzbacher Sande. Lithofazies A₁. Rinnenfüllung mit Pelitklasten in massiger Sandfazies. Stiellänge der Hacke ca. 40 cm. Sandgrube NE Gaspoltshofen.

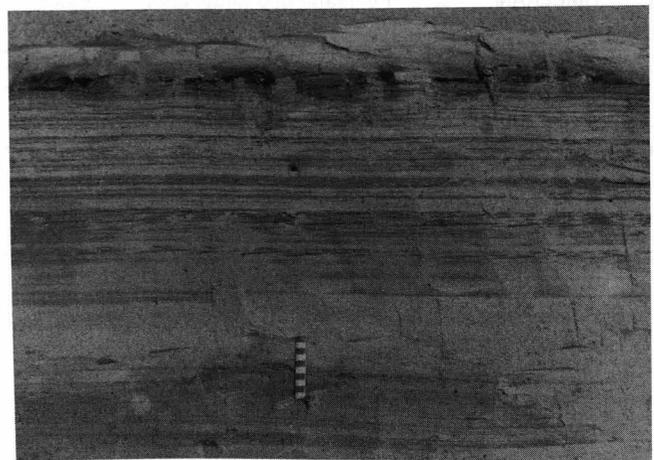


Abb. 4. Atzbacher Sande. Lithofazies A₂. Ebenlamierte Partien mit teilweise sehr intensiven Pflanzenhäckselbelägen innerhalb der massigen Sandfazies. Maßstab 10 cm. Sandgrube Haslau.

nierten Pflanzenhäcksellagen in mehreren Horizonten einstellen. Die massigen Sande verlieren dabei gegen Norden hin an Dicke. So konnte auf einer Erstreckung von 40 m eine Mächtigkeitsabnahme von 5 m auf 1,5 m beobachtet werden.

• Vereinzelt Hinweise auf intensive Bioturbation sind nur in dem vollständig massigen Abschnitt im Süden zu beobachten.

3.1.3. Lithofazies A₃

○ Typaufschluß: Ottnang, Sandgrube Fischer.

Bei dieser Lithofazies handelt es sich überwiegend um glaukonit- und glimmerreiche Mittel- bis Feinsande, die durch tafelförmige und keilförmige Schrägschichtungseinheiten (sets) gekennzeichnet sind (Abb. 5). Untergeordnet sind auch trogförmige Sets zu beobachten. Die Sets erreichen Mächtigkeiten von 0,3 bis 0,7 m.



Abb. 5. Atzbacher Sande. Lithofazies A₃. Tabular und keilförmig schrägschichtete Sets mit mud drapes auf den Leebblättern. Höhe des Bildes 6 m. Sandgrube Ottnang-Fischer.

Die schrägschichteten Sande weisen eine Reihe von markanten Flächen auf, die eine deutliche Hierarchie erkennen lassen, wie sie von J. R. L. ALLEN (1980) an Sandwellen (sandwaves) beschrieben wurden (Schema Abb. 6). Die eigentlichen Set-Grenzen werden durch die Flächen 1. Ordnung (E₁) gebildet. Es sind dies pelitreiche Intervalle mit welliger Schichtung, Linsen- und Rippelschichtung. Neben Strömungs- und Wellenrippeln lassen sich auch kombinierte Rippeln (combined ripples) beobachten. Die E₁-Schichten schneiden den Top-Bereich der Schrägschichtungsfolge erosiv ab und bilden ihrerseits die Basisschicht (bottomset) der nächsthöheren Schrägschichtungsfolge. Innerhalb eines Sets sind nun die E₂ und E₃-Flächen zu unterscheiden. Bei den E₃-Flächen handelt es sich um die eigentlichen Vorsettschichten (Leeblätter). Die E₂-Flächen folgen entweder subparallel den gegen Hangend konkav gekrümmten Leebblättern oder sie schneiden die Leebblätter diskordant ab. Im letzteren Fall handelt es sich um sogenannte Reaktivationsflächen, die auch gegen das Hangende konvex ausgebildet sein können. Der Einfallswinkel ist im allgemeinen etwas flacher als der der Leebblätter. Die E₂-Flächen sind pelitreiche Intervalle, die gegen das Bottomset hin dicker werden und deutlich eine wellige Schichtung und Linsenschichtung erkennen lassen. In ihrem Fußbereich und in ihrem unteren Abschnitt finden sich gegenläufige Rippeln (counterflow ripples) (Abb. 7).

Die Leebblätter (E₃) tragen überwiegend einen Pelitbelag (mud drapes) oder sie führen aufgearbeitete Pelitklasten (Abb. 8). Die Pelitlagen werden gegen den Fußbereich zu dicker. Das Aufspalten derartiger Pelitlagen durch Einschaltung einer dünnen Sandlage konnte ebenfalls beobachtet werden (Abb. 7). Zwischen zwei E₂-Flächen schmiegen sich die ersten dünnen Leebblätter konkordant an die liegende E₂-Fläche an. Der Fallwinkel der folgenden Leebblätter, die gewöhnlich auch an Dicke zunehmen, beginnt sich dann zu versteilen (Abb. 6). In manchen Fällen ist zwischen zwei solchen E₂-Flächen ein An- und Abschwellen der Leebblattdicke zu beobachten. Zählungen an solchen Leebblattabfolgen ergaben etwa 26 Leebblätter (von dünn über dick zu

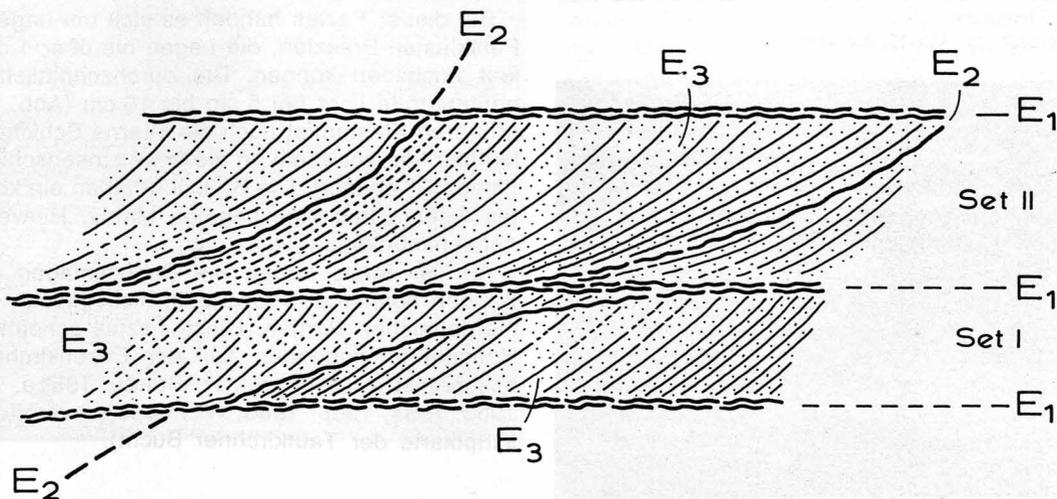


Abb. 6. Schematische Darstellung des Schrägschichtungstyps von Sandwellen der Lithofazies A₃-A₄ und B₁-B₂. Hierarchie der Flächen im Sinne von J. R. L. ALLEN (1980). E₁ = Grenzen der Schrägschichtungssets; E₂ = in Bezug auf die Leebblätter diskordante Flächen (Reaktivationsflächen) oder konkordante Flächen (meist pelitreiche Intervalle, oft auch Abschnitte mit sehr dünnen Leebblättern); E₃ = Leebblätter, meistens mit mud drapes und Pelitklastenlagen.

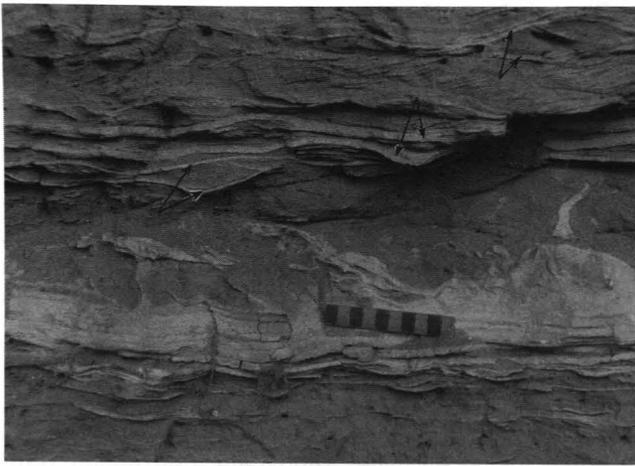


Abb. 7.
Enzenkirchner Sande. Lithofazies A₃. Detail aus einem pelitreichen Bottomsetbereich. Auflaststrukturen und Rippelschichtung zwischen Mergellagen. Einzelne dieser Rippeln sind in Bezug auf die große Schrägschichtung (im Bild nicht sichtbar) gegenläufig (Einfallen nach rechts) orientiert. Hinweise auf eine Verdoppelung der Pelitlagen (siehe Pfeilpaare!), die nach M. J. VISSER (1980) auf eine subtidale Ablagerung hinweist. Maßstab 10 cm. Sandgrube Seifriedsedt (vgl. Abb. 10, Abschnitt I).



Abb. 8.
Enzenkirchner Sande. Lithofazies A₃. Detail einer ca. 50 cm dicken, tabularen Schrägschichtungsfolge mit pelitreichem bottomset und topset. Bündelstruktur, mud drapes und Pelitklasten. Sandgrube Seifriedsedt (vgl. Abb. 10, Abschnitt I).

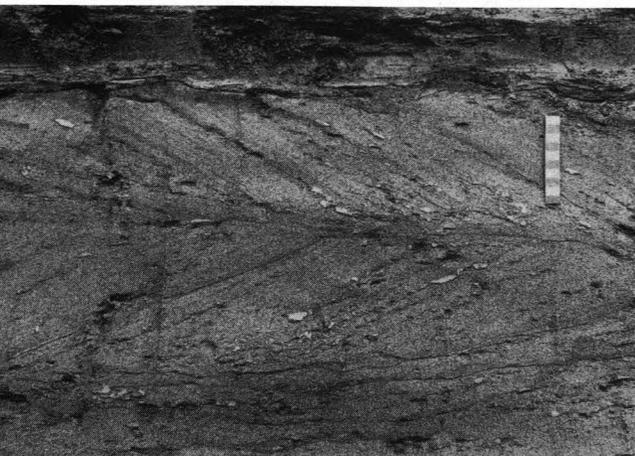


Abb. 9.
Atzbacher Sande. Lithofazies A₃. Seltenes Vorkommen von Kreuzschichtung (herring bone bedding). Mud drapes und Pelitklasten auf den Leebblättern. Maßstab 10 cm. Sandgrube Ottlang-Fischer.

dünn). Deutliche Kreuzschichtung (herring bone bedding) konnte in dieser Fazies nur selten nachgewiesen werden (Abb. 9).

Einzelne untergeordnete Sandkörper sind besonders durch Rippelschichtung gekennzeichnet. Meistens sind jedoch nur die pelitischen Rippeltäler sichtbar. Bei diesen Sandkörpern handelt es sich um sandreiche Bottomsets.

An den pelitreichen Bottomsets und auch an den Reaktivationsflächen lassen sich Auflastmarken und kleine Pelitinjektionen in den überlagernden Sand hinein feststellen (Abb. 7).

Bioturbationserscheinungen treten in diesem Fazies-typ nur sehr selten auf. Vereinzelt sind mm-dünne senkrechte Röhren zu erkennen, die von den pelitischen Bottomsets ausgehend in die liegenden Sets führen.

3.1.4. Lithofazies A₄

- Typaufschluß: Prallhänge im Bachbett N Haslau, SW Neue Welt.

In dieser Lithofazies findet man sehr glimmer- und glaukonitreiche, gut gerundete, kiesige Mittel- und Grobsande, vereinzelt auch Feinsande. Auf den Leebblättern der 10 cm bis 25 cm mächtigen, tafelförmigen Schrägschichtungssets sind dünne Beläge von glimmerreichen sandigen Silten und gut gerundete Siltklasten abgelagert.

Besonders auffallend ist der hohe Anteil meist äußerst gut gerundeter inkohlater Holzreste. Diese sind entweder auf den Leebblättern angereichert oder, besonders bei größeren Stücken (bis 0,5 m Länge), auch einzeln regellos im Sediment verteilt.

Weiters finden sich in den Sanden nestartig angereicherte Molluskenbruchstücke und auf den Schichtflächen der Pelitlagen zahlreiche Kriechspuren.

In den Sedimenten sind synsedimentäre Rutschungs- und Entwässerungsstrukturen häufig.

3.1.5. Lithofazies A₅

- Typaufschluß: Sandgrube Seifriedsedt, Abschnitt III (Abb. 10).

Bei dieser Fazies handelt es sich um ungeschichtete Pelitklasten-Brekzien, die Lagen bis über 1 m Mächtigkeit ausbilden können. Die durchschnittliche Komponentengröße liegt bei 5 cm bis 15 cm (Abb. 10, 11). In größeren Klasten ist noch die interne Schichtung zu erkennen, die vor allem an die feine Linsenschichtung der Fazies C₁ erinnert. Die Brekzien haben ein korngestütztes Gefüge und eine sandige Matrix. Hinweise auf Achsenimbrikation liegen vor.

An der Basis haben die Brekzienlagen gegenüber Sanden hocherosive Grenzen, nicht jedoch gegenüber mergelreichen Partien. Diese Fazies scheint auf einen Horizont im liegenden Teil der Enzenkirchner Sande beschränkt zu sein (vgl. H. BÜRGL, 1951 a, W. FUCHS, 1963, 1964, 1966, 1968; W. FUCHS, unveröffentl. Manuskriptkarte der Taufkirchner Bucht).

3.1.6. Lithofazies B₁

- Typaufschluß: Sandgrube Roith, E Puchkirchen (Abb. 12, 13).

Die Lithofazies B₁ besteht aus 5 cm bis 30 cm mächtigen, glimmerreichen Fein- und Mittelsandbänken mit

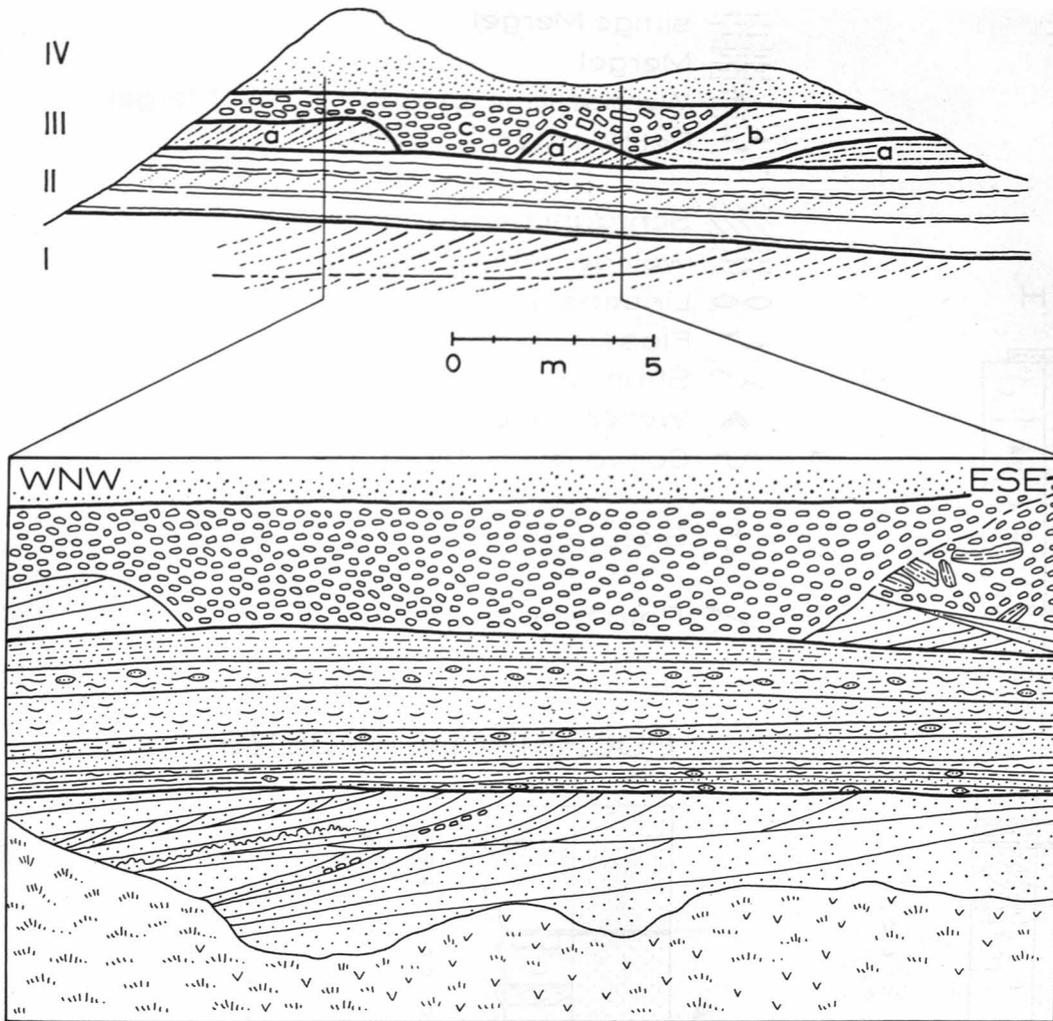


Abb. 10. Enzenkirchner Sande. Schematische Darstellung der Sandgrube Seifriedsedt bei Sigharting. Lithofazies A₃ (Abschnitt I), Lithofazies C₁ (Abschnitt II), Lithofazies A₃ und A₅ (Abschnitt III) und Lithofazies A₁ (Abschnitt IV).



Abb. 11. Enzenkirchner Sande. Lithofazies A₅. Pelitklastenbrekzie mit deutlich erosivem Liegendkontakt. Im Liegenden der Brekzie Lithofazies C₁ mit Partien von welliger Schichtung sowie Linsen- und Flaserschichtung. Keine deutliche Bioturbation. Erosionsrelikt der Lithofazies A₃. Höhe des Bildes ca. 2 m. Sandgrube Seifriedsedt (vgl. Abb. 10, Abschnitte II und III).

teilweise hohem Glaukonitanteil in den gröberen Horizonten. Diese Sandbänke werden meist durch cm- bis dm-mächtige, siltige Mergellagen voneinander getrennt. Diese Mergellagen führen wiederum mm-dünne Feinsandzwischenlagen oder -linsen. Die Mergelzwischenlagen keilen entweder lateral aus oder gehen direkt in Pelitklastenlagen über.

In den Sanden finden sich häufig Rippelschichtung und Schrägschichtung. Untergeordnet lassen sich ebene Lamination, aber auch strukturlose Bänke beobachten. Vereinzelt sind pelitisch ausgekleidete kleine Rinnen zu erkennen.

Die Schrägschichtung in den meist einige Dezimeter mächtigen Sets ist hauptsächlich tafelförmig bis flach keilförmig (Abb. 14). Seltener sind auch trogförmig schrägschichtete Sets (z. B. Roith) zu finden.

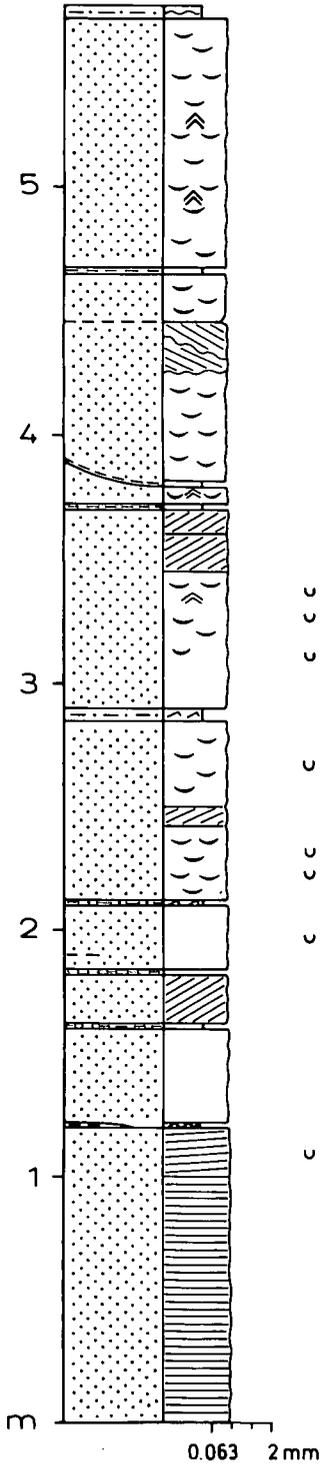
Die Schrägschichtungsblätter tragen häufig einen dünnen Pelitbelag. Auch Aufarbeitung und Umlagerung zu Pelitklastenlagen ist zu beobachten (Abb. 14). Den schrägschichteten Partien fehlt die für die Fazies A₃ so typische bündelförmige Anordnung der Leeblätter. Sehr häufig gehen die schrägschichteten Sande lateral in Sande mit Rippelschichtung über. Hier überwiegen Wellenrippeln und kombinierte Rippeln (combined

Legende:

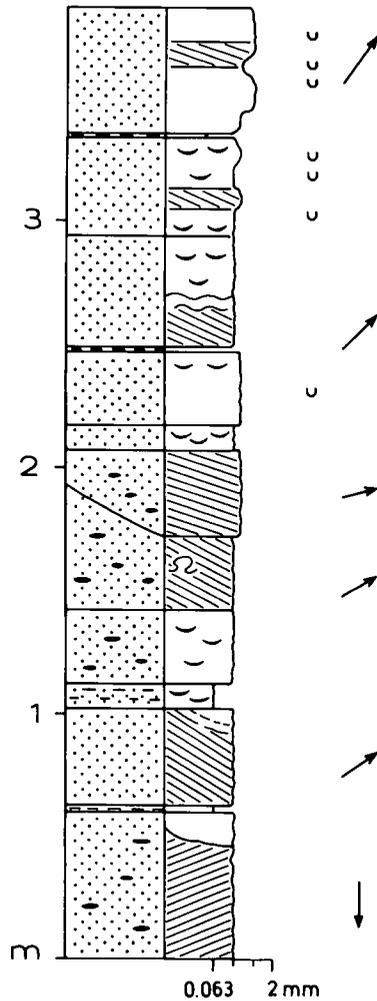
- Sand, überw. glaukonitisch
- siltige Mergel
- Mergel
- Wechsellagerung Sand /silt.Mergel
- Pelitklasten

- Schrägschichtung
- wellige Schichtung
- Linsenschichtung
- Flaserschichtung
- Strömungsrippeln
- Wellenrippeln
- Convolute Schichtung
- Bioturbation
- Paläoströmungswert

ROITH



PUCHKIRCHEN / BERG



SEIFRIEDEDT

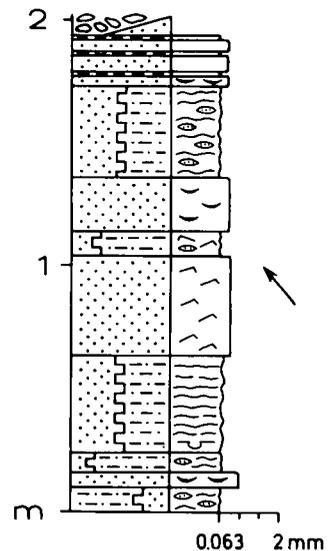
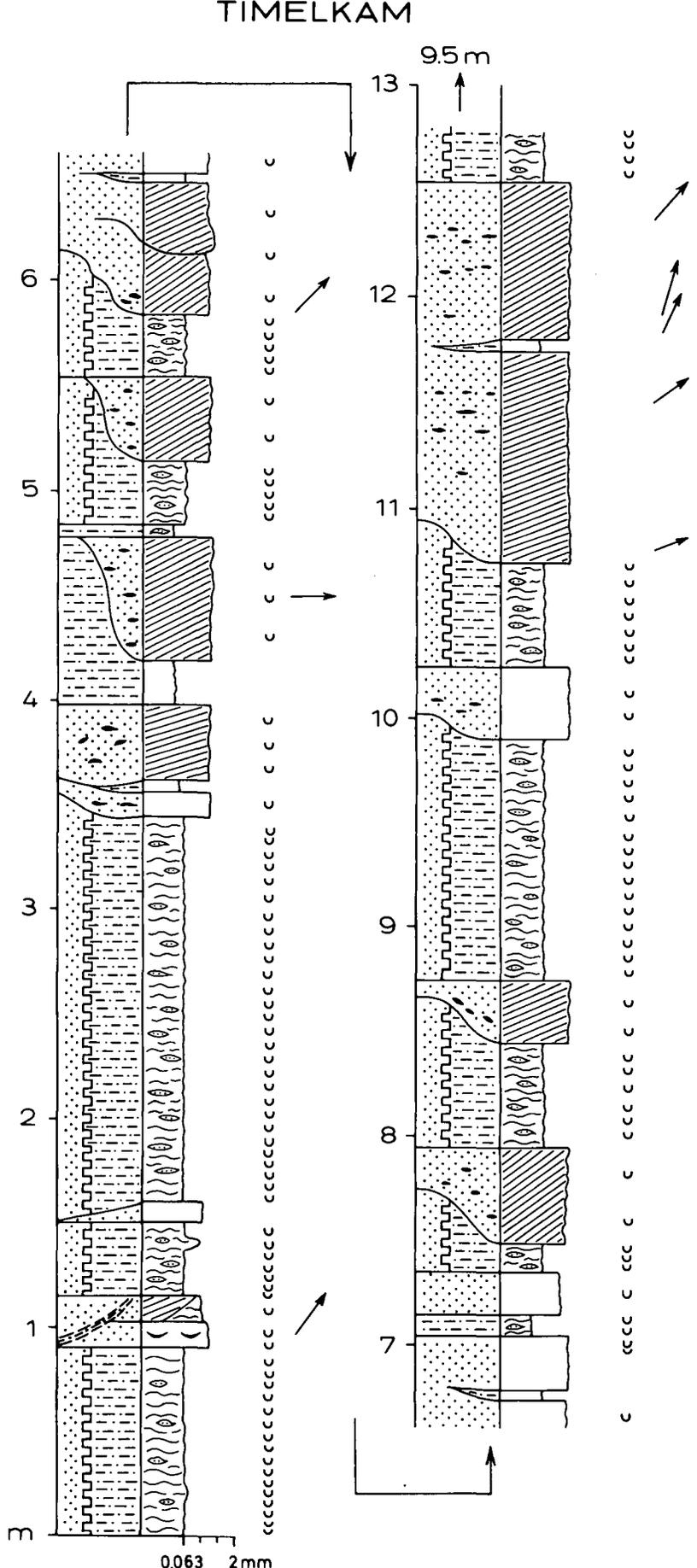
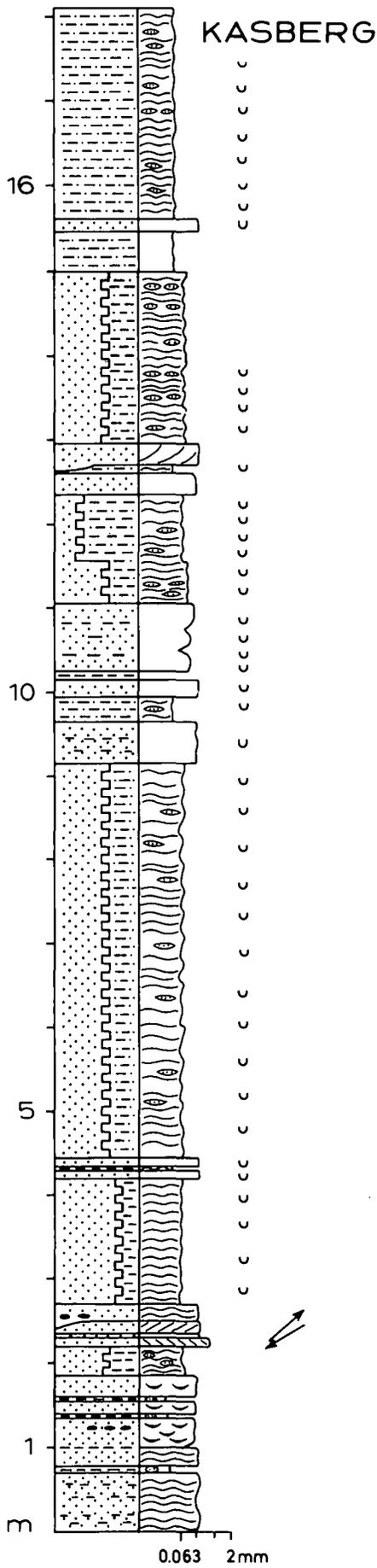


Abb. 12. Detailprofile der Aufschlüsse Roith (Lithofazies B₁), Puchkirchen-Berg (Lithofazies B₁), Seifriedsedt (Lithofazies C₁, Abschnitt II), Kasberg (Lithofazies C₂) und Timelkam (Lithofazies C₃).



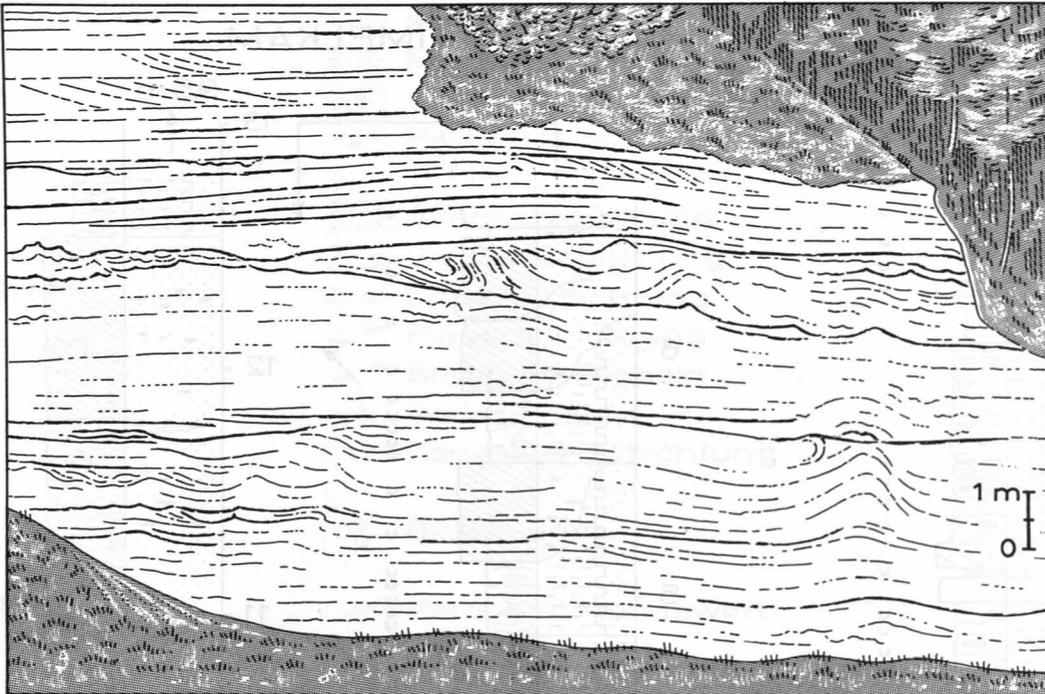


Abb. 13. Atzbacher Sande. Lithofazies B₁. Schematische Darstellung der Sandgrube Roith, E Puchkirchen. Besonders auffallend sind Entwässerungsstrukturen und die damit in Zusammenhang stehende gestörte Schichtung.

ripples), deren Rippeltäler meist pelitisch ausgekleidet sind.

Oft treten in dieser Fazies Entwässerungsstrukturen (Abb. 13) auf. Im Zusammenhang mit größeren Entwässerungsröhren sind Sandbänke mit völlig zerstörten Internstrukturen (contorted bedding) zu beobachten. Bioturbation tritt in dieser Fazies nur in geringem Ausmaß auf, wobei Verwühlungen am häufigsten in den Pelithorizonten zu finden sind. Überwiegend handelt es sich dabei um mm-dünne einzelne Röhren. Manchmal treten auch 4 cm bis 5 cm dicke Grabbauten mit Stopfgefügen von Seeigeln (Abb. 15) auf.

3.1.7. Lithofazies B₂

○ Typaufschluß: Sandgrube W Kogl, E Neukirchen/Vöckla.

Diese Lithofazies ist sehr ähnlich der Lithofazies B₁. Sie besteht wie diese aus glimmerreichen und teilweise auch glaukonitreichen Fein- bis Mittelsanden, die vereinzelt mit siltigen Feinsanden wechsellagern.

Im Gegensatz zur Lithofazies B₁ sind die tafelformig schräggeschichteten, 10 cm bis 30 cm mächtigen Sets jedoch nur sehr selten von dünnen Mergelzwischenlagen, wie in Fazies B₁ getrennt.

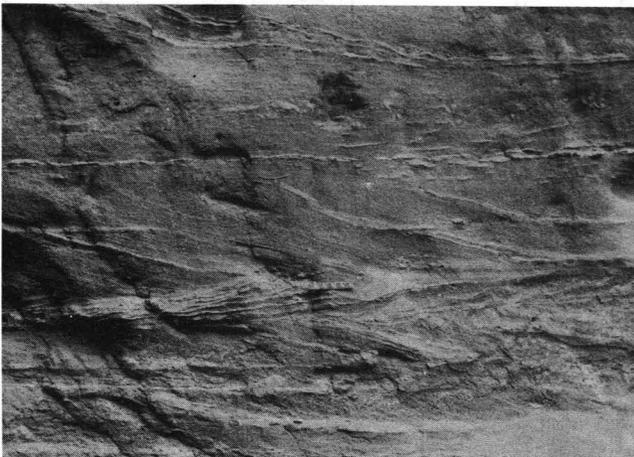


Abb. 14. Atzbacher Sande. Lithofazies B₁. Schräggeschichtete Sande mit mud drapes und Pelitklasten. Maßstab 10 cm. Sandgrube Puchkirchen-Berg.

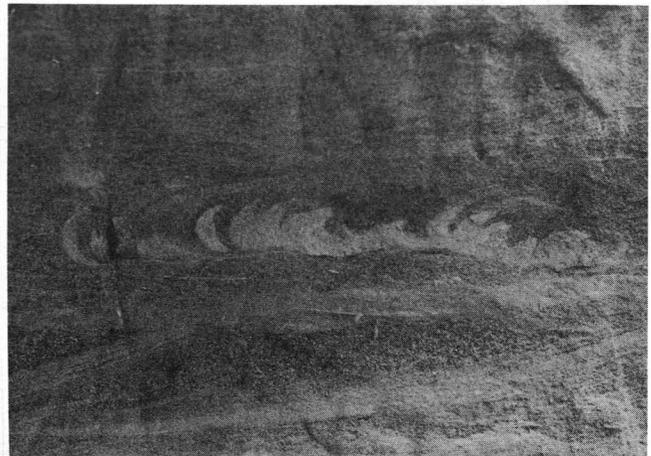


Abb. 15. Atzbacher Sande. Lithofazies B₁. Stopfgefüge von irregulären, grabenden Seeigeln in schräggeschichteten, glaukonitreichen Sanden. Höhe der Spur ca. 4 cm. Sandgrube Puchkirchen-Berg.

Öfter treten in den Sanden pelitisch ausgekleidete Rippeltäler und Strömungsrippel auf. Gelegentlich ist eine Kreuzschichtung (herring bone bedding) zu beobachten.

Spuren von Verwühlung kommen nur sehr vereinzelt vor.

3.1.8. Lithofazies C₁

○ Typaufschluß Sandgrube Seifriedsedt, Abschnitt II (Abb. 10, 12).

Diese Fazies ist durch den intensiven Wechsel von siltreichen Horizonten und Feinsandlagen charakterisiert (Abb. 16). Die durchschnittlich 0,5 cm bis 1 cm mächtigen pelitreichen Partien sind durch wellige Schichtung und Linsenschichtung gekennzeichnet. Bipolare Internschichtung in den Feinsandlinsen konnte beobachtet werden. Die glimmerreichen Feinsandlagen, deren Mächtigkeiten meist im cm-Bereich liegen, werden durch interne Flaserschichtung geprägt (Abb. 17). Bei den Flasern handelt es sich um pelitisch ausgekleidete Rippeltäler von Wellen- und Strömungsrippeln.

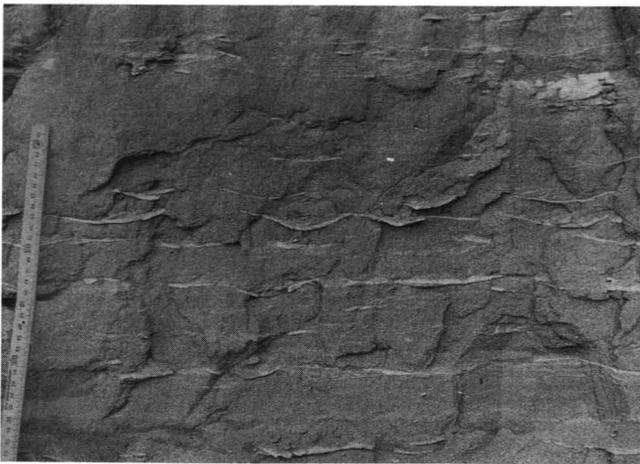


Abb. 16. Enzenkirchner Sande. Lithofazies C₁. Welliger Schichtungstyp. Wechsel von Mergel- und Feinsandlagen im Zentimeterbereich. In den Sandlagen ist vereinzelt Rippelschichtung zu erkennen. Sandgrube Seifriedsedt (vgl. Abb. 10, Abschnitt II).

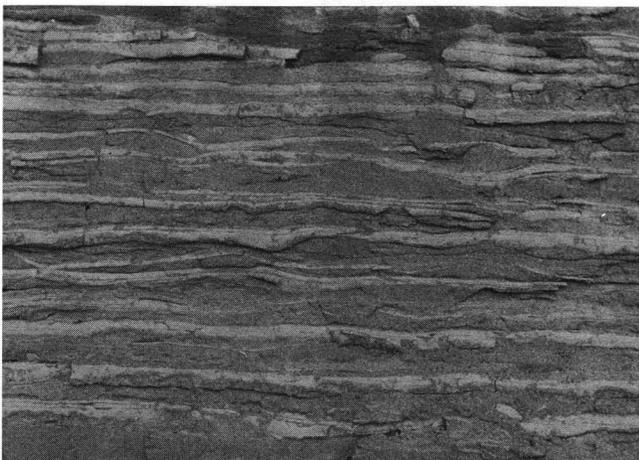


Abb. 17. Enzenkirchner Sande. Lithofazies C₁. Flaserschichtung in Feinsandpartie (peliterfüllte Täler von Wellenrippeln). Sandgrube Seifriedsedt (vgl. Abb. 10, Abschnitt II).

Vereinzelt treten Belastungsmarken (load casts) in den Peliten auf. Hinweise auf eine stärkere Bioturbation fehlen. Dieser Faziestyp ist auch immer wieder in Verbindung mit der Fazies A anzutreffen.

3.1.9. Lithofazies C₂

○ Typaufschluß: Sandgrube Kasberg, ENE Atzbach (Abb. 12).

Für diese Lithofazies sind ein intensiver Wechsel von glimmerreichen Feinsanden bis feinsandigen Mittelsanden mit siltigen Mergeln und eine sehr starke Bioturbation kennzeichnend. Mit Ausnahme der Bioturbation ist sie in großen Zügen der Fazies C₁ ähnlich. Die Pelite bilden Horizonte bis zu 30 cm. Sie bestehen aus 1 bis 2 cm mächtigen pelitischen Einzellagen mit Sandbestegen oder stehen mit Feinsanden im mm-Bereich in Wechsellagerung. Die durchschnittlichen Mächtigkeiten der Sandbänke betragen 20 cm bis 50 cm. Besonders auffallend ist in dieser Sandfazies, daß die einzelnen Bänke keine erosiven Liegendkontakte erkennen lassen.

Innerhalb der pelitischen Horizonte sind wellige Schichtung und Linsenschichtung die vorherrschenden Schichtungstypen. Flaserschichtung ist in den Sandpartien zu beobachten, wobei es sich bei den Pelitflasern um pelitisch gefüllte Rippeltäler handelt. Vereinzelt treten aufgearbeitete Pelitklasten in den Sanden auf. Schräggeschichtete Sandbänke kommen untergeordnet vor, wobei gegenläufige Schrägschichtung äußerst selten beobachtet werden kann.

Meistens lassen sich in den einzelnen Sandbänken durch die intensive Bioturbation keine sedimentären Strukturen mehr erkennen (Abb. 18). Sie zeigen ein gesprenkeltes Aussehen, was durch ein Massenvorkommen von mm-dünnen Röhren hervorgerufen wird. In den Peliten ist die Wellen- und Linsenschichtung ebenfalls von der Bioturbation betroffen, wurde jedoch nicht gänzlich zerstört. Hier finden sich Gänge und Röhren zwischen 0,5 bis 2 cm Durchmesser. Bei den Röhren sind solche mit pelitierten Wänden und solche mit annähernd konzentrisch aufgebauten Wänden aus siltigem Material zu unterscheiden. Die Röhren mit pelitierten und körnigen Wandstrukturen sind manchen Ophiomorphabauten sehr ähnlich. In den Sanden finden



Abb. 18. Übergangsbereich der Atzbacher Sande zu Vöcklaschichten. Lithofazies C₂. Intensiv verwühlter, glaukonitreicher Sand. In der Mitte kegelförmige Lebensspur mit konzentrischer Internstruktur (möglicherweise von Anemone). Sandgrube Kasberg.

sich vereinzelt auch kegelförmige Typen mit konzentrischer Internstruktur und vereinzelt auch Spreitenbauten. Die kegelförmigen Typen stammen möglicherweise von Anemonen (Abb. 18).

Das Auftreten von wenigen Zentimeter dicken unverwühlten Sandpartien mit ebener Lamination bildet eher die Ausnahme.

3.1.10. Lithofazies C₃

○ Typaufschluß: Sandgrube Timelkam (Abb. 12).

Ähnlich wie in der Lithofazies C₂ tritt auch in dieser Fazies ein intensiver Wechsel von glimmerreichen Fein- bis Mittelsanden und sandigen Silten im cm- bis dm-Bereich auf. An sedimentären Strukturen sind darin Linsenschichtung und Flaserschichtung besonders kennzeichnend. Wenige Dezimeter dicke Sandeinschaltungen zeigen intern Rippelschichtung. Der Hauptunterschied liegt jedoch im Auftreten erosiver Sandpartien.

Es handelt sich um rinnenartig in diese Sand-Silt-Wechselagerung eingelagerte 0,4 bis 1,5 m mächtige, trogförmige und tafelförmig schräggeschichtete glimmer- und glaukonitreiche Fein- bis Mittelsandkörper mit



Abb. 19. Übergangsbereich der Atzbacher Sande zu Vöcklaschichten. Lithofazies C₃. Flache erosive Rinne (siehe Pfeile!). Die Sande der Rinnenfüllung sind flach schräggeschichtet. Maßstab 1 m. Sandgrube Timelkam (vgl. Abb. 12).

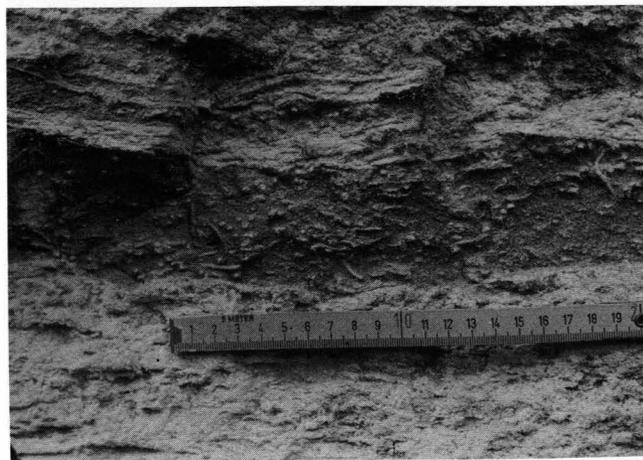


Abb. 20. Übergangsbereich der Atzbacher Sande zu Vöcklaschichten. Lithofazies C₃. Intensiv verwühlte Sand- und Siltpartien. Sandgrube Timelkam (vgl. Abb. 12).

Pelittbelägen und Pelitklasten auf den Leebältern (Abb. 19). Die mit Pelit ausgekleideten Rinnen sind oft ineinander verzahnend und haben eine durchschnittliche Breite von 4 bis 5 m, vereinzelt aber auch mehr als 12 m.

Die gesamte Fazies ist durch eine hohe Bioturbation ausgezeichnet (Abb. 20), wobei die Rinnensande eine etwas geringere Verwüldichte aufweisen und nur an

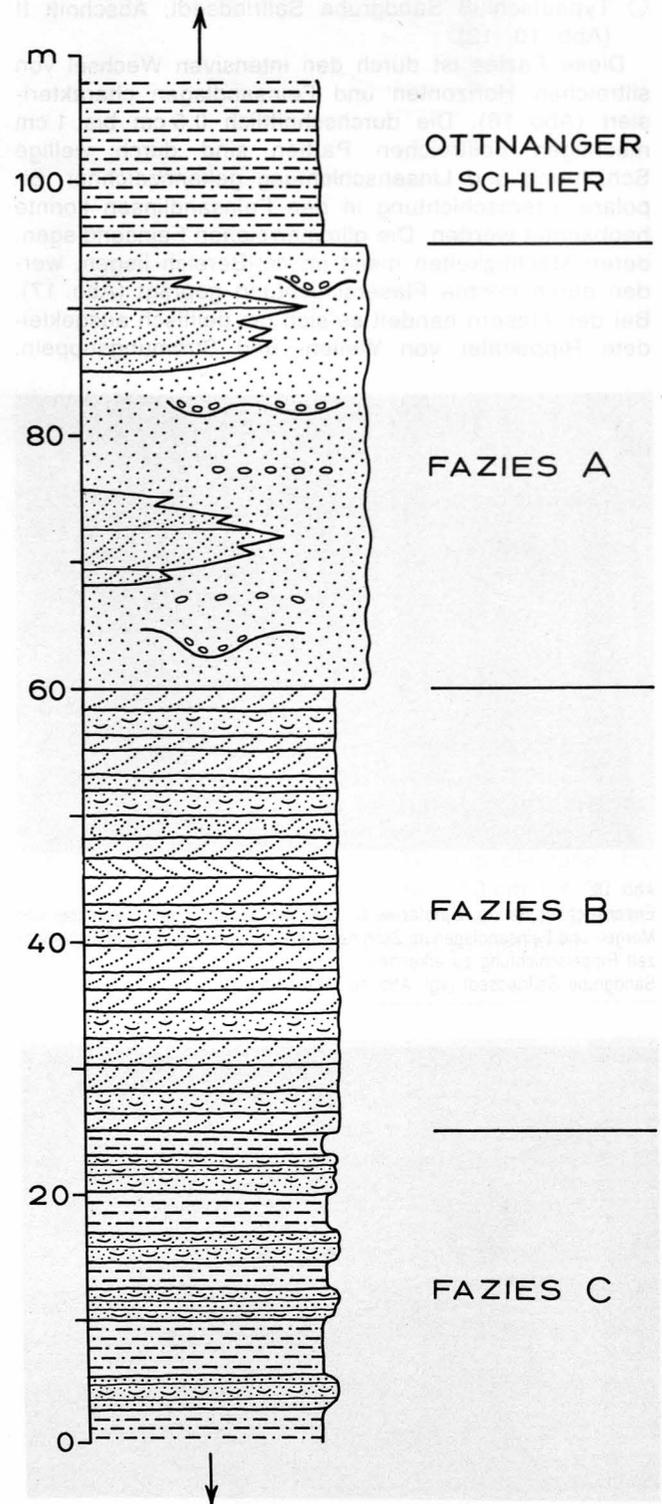


Abb. 21. Schematisches Säulenprofil der Atzbacher Sande (Fazies A und B) und der hangenden Anteile der Vöcklaschichten (Fazies C). Ein genereller coarsening- und thickening upward-Trend ist zu beobachten.

bestimmten Horizonten (Stillstandshorizonte?) stärker verwühlt sind. Die Lebensspuren sind hauptsächlich unregelmäßig verlaufende, mm-dünne Röhren mit pelitischen Wänden. Daneben kommen aber auch ca. 1 cm dicke, senkrecht verlaufende Gänge ohne Wand und bis zu 15 cm lange J-förmige Gänge vor.

sehr harten, glimmerreichen Pelite sind im cm-Bereich ebenflächig bis wellig geschichtet (Rippelschichtung). Die mm-dünnen Zwischenlagen und -linsen aus oft glimmer- und glaukonitreichem Fein- bis Mittelsand führen mitunter auch Pflanzendetritus und nestartig angeordnete Molluskenbruchstücke.

3.1.11. Lithofazies C₄

○ Typaufschluß: Oberthumberg, Graben am linken Hang des Vöcklatales, liegender Teil.

Als pelitreicher Teil der Vöcklaschichten besteht diese Lithofazies hauptsächlich aus sandigen Silten. Die

3.2. Lithofaziesbeziehungen

Geologische Kartierungen im Gebiet von Puchkirchen – Frankenburg – Ampflwang, nördlich des Vöcklatales (R. ROETZEL, 1985, 1986) haben die Verbreitung und

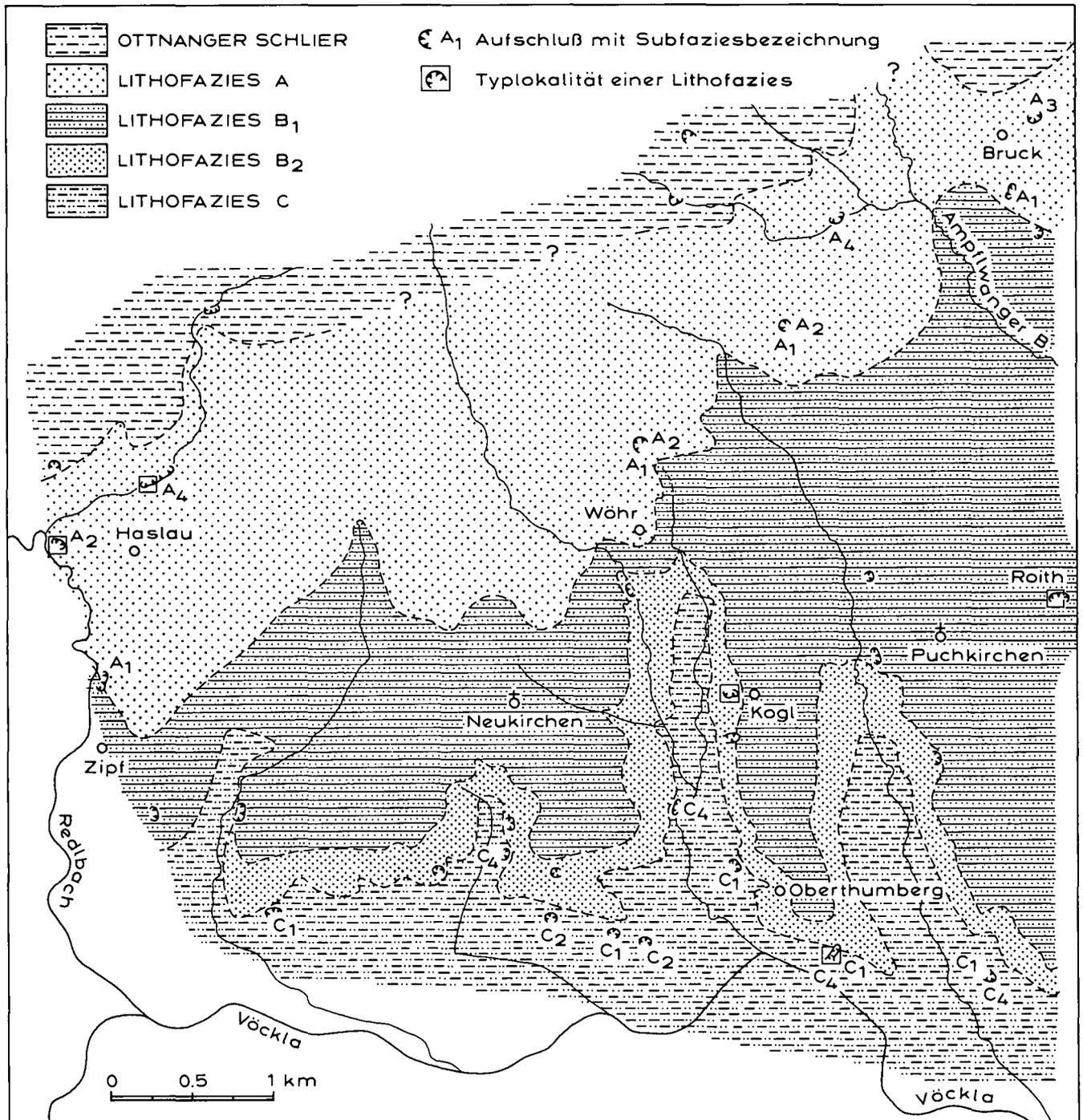


Abb. 22. Regionale Verbreitung der Lithofaziestypen im SE-Bereich des Kartenblattes 47 Ried im Innkreis. Die Lithofazies A und B repräsentiert die Atzbacher Sande, C entspricht den Vöcklaschichten.

die Beziehungen der Lithofaziestypen zueinander erkennen lassen (Abb. 22).

Innerhalb des Atzbacher Sandhorizontes werden etwa die liegenden 40 m von der Lithofazies B eingenommen, wobei die Fazies B₂ den liegenden und B₁ den hangenden Abschnitt einnimmt (Abb. 21).

Die obersten 40 m der Atzbacher Sande werden von der Lithofazies A aufgebaut. Obwohl hier über weite Bereiche keine detaillierten Informationen vorliegen, konnte doch der Eindruck gewonnen werden, daß die massige Sandfazies A₁-A₂ den Hauptanteil am Aufbau der obersten 40 m haben und daß die intensiv schräggeschichteten Faziestypen A₃-A₄ nur Einschaltungen bilden, wie in Abb. 21 schematisch angedeutet ist.

Innerhalb der intensiv schräggeschichteten Fazies A₃-A₄, aber auch innerhalb der massigen Sandfazies A₁-A₂ (Abb. 2) treten pelitreichere Intervalle (Fazies C₁) auf.

Der Übergangsbereich zu den Vöcklaschichten ist durch die Fazies C₁-C₄ gekennzeichnet, ohne daß bis jetzt eine bestimmte Abfolge zu erkennen war.

Die Abfolge von der Lithofazies C über B zu A ist besonders schön an der linken Talflanke des Frankenburg Redlbachtales und östlich Neukirchen/Vöckla, in dem vom Vöcklatal gegen Wöhr verlaufenden Tal zu verfolgen (R. ROETZEL, 1985, 1986).

Weiters ist besonders nordwestlich Haslau durch die Geländebegehungen eindeutig zu ersehen, daß der Ottnanger Schlier nicht nur im Hangenden der Atzbacher Sande folgt, sondern sich auch lateral mit diesen verzahnt. Ähnliche laterale Verzahnungen sind auch innerhalb der Lithofaziestypen A bis C zu erwarten.

Die hier dargestellten Beziehungen der Lithofaziestypen zueinander wurden über den kartierten Bereich hinaus auch in dem nordöstlich anschließenden Gebiet durch lithofazielle Studien in zahlreichen Aufschlüssen bestätigt.

Das gesamte Profil von der Lithofazies C über B zu A (Abb. 21) läßt ein generelles „coarsening and thickening upward“ erkennen.

4. Granulometrische Untersuchungen

(Abb. 23-26)

Von Sanden und Peliten der Vöcklaschichten, Atzbacher Sande, Enzenkirchner Sande und des Ottnanger Schliers wurden insgesamt 53 Korngrößenanalysen durchgeführt. Diese erfolgten im Sandbereich durch Naßsiebung in 1/4 Φ -Schritten. Die Kornverteilungen der Pelitanteile wurden in 1/2 Φ -Schritten röntgenographisch mit dem Sedigraph 5000 E von Micromeritics bestimmt (J. P. OLIVIER, G. K. HICKIN & C. ORR, 1971). Damit konnten für jede Probe bis zu 39 Fraktionsabschnitte ermittelt werden.

Die Berechnung der granulometrischen Parameter wie arithmetisches Mittel (\bar{x}), Standardabweichung (σ) und Schiefe (α_3) (vgl. D. MARSAL, 1967), die Ermittlung der CM-, LM- und AM-Verteilungen nach R. PASSEGA (1957, 1964), R. PASSEGA & R. BYRAMJEE (1969) und die Feststellung der Sand-Silt-Ton-Verhältnisse zur Sedimentbenennung nach H. FÜCHTBAUER (1959) und G. MÜLLER (1961) wurden mit dem EDV-Programm Sedpak (G. MALECKI, 1986) durchgeführt.

Die Atzbacher Sande und Enzenkirchner Sande liegen im Benennungsdreieck Sand-Silt-Ton fast aus-

schließlich im Sand-Feld (Abb. 23). Aber auch die Proben der Sandhorizonte der Vöcklaschichten und des Übergangsbereiches im liegenden Teil des Ottnanger Schliers fallen in dieses Feld.

Nach den granulometrischen Analysen von 37 Oberflächenproben handelt es sich weitgehend um Fein- bis Mittelsande mit arithmetischen Mittelwerten zwischen 2,1 Φ und 3,6 Φ (Abb. 24). Betrachtet man die einzelnen Lithofaziestypen der Atzbacher Sande und Vöcklaschichten getrennt, so beträgt das durchschnittliche arithmetische Mittel der Lithofazies A 2,62 Φ ($\sigma = 0,23$, $N = 13$), der Lithofazies B 2,85 Φ ($\sigma = 0,37$, $N = 13$) und der Lithofazies C 2,90 Φ ($\sigma = 0,44$, $N = 7$). Es ist also eine geringfügige Verfeinerung der Sande von der Lithofazies A nach C zu erkennen.

Die Standardabweichung der Sande liegt vorwiegend zwischen 1,0 und 2,0 und reicht mit wenigen Ausnahmen bis 2,3 (Abb. 24a). Die sandigen Sedimente sind daher nach G. M. FRIEDMAN (1962) fast immer mäßig bis schlecht sortiert.

Die Schiefe der Sande ist durchwegs positiv, d. h. es überwiegt der Feinanteil. Die Schiefewerte liegen hauptsächlich zwischen +3 und +6 (Abb. 24b).

Etwas weiter gestreut sind die 16 granulometrisch analysierten Proben der Pelite im Sand-Silt-Ton-Dreieck (Abb. 23).

Pelitzwischenlagen der Sande in der Lithofazies A und B (Atzbacher Sande) sind durchwegs als tonige Sandsilte anzusprechen. Auch Pelite der Lithofazies C (Vöcklaschichten) fallen weitgehend in diesen Bereich des Benennungsdreiecks. Daneben treten aber auch Siltsande und tonig-sandige Silte in dieser Lithofazies auf. Im Ottnanger Schlier überwiegen die tonig-sandigen Silte, neben denen auch tonige Siltsande und sandige Tonsilte vorkommen.

Sämtliche analysierten Pelite sind nach den arithmetischen Mittelwerten, die vorwiegend zwischen 5 Φ und 7 Φ liegen, Mittel- bis Grobsilte (Abb. 24). Man kann erkennen, daß die Pelite des Übergangsbereiches im liegenden Teil des Ottnanger Schliers etwas höhere Mittelwerte haben, und damit feinkörniger sind, als die Feinsedimente der Lithofazies A bis C. Die Probe von Pelitklasten aus einer Rinne der Lithofazies A₁ ist granulometrisch sehr ähnlich diesen Peliten des Ottnanger Schliers (Abb. 23, 24).

Der Großteil aller analysierten Pelite hat Standardabweichungswerte von 2,5 bis 3,3 und ist gemäß der Klassifikation von G. M. FRIEDMAN (1962) äußerst schlecht bis sehr schlecht sortiert (Abb. 24a).

Mit Werten von +0,3 bis +1,4 zeigt die Schiefe der Pelite ein leichtes Überwiegen des Feinanteiles an, ist aber nahezu symmetrisch (Abb. 24b).

Im Benennungsdreieck (Abb. 23) und in den Parameterbeziehungsdiagrammen (Abb. 24a und 24b) ist deutlich zu erkennen, daß die Oberflächenproben der Sande und Pelite durch das nahezu vollkommene Fehlen der Grobsilte deutlich in zwei getrennten Bereichen liegen und Feinsande und Mittelsilte überwiegen.

Hinweise auf die Transportart der Sedimente ergeben sich aus dem CM-Diagramm und den damit in Zusammenhang stehenden LM- und AM-Diagrammen (R. PASSEGA, 1957, 1964; R. PASSEGA & R. BYRAMJEE, 1969). Die groben 1 %-Werte (C-Werte) der Atzbacher Sande, Enzenkirchner Sande und der Sandeinschaltungen in den Vöcklaschichten und im Ottnanger Schlier liegen fast immer zwischen 250 μm und 1000 μm , wobei die größte Häufung zwischen 300 μm und 500 μm auftritt.

Etwas enger begrenzt sind die 50 %-Werte (M-Werte, Median) dieser Sande, die meist 130 μm bis 300 μm betragen.

Der Großteil der Probepunkte der Sande ist somit in den von R. PASSEGA & R. BYRAMJEE (1969) definierten Klassen IV und V konzentriert, wo diese in einem langgestreckten, parallel zur Linie C=M verlaufenden Feld gehäuft auftreten (Abb. 25a).

Die Lage von Probepunkten in diesem von R. PASSEGA (1964) als Segment Q-R bezeichneten Bereich ist nach R. PASSEGA (1964) und R. PASSEGA & R. BYRAMJEE (1969) ein Hinweis auf einen Transport dieses Sediments in gradierter Suspension (springender Transport) im mittleren bis hohen Energiebereich.

Der maximale Korndurchmesser für den Transport in Suspension (C_s) liegt ca. bei 480 μm .

Da ein Teil der Proben, und hier besonders Sedimente der Lithofazies A, auch im Segment P-Q liegen und bis in die Klasse I reichen, ist bei diesen auch mit teil-

weise rollend transportierten Sedimentanteilen und damit einem höheren Energiebereich zu rechnen.

Bei den Peliten, die vorwiegend in der Klasse VII und teilweise auch daran anschließen in den Klassen VI und VIII auftreten, betragen die C-Werte meist 160 μm bis 420 μm . Die Median-Werte bewegen sich dagegen großteils zwischen 15 μm und 65 μm , können aber besonders beim Ottnanger Schlier bis 7 μm erreichen (Abb. 25a). Das vorwiegende Auftreten in der Klasse VII spricht für einen Transport der Feinsedimente in gleichförmiger Suspension, also für Sedimente, die nicht durch Bodenströmungen sortiert wurden. Die C-Werte derartig abgelagerter Sedimente werden im Segment R-S jedoch im allgemeinen selten größer als 250 μm . Die in diesem Fall auftretenden C-Werte bis 420 μm scheinen durch die in den Peliten vorkommenden groben Muskovite verursacht, die größere C-Werte vortäuschen.

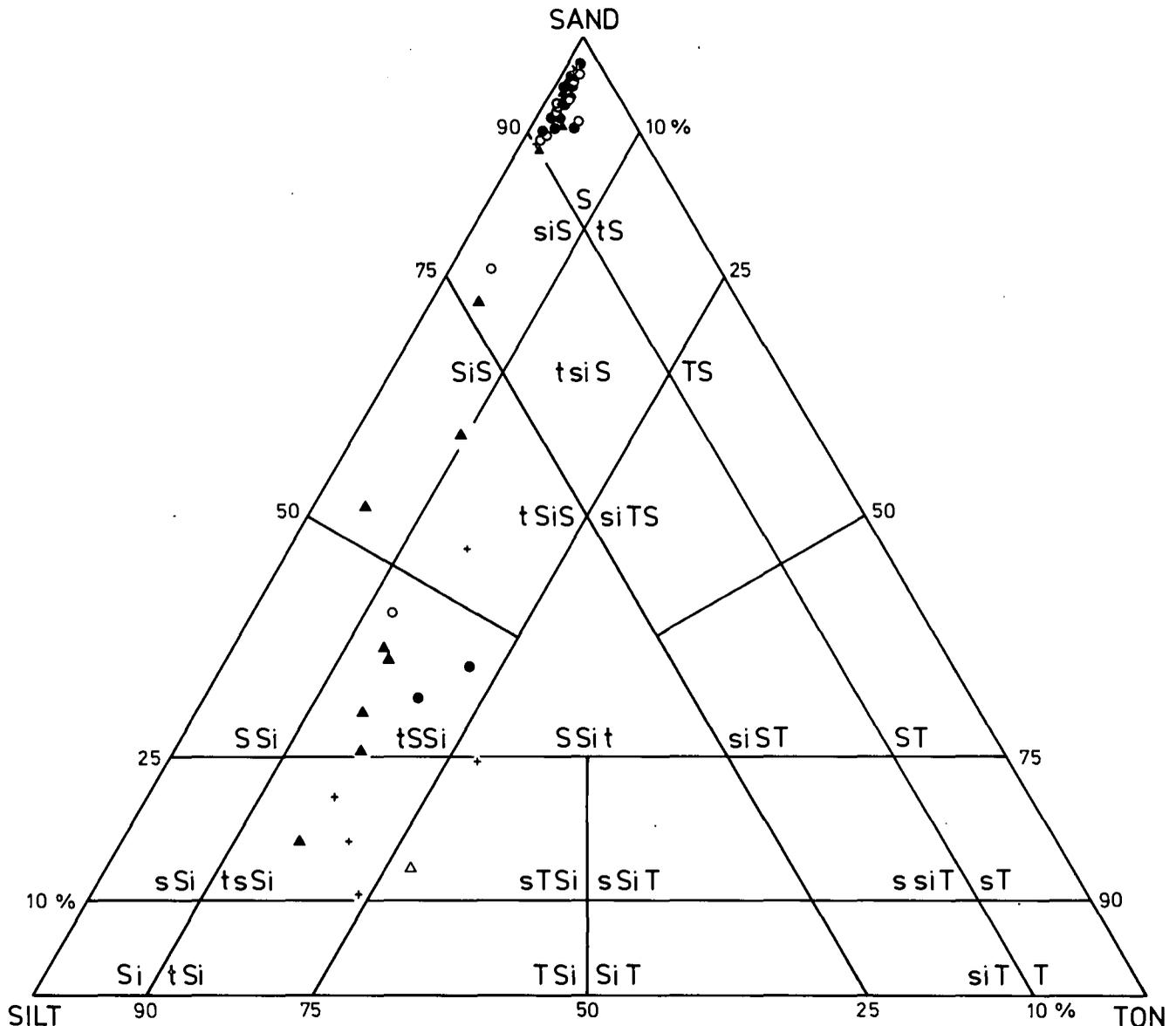


Abb. 23.

Die Proben der Vöcklaschichten, Atzbacher Sande, Enzenkirchner Sande und des Ottnanger Schliers im Benennungsdreieck Sand - Silt - Ton (H. FÜCHTBAUER, 1959; G. MÜLLER, 1961).

Atzbacher Sande und Vöcklaschichten: ● = Lithofazies A, ○ = Lithofazies B, ▲ = Lithofazies C; × = Enzenkirchner Sande; + = Ottnanger Schlier; △ = Pelitklasten in Lithofazies A.

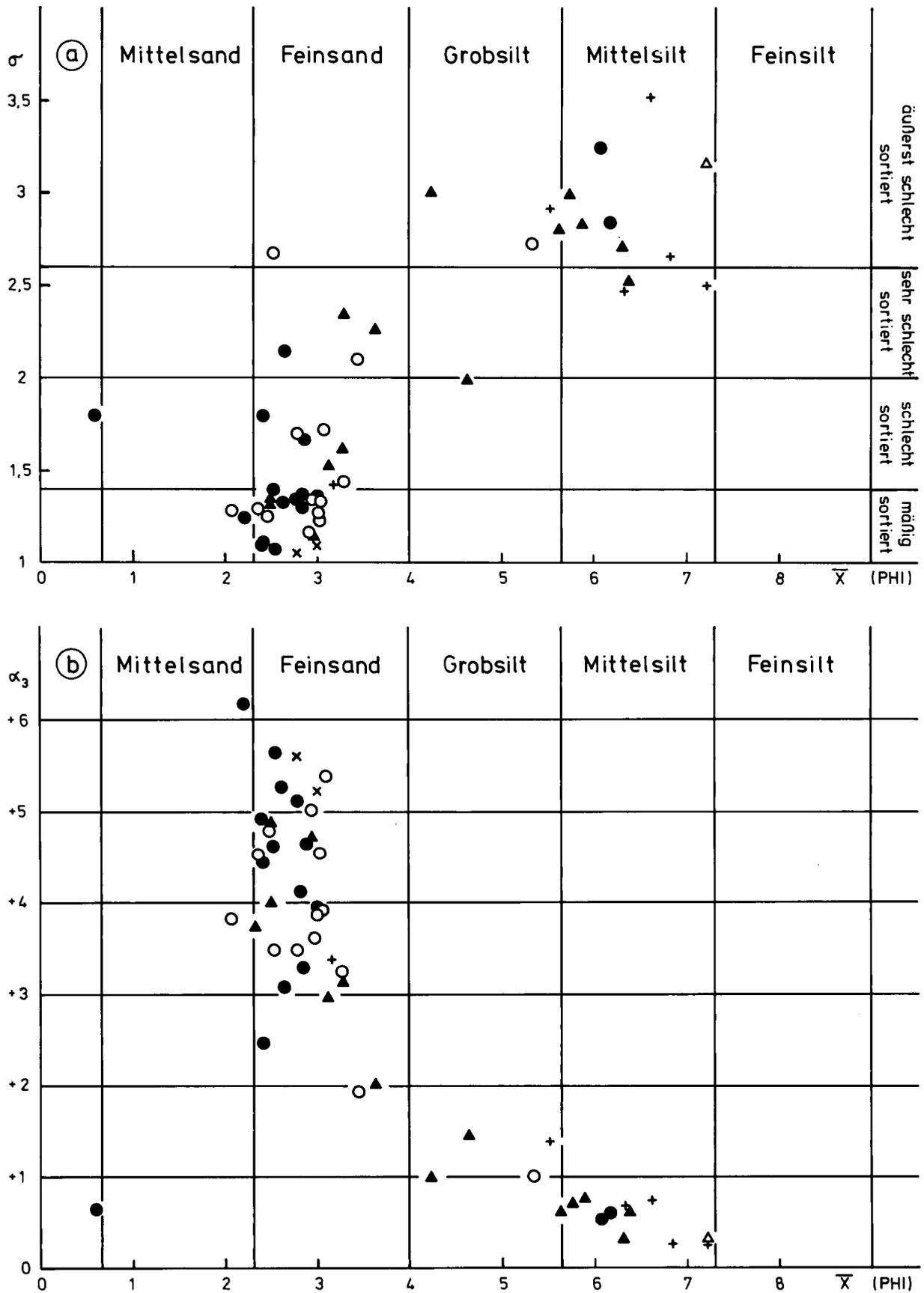


Abb. 24.
 Parameterbeziehungen von arithmetischen Mittelwerten (\bar{x}) mit a) Standardabweichungen (σ) und b) Schiefewerten (α_3) von Proben der Vöcklaschichten, Atzbacher Sande, Enzenkirchner Sande und des Ottninger Schliers.
 Atzbacher Sande und Vöcklaschichten: ● = Lithofazies A, ○ = Lithofazies B, ▲ = Lithofazies C; × = Enzenkirchner Sande; + = Ottninger Schlier; △ = Pelitklasten in Lithofazies A.

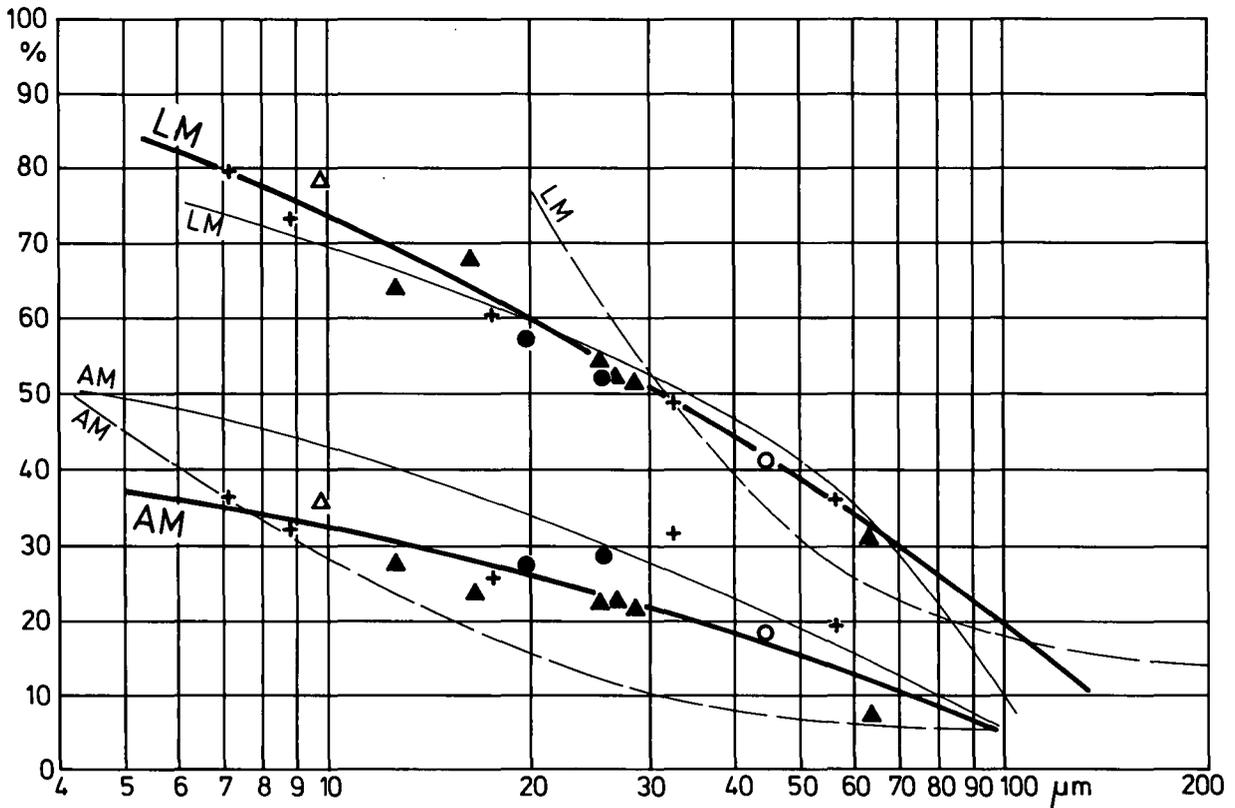
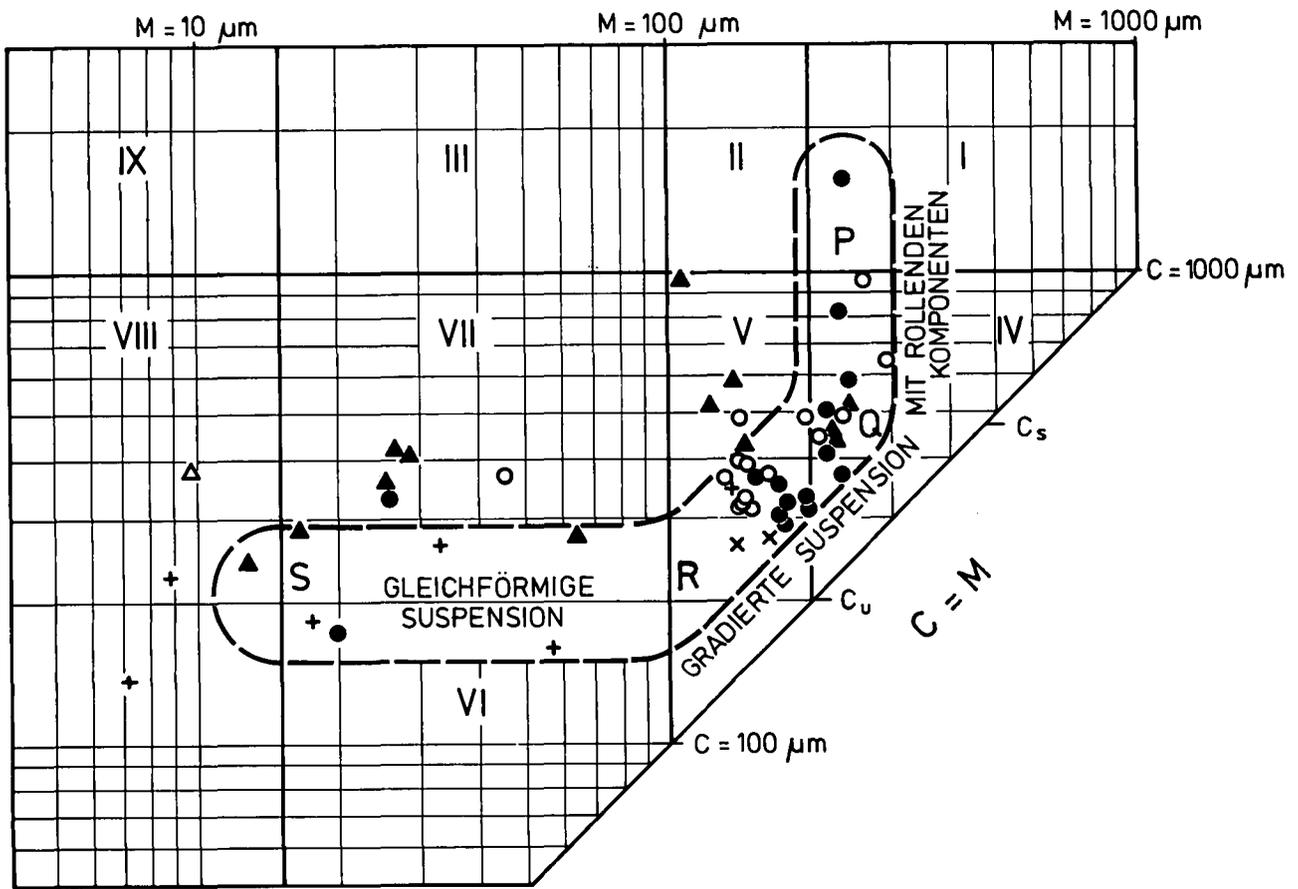


Abb. 25.

a) Die Proben der Vöcklaschichten, Atzbacher Sande, Enzenkirchner Sande und des Otnanger Schliers im CM-Diagramm (R. PASSEGA, 1957).

b) Die Pelite der Vöcklaschichten, Atzbacher Sande und des Otnanger Schliers im AM- und LM-Diagramm (dicke Linie) und Gegenüberstellung mit schematischen AM- und LM-Diagrammen von Ablagerungen aus gradierter (dünne, unterbrochene Linie) und gleichförmiger (dünne, durchgezogene Linie) Suspension (R. PASSEGA & R. BYRAMJEE, 1969).

Atzbacher Sande und Vöcklaschichten: ● = Lithofazies A, ○ = Lithofazies B, ▲ = Lithofazies C; × = Enzenkirchner Sande; ÷ = Otnanger Schlier; Δ = Pelitklasten in Lithofazies A.

Der Transport der Silte in gleichförmiger Suspension wird durch die LM- und AM-Diagramme, in denen die Anteile kleiner $31\ \mu\text{m}$ (L) bzw. kleiner $4\ \mu\text{m}$ (A) und die Medianwerte gegenübergestellt werden, bestätigt (Abb. 25b). Durch die Diagramme wird auf die schlechtere Sortierung in gleichförmiger Suspension hingewiesen (R. PASSEGA & R. BYRAMJEE, 1969).

Die Pelite mit M-Werten kleiner $15\ \mu\text{m}$, wie der Ottanger Schlier von der Schanze, sind mit gleichzeitigen C-Werten größer $100\ \mu\text{m}$ in der feinsten gleichförmigen Suspension transportiert (R. PASSEGA & R. BYRAMJEE, 1969).

Aus dem CM-Diagramm geht daher hervor, daß der Sedimenttransport durch bodennahe Strömungen bei den Sanden vorherrscht.

Durch das gemeinsame Auftreten von Sedimenten in den Segmenten R-S und Q-R wird aber darauf hingewiesen, daß derartige Strömungen nicht aktiv sind, wo oder wenn die gleichförmige Suspension sedimentiert (R. PASSEGA & R. BYRAMJEE, 1969).

Derartige hydrodynamisch Transportbedingungen herrschen nicht nur im fluviatilen Bereich, wofür diese CM-Verteilung ebenfalls typisch ist, sondern auch im gezeitenbeeinflussten, submarinen Bereich, wo Gezeitenströmungen die Grobsedimente in Rinnen transportieren oder die Sedimentation von pelitischem Material aus der gleichförmigen Suspension nur zur Zeit um die Stillwasserperiode erfolgen kann (R. PASSEGA, 1957).

Schwebender Transport (gleichförmige Suspension), springender Transport (gradierte Suspension) und rol-

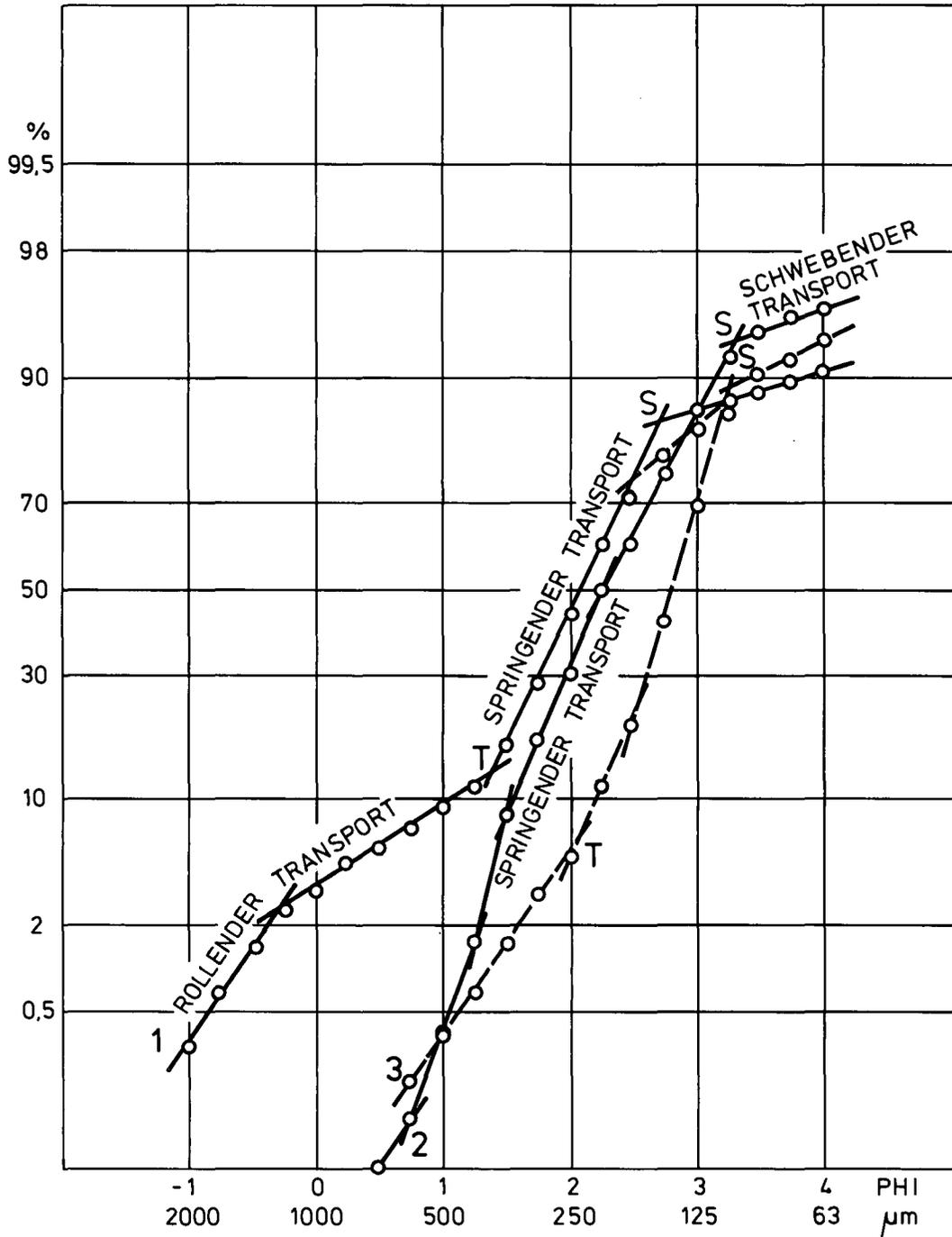


Abb. 26.
Typische Kornsummenkurven im Wahrscheinlichkeitsnetz von Proben der Atzbacher Sande.

lender Transport (Bodenfracht) sind die drei Transportarten, die innerhalb einer Korngrößenverteilung eigene Populationen mit logarithmischer Normalverteilung bilden. Diese erscheinen durch die Darstellung der Korngrößenverteilung im Wahrscheinlichkeitsnetz als gerade Linien (A. J. MOSS, 1962, 1963; E. WALGER, 1961; G. S. VISHNER, 1969).

Charakteristische, faziesspezifische Parameter sind die Anzahl, der Anteil am gesamten Sediment, das Verhältnis, die Mischbereiche und die Sortierung (Anstieg) dieser Populationen (K. H. SINDOWSKI, 1957; G. S. VISHNER, 1969; R. P. GLAISTER & H. W. NELSON, 1974).

Diese Parameter sind beim Großteil der untersuchten Atzbacher Sande, Enzenkirchner Sande und Sandeinschaltungen in Vöcklaschichten und Ottnanger Schlier sehr ähnlich.

Die Kurven 2 und 3 (Abb. 26) zeigen die vorwiegend auftretenden Kornverteilungen, bei denen die sehr gut bis gut sortierte springend transportierte Population mit 70 % bis 95 % überwiegt. Diese ist klar von der schlecht sortierten Suspensionsfracht getrennt, die mit 7 % bis 17 % am Aufbau der Psammite beteiligt ist. Die Anteile der mäßig bis schlecht sortierten rollenden Population betragen 0,2 % bis 12 %, wobei besonders die Sedimente der Lithofazies A mehr Bodenfracht besitzen, wie aus der Kurve 1 (Abb. 26) zu ersehen ist.

Rollende und springende Population sind häufig eindeutig voneinander getrennt und besitzen einen großen Mischbereich.

Die groben Wendepunkte (T) treten vorwiegend zwischen $1,0 \Phi$ und $2,5 \Phi$ auf, während die Grenzen zwischen springender und schwebender Population (S) zwischen $2,5 \Phi$ und $3,5 \Phi$ zu finden sind. Wie auch aus dem CM-Diagramm hervorgeht, dominiert in den untersuchten Sanden der springende Transport. Gleichzeitig ist aber auch die Suspensionsfracht nicht unbedeutend, während der rollend transportierte Anteil meistens gering ist. In Verbindung mit der oben beschriebenen Sortierung dieser Populationen und der Positionen der groben und feinen Wendepunkte sind diese Kurven ähnlich den bei K. H. SINDOWSKI (1957) dargestellten Kurventypen von strömungsbeeinflussten Sandbänken des marinen Schelfbereiches und Rinnensanden des Wattes. Diese Kurventypen treten auch in der Almond Formation und Lance Formation in kretazischen Deltasedimenten auf (G. S. VISHNER, 1969, p. 1097). Dort wird die Korngrößenverteilung als Ergebnis starker Gezeitenströmungen im seichten Wasser oder auf Sandbänken in Gezeitenrinnen interpretiert, wo die Bodenfracht dadurch weitgehend entfernt wurde.

Ähnliche Ergebnisse erbrachten die granulometrischen Analysen der Forschungsbohrung Kemating K1 (P. FAUPL, H. KURZWEIL & R. ROETZEL in: M. HEINRICH, 1984).

Den Atzbacher Sanden äquivalente Sandeinschaltungen in dieser Bohrung führen zwar streckenweise höhere Siltanteile, sodaß auch Sedimente mit arithmetischen Mittelwerten zwischen $3,5 \Phi$ und $4,5 \Phi$ gehäuft auftreten. CM-Diagramme und Kornsummenkurven im Wahrscheinlichkeitsnetz lassen aber auch in diesen Sedimenten ein Überwiegen der springenden Population, das heißt des Transports in gradiertem Suspension durch bodennahe Strömungen, erkennen.

Vergleiche mit den granulometrischen Daten von H. KURZWEIL (1973) sind nur begrenzt möglich, da sich dieser Autor nur auf die sedimentpetrologische Bearbeitung der Pelite des Ottnangiens beschränkte und au-

Berdem teilweise etwas andere Berechnungsverfahren verwendete. Die vergleichbaren Ergebnisse, wie die Sedimentbenennungen und die Aussagen der CM-Diagramme der Pelite, sind jedoch sehr ähnlich den in dieser Arbeit getroffenen Aussagen.

5. Paläoströmungsdaten

(Abb. 27–29)

In Abb. 27 sind die Paläoströmungsdaten aus den einzelnen Sandkörpern des Ottnangiens zusammengestellt, wobei die einzelnen Diagramme große Aufschlüsse oder eng beisammenliegende Aufschlußgruppen repräsentieren. Die Untersuchungen konzentrieren sich in erster Linie auf die großdimensionale Schrägschichtung mit Sethöhen größer 6 cm (vgl. M. TUCKER, 1982). Dargestellt ist das Einfallen der Leebblätter. Es handelt sich dabei nach dem Modell für Sandwaves (siehe Abb. 6) um die E_3 -Flächen.

5.1. Atzbacher Sande

(Abb. 27, Diagr. 1–16)

Aus den Diagrammen läßt sich eine Hauptströmungsrichtung nach ENE ablesen. Die Daten zeigen jedoch eine ungemein breite Streuung. In einzelnen Diagrammen ist eine bi- bis polymodale Verteilung zu erkennen. In einer Zusammenfassung aller Paläoströmungsdaten der Atzbacher Sande in einem Sammeldiagramm (Abb. 28) kommt diese polymodale Verteilung besonders deutlich zum Ausdruck. Zur Berechnung der Mittelwerte wurden alle Werte zwischen 0° und 180° zur Hauptpopulation gerechnet, während die Werte zwischen 180° und 360° zu einer Nebengruppe zusammengefaßt wurden. Diese „Nebengruppe“ ist allerdings in sich auch nicht unimodal, was bei der Beurteilung des Mittelwertes zu berücksichtigen ist.

Aus der überaus ungleichen Verteilung der Daten mit einem Vektormean der Hauptgruppe, das sind 84 % aller Meßwerte, in Richtung 82° (Magnitude $L=82$ %) sowie einer Streuung der „Nebengruppe“ um 292° (Magnitude $L=66$ %) läßt sich auf eine ausgeprägte Asymmetrie in der Intensität der Gezeitenströmung schließen. Solche asymmetrisch polymodale Verteilungen sind bei Schrägschichtungsgefügen in gezeitenbeeinflussten Environments eigentlich der Normalfall (vgl. J. HÜLSEMANN, 1955; G. DE VRIES KLEIN, 1977, p. 66ff; J. R. L. ALLEN, Sandwave model, 1980; R. ANDERTON, 1976, p. 449, Dalradian; T. A. L. TEYSSEN, 1984a, jurassische Minette-Erze; Ph. A. ALLEN & P. HOMEWOOD, 1984 und Ph. A. ALLEN et al., 1985, p. 372, Obere Meresmolasse, Schweiz).

Die ENE-Richtung entspricht aus paläogeographischen Überlegungen am ehesten dem Flutstrom. Möglicherweise wurde dieser noch durch eine E-gerichtete Beckenströmung verstärkt. Aufgrund seiner wesentlich geringeren Intensität hat sich der Ebbstrom nur untergeordnet in den Schrägschichtungsgefügen abgebildet. Echte Kreuzschichtung (herring bone bedding) ist daher überaus selten zu beobachten.

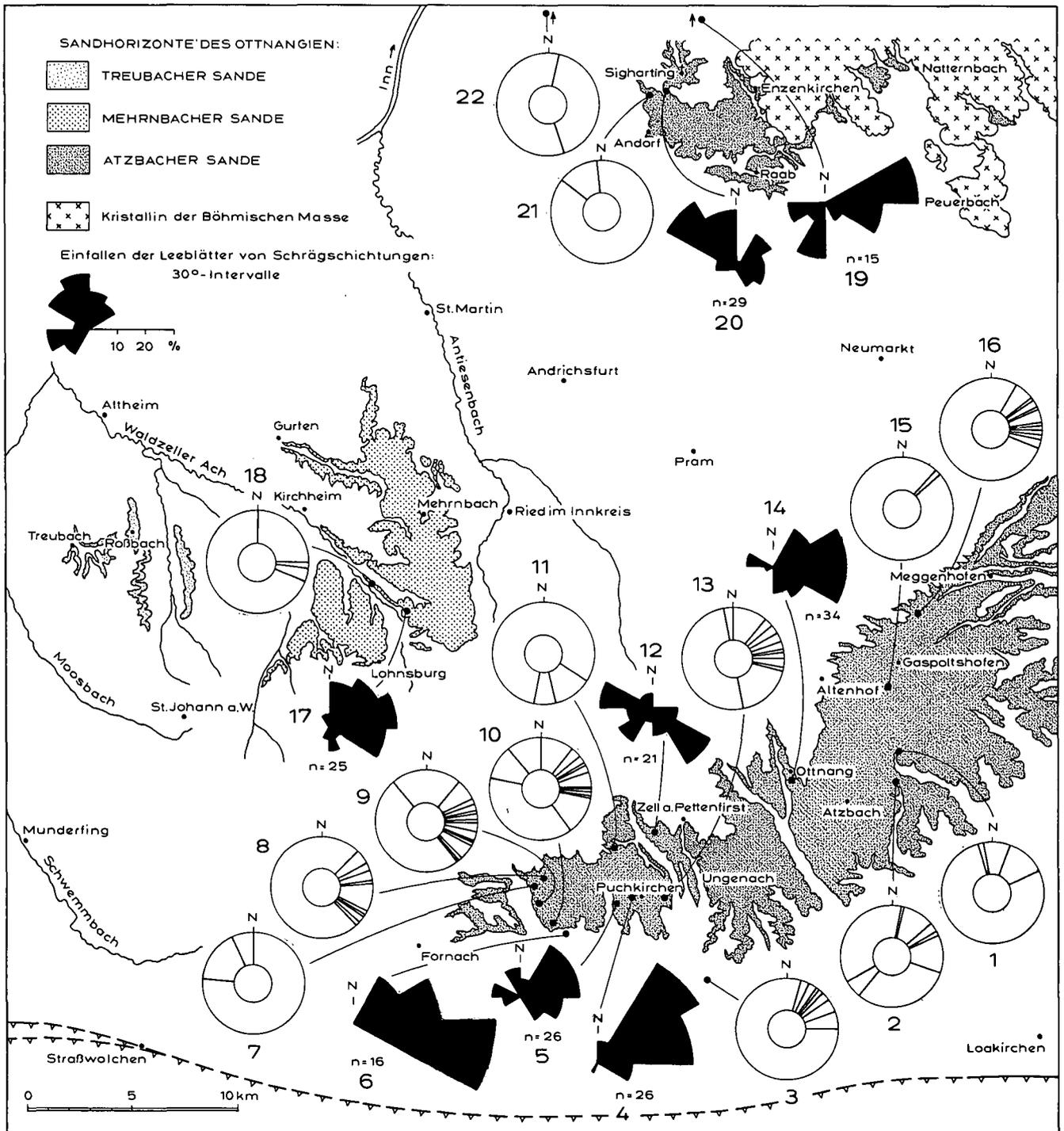


Abb. 27.
 Paläoströmungsdaten aus Sandhorizonten des Ottnangiens. Geologische Kartengrundlage von F. ABERER (1958).
 Atzbacher Sande und Übergangsbereich zu Vöcklaschichten: 1 = Aufschlußgruppe um Wufing, ca. 3 km NE Atzbach; 2 = Sandgrube Kasberg; 3 = Sandgrube Timelkam; 4 = Sandgrube Puchkirchen-Berg; 5 = Aufschlußgruppe um Neukirchen/Vöckla; 6 = Aufschlußgruppe an der Vöckla, E Zipf; 7 = Sandgrube Haslau; 8 = Bachaufschluß Haslau-Neue Welt; 9 = Aufschluß bei Brauerei Zipf; 10 = Aufschluß S Brauerei Zipf; 11 = Aufschlußgruppe um Wirtshaus in der Röd, ca. 3 km SSW Ampflwang; 12 = Sandgrube Bruck, SSE Ampflwang; 13 = Sandgrube Roith; 14 = Sandgrube Ottnang-Fischer; 15 = Aufschluß bei Obeltsham; 16 = Aufschlüsse bei Hochwasserschutzbauten der Innkreisautobahn A8, N Gaspoltshofen.
 Mehrnbacher Sande: 17 = Sandgrube Magetsham; 18 = Aufschluß SE Rödham.
 Enzenkirchner Sande und Fossilreiche Grobsande: 19 = Sandgrube N Mitterndorf; 20 = Sandgrube Seifriedsedt; 21 = Aufschluß an der Pram, N Andorf; 22 = Sandgrube NNE Höbmansbach.

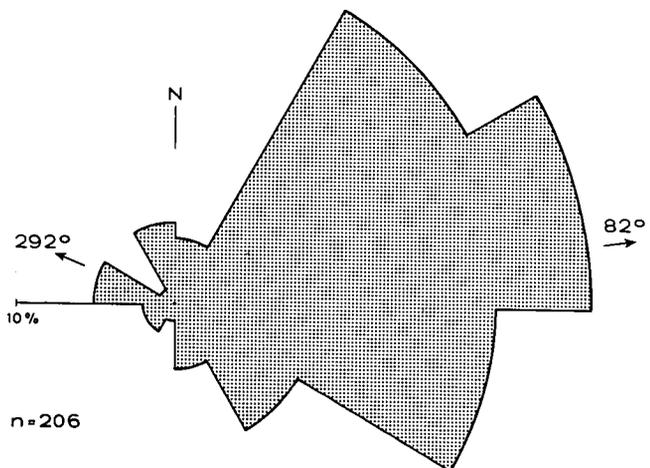


Abb. 28.
Sammeldiagramm aller Paläoströmungsdaten aus den Atzbacher Sanden.
30°-Intervalle, Pfeile entsprechen dem Vektormittel der Intervalle 0°–180° und 180°–360°.

5.2. Enzenkirchner Sande

(Abb. 27, Diagr. 19–22)

Während die Atzbacher Sande eine mehr beckenzentrale Lage im Ottnangmeer eingenommen haben, repräsentieren die Enzenkirchner Sande eine randnähere Fazies. Die Paläoströmungsdaten weisen ein ähnlich polymodales Verteilungsmuster auf wie jene der Atzbacher Sande. Dem Sammeldiagramm (Abb. 29) ist zu entnehmen, daß die NW-gerichtete (= Ebbstrom, 310°, L = 67 %) und die ENE-gerichtete Strömungskomponente (= Flutstrom, 77°, L = 74 %) annähernd gleich wirksam waren. Vergleicht man jedoch die Aufschlüsse von Seifriedsedt (Abb. 27, Diagr. 20) mit jenem aus basisnahen Grobsanden bei Mitterndorf (Diagr. 19), so zeigt sich, daß im ersten Fall die Schrägschichtungskörper durch den Ebbstrom und im zweiten Fall bevorzugt durch den Flutstrom geprägt wurden. Es dürfte daher in diesem randnahen Bereich der Enzenkirchner Sande das Vorherrschen der einen oder anderen tidalen Strömungskomponente von lokalen morphologischen Beckensituationen, die heute nicht mehr rekonstruierbar sind, abhängig gewesen sein.

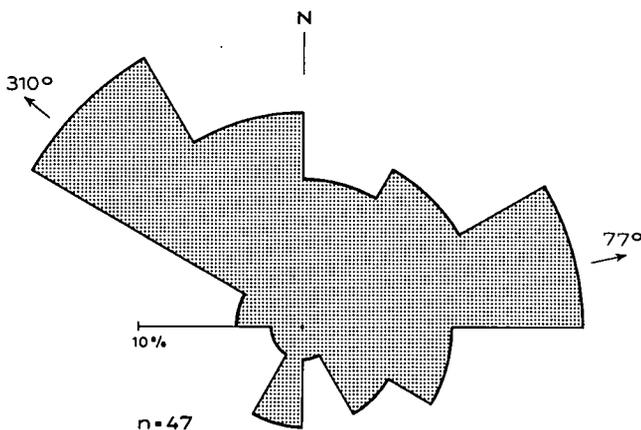


Abb. 29.
Sammeldiagramm aller Paläoströmungsdaten aus den Enzenkirchner Sanden und Fossilreichen Grobsanden.
30°-Intervalle, Pfeile entsprechen dem Vektormittel der Intervalle 0°–180° und 180°–360°.

5.3. Mehrnbacher Sande

(Abb. 27, Diagr. 17 und 18)

Die Verteilung der Paläoströmungsdaten ist weitgehend mit jener aus den Atzbacher Sanden vergleichbar. Auch hier herrscht eine E-Komponente vor, die dem Flutstrom entsprochen haben dürfte. Paläogeographisch haben die Mehrnbacher Sande so wie die Atzbacher Sande eine mehr beckeninterne Position eingenommen.

6. Interpretation der Fazies und des sedimentären Environments

Aus der Gesamtheit der beobachteten Faziesmerkmale kann auf eine deutliche Aktivität von Gezeitenströmungen geschlossen werden. In ganz besonderer Weise manifestiert sich dieser Einfluß der Gezeiten in der Ausbildung der großdimensionalen Schrägschichtung (besonders in Fazies A₃–A₄ und B₁–B₂). Diese Schrägschichtung ist durch Pelitlagen (mud drapes) auf den Leeblättern und durch Reaktivationsflächen charakterisiert. Mud drapes gelten ganz allgemein als gutes diagnostisches Merkmal für Gezeitensedimente. Es bilden sich solche Pelitlagen während der Stillwasserperioden, bevorzugt bei einer deutlich ausgeprägten Zeit-Geschwindigkeitsasymmetrie des Tidenverlaufes (vgl. H. D. JOHNSON & C. T. BALDWIN, 1986, p. 260). Auch das Paläoströmungsmuster ist hierfür kennzeichnend. Weiters ist die Verbreitung von Linsen- und Flaserschichtung eine für Gezeitensedimente typische Erscheinung, obwohl dieser Schichtstyp auch aus anderen sedimentären Milieus bekannt ist (vgl. H.-E. REINECK & I. B. SINGH, 1980).

6.1. Lithofazies A₁

Diese massige Sandfazies kann am ehesten mit einer subtidalen Rinnenfazies verglichen werden. Die manchmal sichtbare grobe Schrägschichtung dürfte als Gleitgangschichtung zu betrachten sein, wie sie aus mäandrierenden inter- und subtidalen Rinnen bekannt ist. Bei den Pelitklasten, die diese Schrägschichtung nachzeichnen, handelt es sich im allgemeinen um Erosionsprodukte des Prallhanges dieser mäandrierenden Rinne. Der Rinnenboden wird durch Anhäufungen von solchen Pelitklasten und vereinzelt auch durch gröbere Gerölle markiert. Massige Sandpartien mit chaotisch verteilten Pelitklasten dürften Rinnenfüllungen repräsentieren, die im Zuge von Sturmereignissen zur Ablagerung gelangt sind.

6.2. Lithofazies A₂

Bei dieser eng mit A₁ in Verbindung stehenden Entwicklung dürfte es sich am ehesten um longitudinale subtidale Sandbänke im Bereich größerer Rinnen handeln. Allerdings liegt über die großräumige Geometrie und Verbreitung dieser Sandfazies zur Zeit keine genaue Information vor.

Die eben laminierten Sandabschnitte mit reichlich Pflanzenhäcksel dürften auf abklingende hochenergetische Ereignisse, wie Springfluten oder Stürme, während denen im Küstenbereich Erosion stattgefunden

hat, zurückzuführen sein. Auch Flußhochwässer kommen in diesem Zusammenhang in Frage.

6.3. Lithofazies A₃ und A₄

Aufgrund der Ausbildung der Schrägschichtung mit Reaktivationsflächen und Bündelstruktur im Sinne von M. J. VISSER (1980) sowie durch das Vorkommen von Pelitklasten und -lagen auf den Leebblättern, lassen sich diese beiden Fazies als Sandwellen-Fazies (sand waves) interpretieren. Unter Sandwellen werden auf Vorschlag von J. R. L. ALLEN (1980), im Gegensatz zu Dünen, die sich unter einer gleichgerichteten Strömung bilden, großdimensionale transversale Sohlformen verstanden, die sich unter der entgegengesetzten Wirkung von Gezeitenströmungen entwickeln. Die beobachteten Schrägschichtungsstrukturen lassen sich sehr gut mit jenen von J. F. M. DE RAAF & J. R. BOERSMA (1971), J. R. BOERSMA & J. H. J. TERWINDT (1981) und R. W. DALRYMPLE (1984, p. 375) beschriebenen Internstrukturen von Sandwellen vergleichen.

Nach der Klassifikation von J. R. L. ALLEN (1980) dürften die meisten Schrägschichtungseinheiten seinen Sandwellenklassen III–IV zuzuordnen sein. Die Sandwellen dieser Klassen haben sich unter einem stark asymmetrischen Gezeitenregime gebildet, was sich auch durch die Orientierung der Schrägschichtungsgefüge (siehe Abb. 28) belegen läßt. Bei der Formung dieser Art von Sandwellen war eine deutlich entwickelte Leewalze (separated flow) tätig. Gegenläufig zu den Leebblättern orientierte Strömungsrippeln aus dem Fußbereich der Schrägschichtungseinheiten können, wenigstens teilweise, als Hinweis für die Existenz solcher Leewalzen gewertet werden. Es ist jedoch nicht immer eindeutig zu klären, ob es sich bei solchen gegenläufig orientierten Ripplern nicht auch um Strukturen handeln könnte, die vom entgegengesetzten, untergeordneten Gezeitenstrom erzeugt worden sind. J. H. J. TERWINDT & M. J. N. BROUWER (1986) unterscheiden bei Sandwellen 2-D-Typen mit geraden, gleichmäßigen, ebenen Kämmen sowie 3-D-Typen mit gekrümmten Kämmen. Bei der hier beschriebenen Fazies dürfte es sich überwiegend um kleinere 2-D-Typen handeln, die tabularen Schrägschichtungsabfolgen und die geringen Sethöhen sprechen dafür.

Die Bündelstruktur und Abfolge sind im einzelnen deutlich zu erkennen. Es handelt sich allerdings im Vergleich zu den von Ph. A. ALLEN & P. HOMEWOOD (1984, p. 65) in der Oberen Meeresmolasse von Fribourg/Schweiz beschriebenen, bis zu 30 cm dicken Forsets um eher dünne Bündel mit maximal 10–15 cm Dicke. In einigen wenigen Fällen ist durch Zählung der Bündel ein Hinweis auf Nipp-Spring-Nipp-Zyklen möglich gewesen (vgl. M. J. VISSER, 1980; Ph. A. ALLEN & P. HOMEWOOD, 1984). So betrug in der Sandgrube in Ottnang die Zahl der Leebblätter eines solchen Zyklus 26. Das dickste Leebblatt, das der Springtide zugeordnet wurde, lag in diesem Fall bei 13 cm, gemessen in halber Sethöhe. Oft sind die dünnen Leebblattabfolgen des Nipptidenabschnittes so eng zusammengedrängt, daß dieser Abschnitt sich nur mehr als deutlich pelitreicherer Intervall abzeichnet. Eine Zählung ist dann nicht mehr möglich.

Die Frage, ob es sich bei dieser Sandfazies überwiegend um eine subtidale oder intertidale Fazies handelt, ist schwierig zu beantworten (vgl. J. F. M. DE RAAF &

J. R. BOERSMA, 1971, p. 479ff). Die meisten Rezentbeobachtungen beziehen sich naturgemäß auf das intertidale Milieu. Generell kann jedoch festgestellt werden, daß das Erhaltungspotential subtidaler Ablagerungen sicher deutlich höher einzuschätzen ist, als das von intertidalen Sedimenten. Nach M. J. VISSER (1980, Fig. 2, 3) sind mud drapes, die besonders im Bereich des Bottomsets eine Verdoppelung erkennen lassen, ein untrügliches Merkmal für eine Ablagerung im Subtidal. Zwischen diesen beiden Schlicklagen kann eine dünne Sandlage mit gegenläufig orientierter Strömungsrippelschichtung entwickelt sein. Diese Verdoppelung der Schlicklagen belegt, daß sowohl während der Stillwasserphase nach der Flut als auch nach der Ebbe eine Wasserbedeckung gegeben war. Die gegenläufigen Ripplern lassen sich in diesem Fall als back flow-Ripplern dem untergeordneten Gezeitenstrom zuordnen. Eine solche Verdoppelung der Schlicklagen konnte in der hier beschriebenen Fazies nachgewiesen werden (Abb. 7).

Ein weiterer Hinweis auf ein subtidales Ablagerungsmilieu ist im Fehlen von etch marks, einer feinen Terrassierung an Sohlformen des Intertidals, die auf das abfließende Wasser des Ebbstromes zurückzuführen ist, zu sehen. Nach H. E. CLIFTON (1983, p. 357), ist eine weite Verbreitung mittel- bis großdimensionaler Schrägschichtung mit hohen Schrägschichtungswinkeln für das Subtidal kennzeichnend, jedoch im Intertidal eher ungewöhnlich. Für das Subtidal spricht auch das Fehlen kleiner steilwandiger Rinnen, welche jedoch im Intertidal lokal anzutreffen sind.

Die wenigen Daten, die über den Stabilitätsbereich von Wellenrippeln aus diesen Fazies zu gewinnen waren, scheinen die Annahme eines subtidalen Ablagerungsmilieus zu bestätigen.

Für den Aufschluß in Ottnang konnte nach dem Kalkulationsverfahren von B. DIEM (1985) eine maximale Bildungstiefe von 25 m bei einer maximalen Wellenperiode von ca. 5 sec errechnet werden. Die meisten Wellenrippeln waren jedoch entweder durch eine Strömung überprägt, oder die mittlere Korngröße (D in Mikrometer) und die Wellenlänge (λ in cm) der Rippen entsprachen nicht der Beziehung $\lambda < 0,0028 \cdot D^{1,68}$.

Nach den Angaben von A. H. STRIDE (1982, p. 28) handelt es sich bei den Sandwellen um transversale Sohlformen des unteren Strömungsregimes, die sich bei Springtiden-Strömungsgeschwindigkeiten, gemessen in Bodennähe, zwischen ca. 0,65 und 1 m/sec bilden. T. A. L. TEYSSEN (1984a, p. 205) hatte, allerdings für wesentlich mächtigere Schrägschichtungskörper mit Sethöhe von 6 m aus den jurassischen Minette-Erzen, eine Strömungsgeschwindigkeit von 0,9 m/sec abgeleitet. J. H. J. TERWINDT & M. J. N. BROUWER (1986) konnten anhand einer Studie über intertidale Sandwellen aus dem Westerschelde Ästuar (Tidenhub: Nipptide 3,3 m, Springtide 5,5 m) zeigen, daß 2-D-Typen sich dort entwickeln, wo eine ausgeprägte Geschwindigkeitsasymmetrie der Tidenströmung gepaart mit einer relativ geringen Sandtransportrate gegeben ist. Die Durchschnittsgeschwindigkeit der Strömung liegt für diese Formen unter 0,8 m/sec.

Mit Hilfe eines von Th. TEYSSEN (1984b) entwickelten Modells läßt sich die Geschwindigkeit der vorherrschenden Gezeitenströmung aus den sedimentären Charakteristika von Sandwellen abschätzen. In diese Kalkulation geht

- 1) die mittlere Korngröße ein, die zur Ermittlung des Schwellenwertes der durchschnittlichen Strömungsgeschwindigkeit bei beginnendem Sedimenttransport notwendig ist,
- 2) die Höhe der Sandwellen,
- 3) die Bündeldicke,
- 4) die Dichte des Sediment / Wassergemisches (1,6 kg/m³ für Quarz in Wasser) und
- 5) ein Koeffizient k, der empirisch zu bestimmen ist.

In der Sandgrube Fischer in Ottwang (Atzbacher Sande) ergab sich für eine 70 cm hohe Sandwelle mit einer maximalen Bündeldicke von 13 cm und einer mittleren Korngröße von 0,17 mm ($u_{ces} = 0,25$ m/sec nach Fig. 2 in H. E. REINECK & I. B. SINGH, 1980) eine maximale Flutströmungsgeschwindigkeit von 0,48 m/sec ($k = 2,0$). Ein 25 cm hohes Schrägschichtungsset mit 3 cm Bündeldicke und einer mittleren Korngröße von 0,139 mm erbrachte eine Gezeitenströmungsgeschwindigkeit von 0,51 m/sec. An einer Sandwelle mit deutlich erosivem Top aus der Sandgrube von Seifriedsedt (Enzenkirchner Sande) ließ sich eine maximale Strömungsgeschwindigkeit von 0,50 m/sec ermitteln (Korngröße 0,145 mm, Bündeldicke 10 cm, Höhe 50 cm, $k = 2,0$).

Diese Strömungsgeschwindigkeiten für die vorherrschende Tide um 0,50 m/sec sind jedoch nur als Schätzwerte zu betrachten. Sie stimmen aber gut mit der Annahme überein, daß es sich bei diesen Sandwellen eher um die kleineren Formen von Sandwellen handelt.

Vergleichsweise ergibt sich nach diesem Kalkulationsverfahren für die bedeutend größeren Sandwellen von Bois du Devin bei Fribourg (Ph. A. ALLEN & P. HOMEWOOD, 1984) mit einer geschätzten Höhe der Sandwellen von 2, bis 2,5 m eine Geschwindigkeit des Ebbstromes um 0,8 m/sec (Mittl. Korngröße 0,2 mm, Bündeldicke 0,3 m, $k = 1,2$). Nach Berechnung der beiden Autoren liegt die maximale Geschwindigkeit des Ebbstromes jedoch etwas tiefer, bei ungefähr 0,6 m/sec.

Zusammenfassend darf daher für die Fazies A₃ und A₄ als sedimentäres Milieu ein subtidales Feld von kleineren migrierenden Sandwellen angenommen werden. Solche Sandwellenfelder können auch in breiten Gezeitenrinnen auftreten, was die enge Bindung dieser Fazies an die massigen Rinnensande erklären würde.

6.4. Lithofazies A₅

Diese als Rinnenfüllung klar erkennbaren groben Pelitklastenlagen (Abb. 11), die nur aus den massivrandnahen Enzenkirchner Sanden bekannt sind, können als Ablagerungen von Sturmfluten gedeutet werden. Das Auftreten solcher Pelitklasten läßt sich in intertidalen Prielsystemen häufig beobachten. Bei Sturmfluten ist ein Transport der Klasten in den subtidalen Bereich vorstellbar. M. TUCKER (1982, p. 369) verweist auf die Entwicklung solcher dicker flakestone-Horizonte in Storm-surge channels; sie treten aber auch als Ablagerungen in Rippströmungsrinnen sowie im subtidalen Abschnitt großer Gezeitenrinnen auf.

6.5. Lithofazies B

Bei der Fazies B dürfte es sich, ähnlich wie bei der Fazies A₃–A₄, um Ablagerungen von subtidalen Sand-

flächen handeln, die durch kleine Sandwellen gegliedert sind. Zwischen den Sandwellen breiteten sich Rippfelder aus. Eine Untersuchung an einigen Wellenrippen ergab auch ein ähnliches Stabilitätsfeld wie für die Fazies A₃–A₄ (maximal mögliche Wassertiefe um 20 m bei maximalen Wellenperioden zwischen 4,5 und 5 sec). Während hochenergetischer Ereignisse ist es immer wieder zu einer Einebnung bzw. teilweisen Erosion der Schrägschichtungskörper gekommen, woraus die geringen Sethöhen von 5 bis 30 cm resultieren. Vielfach sind von den Schrägschichtungskörpern nur die Bottomset-Bereiche erhalten.

Mud drapes und Pelitklasten auf den Leebältern weisen ebenfalls auf Gezeitenaktivität hin. Kreuzschichtung läßt sich jedoch eher selten beobachten, sodaß auch hier mit einem deutlich asymmetrischen Strömungsregime der Gezeiten zu rechnen ist.

Entwässerungsstrukturen und die damit verbundenen intensiv gestörten Internschichtungen dürften auf Phasen sehr rascher Sandsedimentation hinweisen. Für eine relativ hohe Sedimenttransportrate spricht auch die verhältnismäßig geringe Bioturbation. Auch die einzeln beobachtbaren Stopfgefüge von irregulären, grabenden Seeigeln (Abb. 15) deuten am ehesten auf subtidale Ablagerungsbereiche hin.

6.4. Lithofazies C

Bei dieser pelitreichen Faziesgruppe stehen den Fazies C₂ und C₃ mit ihren hohen Bioturbationsraten die Fazies C₁ mit einer geringen oder überhaupt fehlenden Bioturbation gegenüber. Fazies C₄ entspricht den typischen Vöcklaschichten, die jedoch in die vorliegende Studie nicht mit einbezogen wurden.

Aufgrund ihrer Verbreitung, besonders als pelitreichere Interkalationen innerhalb der Sandwellenablagerungen (vgl. Abb. 10) kann die Fazies C₁ als sandarme, pelitreiche Entwicklung zwischen einzelnen Sandwellenfeldern gedeutet werden.

Fazies C₂ und C₃ mit ihren teilweise ungemein hohen Bioturbationsraten dürften sich am ehesten als Ablagerungen nahe der Tidenniedrigwasserlinie deuten lassen. Vom Sedimentcharakter, den sedimentären Strukturen, aber auch der Art der Bioturbation sind sie gut mit Ablagerungen des Sand- oder Mischwatts zu vergleichen (siehe H.-E. REINECK & I. B. SINGH, 1980; G. EVANS, 1965), können aber auch im seichten subtidalen Bereich auftreten. Besonders die sandgefüllten kleindimensionalen Rinnen in Fazies C₃ erinnern an kleine Priele (Abb. 19).

Auf eine geringe Ablagerungstiefe der Fazies C₂ deutet auch der Stabilitätsbereich von Wellenrippeln, allerdings nur aus einer einzigen Lage der Sandgrube Kasberg, hin. Es ergab sich eine maximal mögliche Bildungstiefe von ca. 4 m bei einer maximalen Wellenperiode von 2,2 sec.

7. Zur Schwermineralverteilung und Herkunft des Sedimentmaterials

(Abb. 30, Tab. 3)

Die Schwermineralspektren aus den Sanden des Ottwangens zeichnen sich durch eine große Vielfalt aus.

Sie werden von den Mineralen Granat und Epidot/Zoisit dominiert. Auch Hornblenden sind oft in bedeutenden Mengen enthalten. Die stabile Mineralgruppe (Zirkon, Turmalin, Rutil) tritt hingegen völlig untergeordnet auf. Einen Überblick über die Zusammensetzung bietet Tab. 3. Für Vergleichszwecke wurden neben den Atz-

bacher Sanden auch andere Sande des Ottnangiens in die Tabelle aufgenommen (vgl. auch Abb. 30). Generell sind alle Proben bezüglich des Auftretens der Hauptmineralkomponente vergleichbar. Stellt man jedoch innerhalb der Atzbacher Sande die Schwermineralverteilungen der Obertagsaufschlüsse denen der Forschungs-

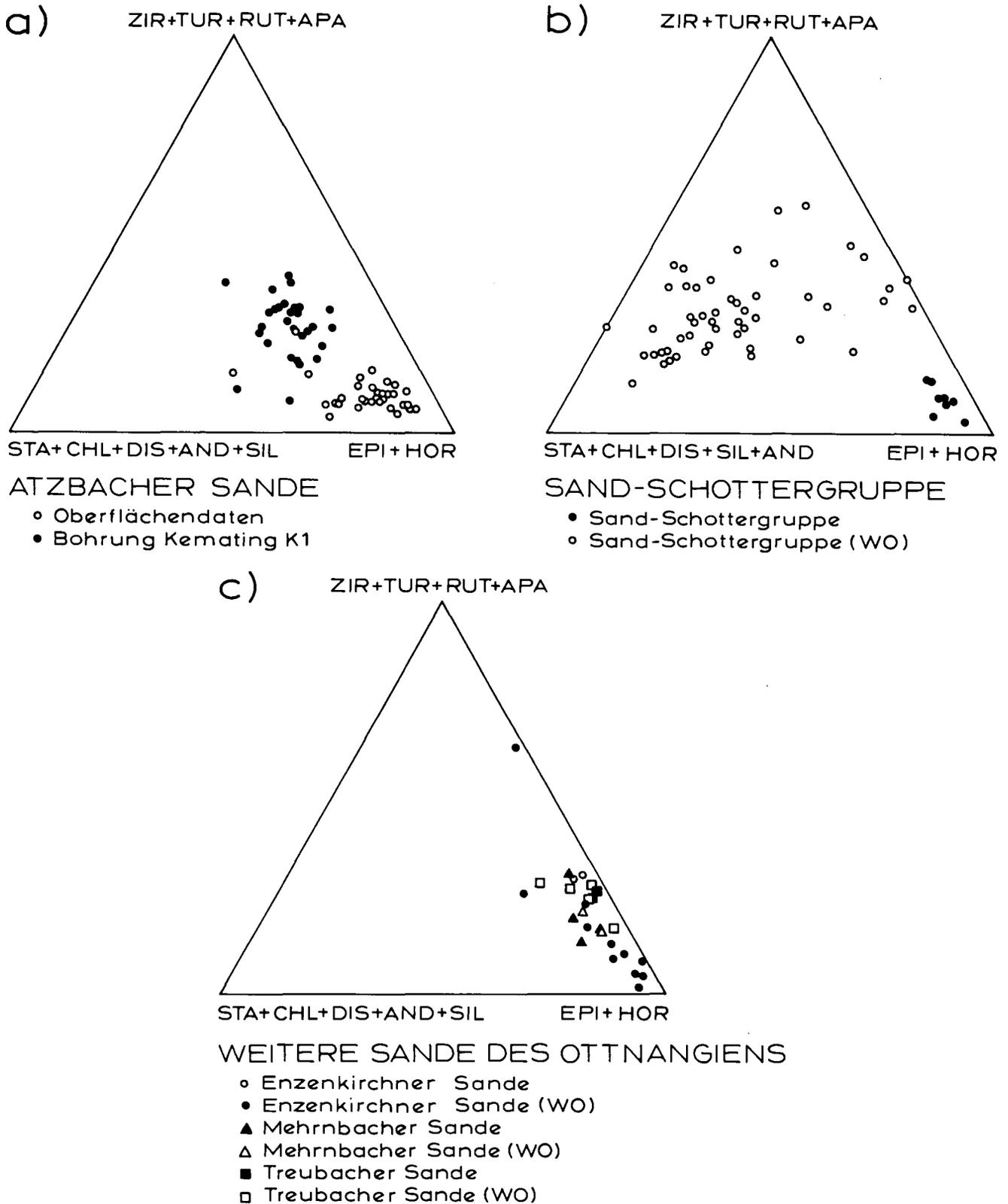


Abb. 30.

Die Verteilung der Schwerminerale aus Sanden des Ottnangiens im Dreieck (Zirkon + Turmalin + Rutil + Apatit) – (Staurolith + Chloritoid + Disthen + Andalusit + Silimanit) – (Epidot + Hornblende).

WO = Schwermineralanalysen von G. WOLETZ.

Tabelle 3.
Schwermineralverteilung in Sanden des Ottnangiens in der Molassezone des westlichen Oberösterreichs und Salzburgs. Mittelwerte in Kornprozenten und Variationsbreite. Korngrößenspektrum 0,4–0,063 mm.
ZI = Zirkon; TU = Turmalin; RU = Rutil; AP = Apatit; GR = Granat; ST = Staurolith; CD = Chloritoid; DI = Disthen; EZ = Epidot-Zoisit; HB = Hornblende; AD = Andalusit; SI = Sillimanit; SO = Sonstige.

	ZI	TU	RU	AP	GR	ST	CD	DI	EZ	HB	AD	SI	SO
Atzbacher Sande (Oberflächenproben) n = 33	– (0–2)	1 (0–4)	2 (0–3)	2 (0–5)	43 (6–84)	4 (0–8)	– (0–2)	3 (1–5)	29 (6–62)	14 (0–37)	1 (0–3)	– –	1 (0–4)
Atzbacher Sande (Bohrung Kemating K1) n = 31	1 (0–5)	2 (1–5)	– (0–1)	8 (1–14)	61 (42–87)	6 (1–10)	1 (0–3)	2 (0–5)	10 (4–15)	9 (4–16)	– (0–1)	– (0–1)	– (0–1)
Enzenkirchner Sande n = 2	3	3	1	16	23	2	1	1	30	19	1	–	–
Mehrnbacher Sande n = 4	1 (0–1)	2 (1–3)	2 (0–7)	9 (3–15)	29 (2–63)	5 (1–9)	1 (0–1)	1 (0–1)	44 (26–70)	6 (1–16)	– (0–1)	– (0–1)	– (0–1)
Traubacher Sande n = 2	1	2	1	15	25	–	2	1	41	12	–	–	–
Sand-Schottergruppe n = 8	– (0–1)	1 (0–2)	4 (1–7)	1 (0–4)	34 (21–46)	1 (1–3)	– (0–2)	3 (1–4)	53 (44–60)	2 (0–7)	– (0–1)	– –	1 (0–3)

bohrung Kemating K1 gegenüber, so zeigt sich besonders im Epidot/ Zoisit- und Hornblendegehalt ein deutlicher Unterschied (Abb. 30a, vgl. FAUPL et al.).

Die Hauptmasse der Schwerminerale läßt sich zwanglos auf eine alpine Herkunftsprovinz zurückführen. Diese gilt ganz besonders für Granat, Chloritoid und Epidot/Zoisit sowie für die grünen und blaugrünen Hornblenden. Auch der hellgelbe Staurolith, Disthen und Sillimanit sind von dort herleitbar.

Im Zusammenhang mit der Herkunftsfrage ist die Schwermineralzusammensetzung der Sande der Sand-Schottergruppe im Oichtental nördlich von Salzburg von großer Wichtigkeit, da es sich hierbei um einen Fan-Delta-Komplex handelt, der sich vom Alpenkörper her in das Molassebecken vorgebaut hat und daher nur alpines Material in das Becken geliefert haben kann (F. TRAUB, 1948; F. ABERER & E. BRAUMÜLLER, 1949; J. HERBST, 1985). Dieser sogenannte „Ursalzach-Fächer“ kann als Hauptliefergebiet für die Sedimente der Innviertler Gruppe angesehen werden.

Aus der Sand-Schottergruppe standen den Autoren für den Vergleich mit der Innviertler Gruppe neben 8 eigenen Proben noch 60 Proben von G. WOLETZ (Geologische Bundesanstalt) zur Verfügung (Abb. 30b; G. WOLETZ, 1951, 1955).

In allen Schwermineralspektren der Sand-Schottergruppe überwiegen, ebenso wie in den Sanden der Innviertler Gruppe, Granat und Epidot/Zoisit. Dagegen sind die Hornblenden, die in den altersgleichen Beckensedimenten fast durchwegs hohe Anteile besitzen, in der Sand-Schottergruppe unterrepräsentiert.

Dieses äußerst geringe Auftreten der Hornblenden bei einem vollständigen Fehlen der blaugrünen barroisitischen Hornblende wurde bereits von J. HERBST (1985) beobachtet.

J. HERBST (1985) erklärt dies durch ein amphibolarmes und barroisitfreies, zentralalpines Einzugsgebiet. Eine Verwitterungsauslese im Bereich der Sand-Schottergruppe wird von J. HERBST (1985) weitgehend ausgeschlossen, da die im sauren Milieu instabilen Minerale Apatit und Granat (E. NICKEL, 1973) fast durchwegs vorhanden sind. Auch die diagenetische Auflösung der Schwerminerale (intrastratal solution) wird in dieser Arbeit ausgeschlossen.

Nun konnte innerhalb der Atzbacher Sande festgestellt werden, daß der meist relativ hohe Hornblendean-

teil im äußersten Westen des oberflächennahen Verbreitungsgebietes (Frankenburger Redlbachtal), also gegen die Sand-Schottergruppe, sehr rasch stark abnimmt. Da auch in anderen, mit der Sand-Schottergruppe altersgleichen Sedimenten, wie z. B. den Mehrnbacher Sanden oder den Traubacher Sanden, Hornblenden doch sehr häufig festgestellt werden können, scheint der von J. HERBST (1985) vermutete Einfluß eines hornblendearmen Liefergebietes eher unwahrscheinlich.

Vielmehr kann eine Korngrößenabhängige Transport-sortierung, wie sie von J. HERBST (1985) für Granat und Epidot vermutet wird, auch für die Ablagerung der Hornblenden in Erwägung gezogen werden. Auch an die Möglichkeit einer geringen Stabilität der Hornblenden in einem süßwasserbeeinflussten Milieu während der Diagenese ist zu denken, da in der Stabilitätsreihe der intrastratal solution nach H. FÜCHTBAUER & G. MÜLLER (1977) Amphibole als eines der instabilsten Minerale angeführt werden.

Aufgrund der Schwermineralzusammensetzung darf daher angenommen werden, daß die Hauptmasse des Sedimentmaterials des Ottnangiens alpiner Herkunft ist, während der Einfluß einer außeralpinen Provinz sehr gering gewesen sein dürfte.

Der sogenannte „Ursalzach-Fächer“ war vermutlich einer der Haupteinspeisungspunkte. Marine Prozesse, allen voran die Gezeitenströmungen, haben dann für die weitere beckeninterne Verteilung und Sortierung gesorgt.

8. Schlußfolgerungen

Innerhalb der Atzbacher Sande und des Übergangsbereiches zu den liegenden Vöcklaschichten sowie der Enzenkirchner Sande können drei abgrenzbare Lithofaziesgruppen unterschieden werden.

Insgesamt läßt sich das sedimentäre Environment der Atzbacher Sande als ein gezeitenbeeinflusster, sandreicher, subtidaler Flachmeerbereich beschreiben.

Der überwiegende Teil der Fazies scheint in subtidalen Rinnen und Sandwellenfeldern zu Ablagerung gelangt zu sein. Nur im Übergangsbereich zu den liegenden Vöcklaschichten finden sich Hinweise auf die Nähe

zur Tidenniedrigwasserlinie. Betrachtet man die Verteilung der Fazies in einem Profil durch die Atzbacher Sande (Abb. 21, 22), so zeigt sich, daß der hangende Abschnitt überwiegend von einer Rinnenfazies mit (?) longitudinalen Sandbänken (Fazies A₁–A₂) eingenommen wird. Damit vergesellschaftet tritt eine Sandwellenfazies (Fazies A₃–A₄) und untergeordnet eine pelitreiche subtidale Fazies (Fazies C₁) zwischen den Sandwellenfeldern auf. In diesem hangenden Abschnitt finden sich auch die gröbsten Sedimente. Der mittlere Profilabschnitt scheint überwiegend von subtidalen kleineren Sandwellen- und Rippelfeldern (Fazies B₁–B₂) aufgebaut zu sein. Der liegende Abschnitt, im Übergangsbereich zu den Vöcklaschichten, führt die schon erwähnten Hinweise auf sehr seichtes subtidales bis (?) intertidales Milieu (Fazies C₁–C₄).

Das Gesamtprofil der Atzbacher Sande läßt sich daher als eine transgressive Serie interpretieren, wobei aber auch auf die laterale Verzahnung der Lithofaziesbereiche hingewiesen werden muß. Überlagert werden die Atzbacher Sande von der Schelfschlammfazies des Ottnanger Schliers.

Die Enzenkirchner Sande, die nur in wenigen Aufschlüssen untersucht werden konnten, setzen sich vorwiegend aus der Fazies A₃, A₅ und C₁ zusammen. Die mit Pelitklasten gefüllten Rinnen der Fazies A₅ sind wahrscheinlich Sturmflutbildungen und nur an die Enzenkirchner Sande gebunden. Diese nehmen paläogeographisch auch eine randnähere Position als die Atzbacher Sande ein (Abb. 1).

Untersuchungen über den Stabilitätsbereich von einigen wenigen Wellenrippeln ergaben für die Atzbacher Sande eine maximal mögliche Bildungstiefe von 20 bis 25 m bei einer maximalen Wellenperiode um 5 sec. Für den Übergangsbereich in die Vöcklaschichten konnte eine maximal mögliche Bildungstiefe von ca. 4 m bei einer maximalen Wellenperiode von 2,2 sec errechnet werden.

Angaben über den Tidenhub lassen sich aus den Ablagerungen nicht direkt ableiten. Es darf jedoch angenommen werden, daß es sich auf jeden Fall mindestens um ein mesotidales Regime (J. L. DAVIS, 1964; 2 bis 4 m) gehandelt hat. Denn erst ab einem Tidenhub in dieser Größe kann mit einer derart starken tidalen Prägung der Sedimente gerechnet werden.

Die polymodal verteilten Paläoströmungsdaten der Atzbacher Sande lassen eine ausgeprägte Asymmetrie in der Intensität der Gezeitenströmung erkennen. Die ENE gerichtete Hauptströmung dürfte aus paläogeographischer Sicht am ehesten dem Flutstrom entsprechen haben. Dieser kann möglicherweise noch durch eine Egerichtete Beckenströmung verstärkt worden sein. Die entgegengesetzte, ungefähr WNW gerichtete Strömung, die vermutlich dem Ebbstrom entsprechen hat, hat sich dagegen nur untergeordnet in den Schrägschichtungsgefügen abgezeichnet. In den Enzenkirchner Sanden, in denen ähnliche Strömungsrichtungen ermittelt werden konnten, ist, wahrscheinlich bedingt durch die Randlage, dem Einfluß des Ebbstromes eine etwas größere Bedeutung zugekommen, als in den Atzbacher Sanden. Die Paläoströmungsdaten der Mehrnbacher Sande sind wiederum gut mit denen der Atzbacher Sande zu vergleichen. Generell kann aufgrund der Paläoströmungsdaten ein Transport von W nach E im Bereich der oberösterreichischen Molasse zur Zeit des Ottnangiens angenommen werden. Dies steht im Widerspruch zur Auffassung von K. LEMCKE (1984, p. 381),

der für diesen Bereich einen Transport nach W angibt. In der Sandwellenfazies konnten für die vorherrschende Strömungskomponente Strömungsgeschwindigkeiten um 0,50 m/sec kalkuliert werden.

In den Schwermineralspektren der Sande des Ottnangiens bilden Granat, Epidot/Zoisit und Hornblende die Hauptkomponenten. Daneben treten untergeordnet Apatit, Staurolith und Disthen auf, während die stabile Mineralgruppe mit Zirkon, Turmalin und Rutil in sehr geringen Mengen vorkommt. Diese Schwermineralzusammensetzung weist auf die großteils alpine Herkunft des Sedimentmaterials hin. Das Schwermineralspektrum der Sand-Schottergruppe ist mit dem Spektrum der Sande der Innviertler Gruppe weitgehend ident. Der sogenannte „Ursalzach-Fächer“ dürfte daher in Form eines Fan-Deltas einer der Haupteinspeisungspunkte für das Sedimentmaterial gewesen sein. Gezeitenströmungen und wahrscheinlich auch Beckenlängsströmungen verteilen in weiterer Folge das Material innerhalb des Beckens. Gleichzeitig fand durch diese Strömungen eine beckeninterne Sortierung statt, sodaß im Nahbereich der Sand-Schottergruppe die Sandfazies der Innviertler Gruppe auftritt, während gegen N, E und auch W eine Verfeinerung des Sedimentmaterials zu beobachten ist.

Die besonders intensive Gezeitentätigkeit fällt in eine Phase maximaler Ausdehnung der Paratethys (F. RÖGL & F. STEININGER, 1983). Paläogeographisch liegen diese Sedimente in einem zwischen Böhmischer Masse und Alpenkörper nach E sich verengenden Bereich. Dieser Umstand mag auf die Intensität der Gezeiten verstärkend gewirkt haben.

Dank

Die Autoren danken besonders Frau Dr. G. WOLETZ für die Überlassung ihrer Schwermineraldaten und Frau Dr. M. HEINRICH für die vielfältige Hilfe in der Anfangsphase dieser Arbeit.

Herr Dr. G. MALECKI stellte uns in dankenswerter Weise das EDV-Programm Sedpak zur Verfügung.

Weiters danken wir Frau Dr. I. WIMMER-FREY, die einen Teil der Schwermineralanalysen durchführte.

Für die anregenden Diskussionen und wertvollen Hinweise sei Herrn Dr. Ch. RUPP herzlichst gedankt.

Die finanzielle Unterstützung für diese Arbeit kam aus den Projekten OA 5b/1981 und OA 5e/1982, 1983 („Fazielle Untersuchungen im Ottnangiens des Innviertels in Hinblick auf seine Kohlehaftigkeit“) sowie den Projekten OC 4/1983 und OC 4a/1984, 1985 (Begleitende geologische Kartierung Innviertel).

Literatur

- ABERER, F.: Die Molassezone im westlichen Oberösterreich und in Salzburg. – Mitt. Geol. Ges. Wien, **50** (1957), 23–93, Wien 1958.
- ABERER, F.: Das Miozän der westlichen Molassezone Österreichs mit besonderer Berücksichtigung der Untergrenze und seiner Gliederung. – Mitt. Geol. Ges. Wien, **52** (1959), 7–16, Wien 1960.
- ABERER, F.: Bau der Molassezone östlich der Salzach. – Z. dt. geol. Ges., **113**, (1961), Tl. 2–3, 266–279, Hannover 1962.
- ABERER, F. & BRAUMÜLLER, E.: Die miozäne Molasse am Alpenrand im Oichten- und Mattigtal nördlich Salzburg. – Jb. Geol. B.-A., **92** (1947), 129–145, Wien 1949.
- ALLEN, J. R. L.: Sand waves: a model of origin and internal structure. – Sed. Geol., **26**, 281–328, Amsterdam 1980.
- ALLEN, Ph. A. & HOMEWOOD, P.: Evolution and mechanics of a Miocene tidal sandwave. – Sedimentology, **31**, 63–81, Oxford 1984.

- ALLEN, Ph. A., MANGE-RAJETZKY, M., MATTER, A. & HOMEWOOD, P.: Dynamic palaeogeography of the open Burdigalian seaway, Swiss Molasse basin. – *Ecolgae geol. Helv.*, **78**, 351–381, Basel 1985.
- ANDERTON, R.: Tidal-shelf sedimentation: an example from Scottish Dalradian. – *Sedimentology*, **23**, 429–458, Oxford 1976.
- BAUBERGER, W. & UNGER, H. J.: Geologische Karte von Bayern 1:25.000, Erläuterungen zum Blatt Nr. 7446 Passau. – 175 S., München (Bayer. Geol. L.-Amt) 1984.
- BOERSMA, J. R. & TERWINDT, J. H. J.: Neap-spring tide sequences of intertidal shoal deposits in a mesotidal estuary. – *Sedimentology*, **28**, 151–170, Oxford 1981.
- BRAUMÜLLER, E.: Der Südrand der Molassezone im Raume von Bad Hall. – *Erdöl-Z.*, **75/5**, 122–130, Wien – Hamburg 1959.
- BRAUMÜLLER, E.: Die paläogeographische Entwicklung des Molassebeckens in Oberösterreich und Salzburg. – *Erdöl-Z.*, **77/11**, 509–520, Wien – Hamburg 1961.
- BÜRGL, H.: Die oligo-miozäne Schichtfolge im Gebiet von Taufkirchen – Andorf im oberösterreichischen Innviertel. – *Geol. Ber. Nr. 5 an PRAM Erdöl-Explorations-Ges. m. b. H.*, II+31 S., Leoprechting 1951a.
- BÜRGL, H.: Die jüngsten Ergebnisse der Schurfbohrungen Taufkirchen. – *Ber. Nr. 6 an PRAM Erdöl-Explorations-Ges. m. b. H.*, V+11 S., Leoprechting 1951b.
- CLIFTON, H. E.: Discrimination between subtidal and intertidal facies in Pleistocene deposits, Willapa Bay, Washington. – *J. Sed. Petr.*, **53**, 353–369, Tulsa 1983.
- DALRYMPLE, R. W.: Morphology and internal structure of sandwaves in the Bay of Fundy. – *Sedimentology*, **31**, 365–382, Oxford 1984.
- DAVIS, J. L.: A morphogenic approach to world shorelines. – *Z. Geomorphologie*, **8** (Spec. N.), 127–142, Berlin 1964.
- DIEM, B.: Analytical method for estimating palaeowave climate and water depth from wave ripple marks. – *Sedimentology*, **32**, 705–720, Oxford 1985.
- ENICHLMAYR, E.: Kohlenprospektion der SAKOG. – *Berg- und Hüttenmänn. Mh.*, **128/4**, 119–125, Wien 1983.
- EVANS, G.: Intertidal flat sediments and their environments of deposition in the Wash. – *Quart. Journ. Geol. Soc. London*, **121**, 209–245, London 1965.
- FAUPL, P., ROHRLICH, V. & ROETZEL, R.: Provenance of the Ottangian Sands as Revealed by Statistical Analysis of their Heavy Mineral Content (Austrian Molasse Zone, Upper Austria and Salzburg). – *Jb. Geol. B.-A.*, **131/1**, im Druck.
- FRASL, G. & HERBST, J.: Zur Frage der Herkunft der blaugrünen Hornblende in der Molassezone am Alpennordrand. – *Jber. 1982, Hochschulschwerpkt. S 15*, 57–65, Graz 1983.
- FRIEDMAN, G. M.: On sorting, sorting coefficients and the log-normality of the grain-size distribution of sandstones. – *J. Geol.*, **70**, 737–753, Chicago 1962.
- FUCHS, W.: Bericht 1962 über Aufnahmen auf Blatt Schärding (29). – *Verh. Geol. B.-A.*, **1963/3**, A21–A22, Wien 1963.
- FUCHS, W.: Bericht 1963 über Aufnahmen auf den Blättern Schärding (29) und Neumarkt im Hausruckkreise (30). – *Verh. Geol. B.-A.*, **1964/3**, A19–A20, Wien 1964.
- FUCHS, W.: Bericht 1965 über Aufnahmen auf den Blättern Schärding (29) und Neumarkt im Hausruckkreise (30). – *Verh. Geol. B.-A.*, **1966/3**, A24–A25, Wien 1966.
- FUCHS, W.: Die Sedimente am Südrande und auf dem kristallinen Grundgebirge des westlichen Mühlviertels und des Sauwaldes. – In: FUCHS, G. & THIELE, O.: Erläuterungen zur Übersichtskarte des Kristallins im westlichen Mühlviertel und im Sauwald, Oberösterreich: 96 S., Wien (Geol. B.-A.) 1968.
- FUCHS, W.: Die Molasse und ihr nichthelvetischer Vorlandanteil am Untergrund einschließlich der Sedimente auf der Böhmisches Masse. – In: OBERHAUSER, R. (Hrsg.): *Der geologische Aufbau Österreichs*, 1. Aufl., XIX+701 S., Wien – New York (Springer) 1980.
- FÜCHTBAUER, H.: Zur Nomenklatur der Sedimentgesteine. – *Erdöl u. Kohle*, **12/8**, 605–613, Hamburg 1959.
- FÜCHTBAUER, H. & MÜLLER, G.: *Sediment-Petrologie*, **2**, Sedimente und Sedimentgesteine. – 3. Aufl., XVI+784 S., Stuttgart (Schweizerbart) 1977.
- GLAISTER, R. P. & NELSON, H. W.: Grain-size distributions, an aid in facies identification. – *Bull. Canad. Petrol. Geol.*, **22/3**, 203–240, Calgary 1974.
- GRILL, R.: Das Oligocänbecken von Gallneukirchen bei Linz a. D. und seine Nachbargebiete. – *Mitt. Geol. Ges. Wien*, **28**, (1935), 37–72, Wien 1937.
- GRILL, R.: Aufnahmen 1953 auf Blatt Wels (49). – *Verh. Geol. B.-A.*, **1954/1**, 42–44, Wien 1954.
- GRILL, R.: Aufnahmen 1954 auf Blatt Wels (49). – *Verh. Geol. B.-A.*, **1955/1**, 34–36, Wien 1955.
- HAGN, H.: Die Kreide- und Alttertiär-Gerölle des Wachtberg-Schotters (Ottang, Subalpine Molasse) N Salzburg. – *Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol.*, **23**, 125–150, München 1983.
- HEINRICH, M.: Untersuchung der Kohleindikationen des Ottangianen in der Umgebung des Hausruck (Innviertel, O.Ö.). – *Unveröff. Endbericht f. d. Projekt OA 5b/1981*, 9+5 S., Wien 1982.
- HEINRICH, M.: Geologisch-stratigraphische Grundlagen zur Untersuchung der Kohleindikationen des Ottangianen in der Umgebung des Hausruck (Innviertel, O. Ö.). – *Unveröff. Endbericht f. d. Projekt OA 5e/1982*, 24+3 S., Wien 1983.
- HEINRICH, M.: Fazielle Untersuchungen im Ottangianen des Innviertel in Hinblick auf seine Kohlehöflichkeit. – *Unveröff. Endbericht f. d. Projekt OA 5e/1983*, 163 S., Wien 1984.
- HERBST, J.: Die Ursalzach-Schüttung (Ottang/Miozän) – Eine Studie über das Liefergebiet aufgrund der Schwermineralführung. – *Unveröff. Diss. natw. Fak. Univ. Salzburg*, VI+138 S., Salzburg 1985.
- HOERNES, R.: Die Fauna des Schliers von Ottang. – *Jb. Geol. R.-A.*, **25/4**, 333–400, Wien 1875.
- HOFMANN, E.: Pflanzenreste aus dem Phosphoritvorkommen von Prambachkirchen in Oberdonau, 1. Teil. – *Palaeontographica*, Abt. B, **88**, 1–86, Stuttgart 1944.
- HOFMANN, E.: Pflanzenreste aus dem Phosphoritvorkommen von Prambachkirchen in Oberösterreich, 2. Teil. – *Palaeontographica*, Abt. B., **92**, 121–183, Stuttgart 1952.
- HOLY, H.: Abschlußbericht über den Forschungsauftrag Taufkirchen. – *Ber. an PRAM Erdöl-Explorations-Ges. m. b. H.*, III+8 S., 1952.
- HOMEWOOD, P. & ALLEN, Ph. A.: Wave-, tide-, and current-controlled sandbodies of Miocene Molasse, Western Switzerland. – *Bull. Am. Ass. Petrol. Geol.*, **65**, 2534–2545, Tulsa 1981.
- HÜLSEMANN, J.: Großrippeln und Schrägschichtungs-Gefüge im Nordsee-Watt und in der Molasse. – *Senck. leth.*, **36**, H. 5/6, 359–388, Frankfurt/M. 1955.
- JOHNSON, H. D. & BALDWIN, C. T.: Shallow Siliciclastic Seas. – In: READING, H. G. (Hrsg.): *Sedimentary Environments and Facies*, 2. Aufl., XI+615 S., Oxford etc. (Blackwell Sci. Publ.) 1986.
- KLEIN, G. DE VRIES: *Clastic Tidal Facies*. – 149 S., Champaign (Continuing Education Publ. Comp.) 1977.
- KOLLMANN, K.: Die Öl- und Gasexploration der Molassezone Oberösterreichs und Salzburgs aus regional-geologischer Sicht. – *Erdöl-Erdgas-Z.*, **93** (Sonderausg.), 36–49, Wien – Hamburg 1977.
- KURZWEIL, H.: Sedimentpetrologische Untersuchungen an den jungtertiären Tonmergelserien der Molassezone Oberösterreichs. – *Tschermaks Min. Petr. Mitt.*, **20**, 169–215, Wien 1973.
- LEMCKE, K.: Geologische Vorgänge in den Alpen ab Obereozän im Spiegel vor allem der deutschen Molasse. – *Geol. Rdsch.*, **73/1**, 371–397, Stuttgart 1984.
- MALECKI, G.: SEDPAK – Charakterisierung von Sedimenten aufgrund der Korngrößenanalyse. – *Ber. d. Geol. B.-A.*, **1**, Bg. 12, Wien (Geol. B.-A.) 1986.
- MALZER, O.: Geologische Charakteristik der wichtigsten Erdöl- und Erdgasträger der oberösterreichischen Molasse. Teil II: Die Konglomerate und Sandsteine des Oligozäns. – *Erdöl-Erdgas-Z.*, **97/1**, 20–28, Wien – Hamburg 1981.

- MARSAL, D.: Statistische Methoden für Erdwissenschaftler. – XII+152 S., Stuttgart (Schweizerbart) 1967.
- MAYERHOFER, D.: Bericht 1984 über geologische Aufnahmen auf Blatt 47 Ried im Innkreis. – Jb. Geol. B.-A., **128/2**, 249, Wien 1985.
- MOSS, A. J.: The physical nature of common sandy and pebbly deposits, Part I. – Am. J. Sci., **260**, 337–373, New Haven 1962.
- MOSS, A. J.: The physical nature of common sandy and pebbly deposits, Part II. – Am. J. Sci., **261**, 297–343, New Haven 1963.
- MÜLLER, G.: Das Sand-Silt-Ton Verhältnis in rezenten marinen Sedimenten. – N. Jb. Mineral., Mh., **1961**, 148–163, Stuttgart 1961.
- NEUMAIER, F. & WIESENER, H.: Geologische und sedimentpetrographische Untersuchungen im niederbayerischen Tertiär. – Sitz.-Ber. Bayer. Akad. wiss., math.-naturw. Abt., **1939**, H. I/II, 177–252, München 1939.
- NICKEL, E.: Experimental dissolution of light and heavy minerals in comparison with weathering and intracratal solution. – Contr. Sedimentology, **1**, 1–68, Stuttgart 1973.
- OLIVIER, J. P., HICKIN, G. K. & ORR, C. Jr.: Rapid, automatic particle size analysis in the subsieve range. – Powder Technology, **4** (1970/71), 257–263, Amsterdam 1971.
- PASSEGA, R.: Texture as characteristic of clastic deposition. – Bull. Am. Ass. Petrol. Geol., **41**, 1952–1984, Tulsa 1957.
- PASSEGA, R.: Grain size representation by CM Patterns as a geological tool. – J. Sed. Petr., **34**, 830–847, Tulsa 1964.
- PASSEGA, R. & BYRAMJEE, R.: Grain-size image of clastic deposits. – Sedimentology, **13**, 233–252, Amsterdam 1969.
- PETTERS, V.: Geologische und mikropaläontologische Untersuchungen der Eurogasco im Schlier Oberösterreichs. – Petroleum, **32/5**, 10–12, Wien 1936.
- POLESNY, H.: Verteilung der Öl- und Gasvorkommen in der oberösterreichischen Molasse. – Erdöl-Erdgas-Z., **99/3**, 90–102, Wien – Hamburg 1983.
- RAAF, J. F. M. DE & BOERSMA, J. R.: Tidal deposits and their sedimentary structures. – Geologie en Mijnbouw, **50/3**, 479–504, Leiden – Amsterdam etc. 1971.
- REINECK, H.-E. & SINGH, I. B.: Depositional Sedimentary Environments. – 2. Aufl., XX+550 S., Berlin – Heidelberg – New York (Springer) 1980.
- ROETZEL, R.: Bericht 1984 über geologische Aufnahmen im Tertiär und Quartär des Gebietes Puchkirchen – Neukirchen/Vöckla auf Blatt 47 Ried im Innkreis. – Jb. Geol. B.-A., **128/2**, 249–250, Wien 1985.
- ROETZEL, R.: Bericht 1985 über geologische Aufnahmen im Tertiär und Quartär des Gebietes Neukirchen/Vöckla – Frankenburg auf Blatt 47 Ried im Innkreis. – Jb. Geol. B.-A., **129/2**, 394–395, Wien 1986.
- RÖGL, F.: Die Foraminiferenfauna aus den Phosphoritsanden von Plesching bei Linz (Oberösterreich) – Ottnangien (Untermiozän). – Naturkd. Jb. d. Stadt Linz, **15**, 213–234, Linz 1969.
- RÖGL, F., SCHULTZ, O. & HÖLZL, O.: Holostratotypus und Faziostratotypen der Innviertler Schichtengruppe. – In: PAPP, A., RÖGL, F. & SENES, J.: Chronostratigraphie und Neostratotypen – Miozän M₂ Ottnangien, **3**, 841 S., Bratislava (Slow. Akad. Wiss.) 1973.
- RÖGL, F. & STEININGER, F.: Vom Zerfall der Tethys zu Mediteran und Paratethys. – Ann. Naturhist. Mus. Wien, **85/A**, 135–163, Wien 1983.
- RUPP, Ch.: Bericht 1984 über geologische Aufnahmen im Tertiär des Gebietes Feitzing und Pramet auf Blatt 47 Ried im Innkreis. – Jb. Geol. B.-A., **128/2**, 250, Wien 1985.
- SCHADLER, J.: Ein neues Phosphoritvorkommen (Plesching bei Linz, Oberösterreich). – Verh. Geol. B.-A., **1932**, 129–130, Wien 1932.
- SCHADLER, J.: Weitere Phosphoritfunde in Oberösterreich. – Verh. Geol. B.-A., **1934**, H. 4/5, 58–60, Wien 1934a.
- SCHADLER, J.: Phosphoritvorkommen in Oberösterreich. – Tschermaks Min. Petr. Mitt., **45**, H. 5/6, 466–469, Leipzig 1934b.
- SCHADLER, J.: Das Phosphoritvorkommen Plesching bei Linz a. d. Donau. Zusammenfassender Bericht. – Verh. Geol. B.-A., **1945/1–3**, 70–77, Wien 1947.
- SCHADLER, J.: Geologische Spezialkarte der Republik Österreich 1 : 75.000, Linz–Eferding. – Wien (Geol. B.-A.) 1952.
- SCHADLER, J.: Geologische Karte von Linz und Umgebung 1 : 50.000. – Linzer Atlas, Linz (Kulturverwaltung der Stadt Linz) 1964.
- SCHLICKUM, W. R.: Die Molluskenfauna der Süßbrackwassermolasse Niederbayerns. – Arch. Moll., **93**, H. 1/2, 1–70, Frankfurt/M. 1964a.
- SCHLICKUM, W. R.: Zur Molluskenfauna der Süßbrackwassermolasse Niederbayerns. – Arch. Moll., **93**, H. 3/4, 163–164, Frankfurt/M. 1964b.
- SCHLICKUM, W. R. & STRAUCH, F.: Der Aussüßungs- und Verlandungsprozeß im Bereich der Brackwassermolasse Niederbayerns. – Mitt. Bayer. Staatslg. Paläont. hist. Geol., **8**, 327–391, München 1968.
- SCHULTZ, O.: Der tertiäre Grobsand zwischen Höbmansbach und Rainbach bei Schärding am Inn, OÖ. – In: KÜHN, O.: Korallen aus dem Helvetien von Österreich. – Sitz.-Ber. Österr. Akad. Wiss., math.-naturw. Kl., Abt. I, **174**, H. 7–10, 279–313, Wien 1965.
- SCHULTZ, O.: Die Selachierfauna (Pisces, Elasmobranchii) aus den Phosphoritsanden (Untermiozän) von Plesching bei Linz, Oberösterreich. – Naturkd. Jb. d. Stadt Linz, **14** (1968), 61–102, Linz 1969.
- SIEBER, R.: Faunengeschichtliche Stellung der Makrofossilien von Ottnang bei Wolfsegg. – Jb. OÖ. Mus. Ver., **101**, 309–318, Linz 1956.
- SINDOWSKI, K. H.: Die synoptische Methode des Kornkurven-Vergleiches zur Ausdeutung fossiler Sedimentationsräume. – Geol. Jb., **73**, 235–275, Hannover 1957.
- STRIDE, A. H. (Hrsg.): Offshore tidal sands. Processes and deposits. – 222 S., London – New York (Chapman & Hall) 1982.
- TERWINDT, J. H. J. & BROUWER, M. J. N.: The behaviour of intertidal sandwaves during neap-spring tide cycles and the relevance for palaeoflow reconstruction. – Sedimentology, **33**, 1–31, Oxford 1986.
- TEYSSEN, T. A. L.: Sedimentology of the Minette oolitic ironstones of Luxembourg and Lorraine: a Jurassic subtidal sand-wave complex. – Sedimentology, **31/2**, 195–211, Oxford 1984a.
- TEYSSEN, Th.: Physical model and FORTRAN IV program to estimate palaeotidal flow velocities from features of sand waves. – Computers & Geosciences, **10**, 237–244, Oxford 1984b.
- THENIUS, E.: Wirbeltierfunde aus der paläogenen Molasse Österreichs und ihre stratigraphische Bedeutung. – Verh. Geol. B.-A., **1960/1**, 82–88, Wien 1960.
- TRAUB, F.: Beitrag zur Kenntnis der miozänen Meeresmolasse ostwärts Laufen/Salzach unter besonderer Berücksichtigung des Wachtbergkonglomerats. – N. Jb. Min. Geol. Paläont., Mh., **1945–1948**, Abt. B, 53–71; 161–174, Stuttgart 1948.
- TOLLMANN, A.: Geologie von Österreich, **2**, Außercentralalpiner Anteil. – 1. Aufl., XV+710 S., Wien (Franz Deuticke) 1985.
- TUCKER, M.: Storm-surge sandstones and the deposition of interbedded limestone: Late Precambrian, Southern Norway. – In: EINSELE, G. & SEILACHER, A.: Cyclic and Event Stratification: XIV+536 S., Berlin – Heidelberg – New York (Springer) 1982.
- UNGER, H. J.: Geologische Karte von Bayern 1 : 50.000, Erläuterungen zum Blatt Nr. L7544 Griesbach im Rottal. – 245 S., München (Bayer. Geol. L.-Amt) 1984.
- UNGER, H. J. & BAUBERGER, W.: Geologische Karte von Bayern 1 : 25.000, Erläuterungen zum Blatt Nr. 7546 Neuhaus a. Inn. – 103 S., München (Bayer. Geol. L.-Amt) 1985.
- VISHER, G. S.: Grain size distributions and depositional processes. – J. Sed. Petr., **39/3**, 1074–1106, Tulsa 1969.
- VISSER, M. J.: Neap-spring cycles reflected in Holocene subtidal large-scale bedform deposits: A preliminary note. – Geology, **8**, 543–546, Boulder 1980.

WAGNER, L.: Geologische Charakteristik der wichtigsten Erdöl- und Erdgasträger der oberösterreichischen Molasse. Teil I: Die Sandsteine des Obereozän. – Erdöl-Erdgas-Z., 96/9, 338–346, Wien – Hamburg 1980.

WALGER, E.: Die Korngrößenverteilung von Einzellagen sandiger Sedimente und ihre genetische Bedeutung. – Geol. Rdsch., 51/2, 494–507, Stuttgart 1961.

WOLETZ, G.: Bericht (1949) über die durchgeführten Schwermineraluntersuchungen. – Verh. Geol. B.-A., 1950–1951/1, 14–15, Wien 1951.

WOLETZ, G.: Die Bedeutung der Schwermineralanalyse für die Stratigraphie und ihre Anwendung in Österreich. – Erdöl-Z., 71, H. 5/6, 53–55, Wien 1955.

Manuskript bei der Schriftleitung eingelangt am 13. Juli 1987.

Die bodenkundliche Bearbeitung des mittleren Traisental (NÖ) unter quartärgeologischer Berücksichtigung

Von HEINRICH FISCHER*)

Mit 1 Abbildung und 3 Tabellen

Niederösterreich
Traisental
Terrassengliederung
Hochterrasse
Niederterrassen
Austufen
Bodentypen
Humusgehalt
Bodenart
Kalkgehalt
pH-Wert
Bodenfarbe
Abrollungsgrad
Feinheitsgrad
Klärschlamm

Österreichische Karte 1 : 50.000
Blätter 55, 56

Inhalt

Zusammenfassung	449
Abstract	450
1. Allgemeines	450
2. Niveaubeschreibung	452
2.1. Hochterrasse	452
2.1.1. Allgemeines	452
2.1.2. Beschreibung	452
2.2. Niederterrassen	455
2.2.1. Allgemeines	458
2.2.2. NT ₁	458
2.2.3. NT ₂	458
2.3. Austufen	458
2.3.1. Allgemeines	458
2.3.2. HA ₁	459
2.3.3. HA ₂	459
2.3.4. TA	459
2.4. Graben	459
2.5. Bodenkundliche und analytische Beschreibung der Niederterrassen-, Austufen- und Graben-Böden	460
3. Anhang	462
Dank	463
Literatur	463

Zusammenfassung

Die erste quartärgeologisch orientierte Bodenkärtierung des mittleren Traisental wird zur Kenntnis gebracht (siehe Abb. 1). Eine Schlüsselstellung für das gesamte Traisental wurde bearbeitet und damit eine Terrassengliederung (Hochterrasse – HT, 2 Niederterrassen – NT₁ + NT₂, 2 Höhere Austufen – HA₁ + HA₂ und eine Tiefere Austufe – TA) gegeben. Die Bodentypen auf den einzelnen Terrassen wurden maßstabsentsprechend in zusammengefaßter Form kartographisch festgehalten und beschrieben. Besonderer Wert wurde hierbei auf die Angabe der fixbleibenden Parameter bei den einzelnen Böden gelegt. Verschiedene Boden-Parameter wurden tabellarisch (Tab. 2 und 3) festgehalten. Für die vorgefundenen Bo-

denformen – Bodentypen sind insgesamt 20 charakteristische Profile ausgewählt, untersucht und beschrieben (für HT – 6 Profile, NT + HA – 10 Profile, TA – 2 Profile und Gräben – 2 Profile) worden.

Einerseits wurde festgestellt, daß bestimmte Bodentypen nur auf bestimmten Terrassenniveaus (auf HT und im TA-Bereich) anzutreffen sind, andererseits soll darauf hingewiesen werden, daß sich auf verschiedenen (NT- und HA-) Niveaus gleiche bis ähnliche Bodentypen entwickelten. So entstanden in postglazialer Zeit im periglazialen Raum auf zeitlich verschieden gebildeten Terrassenniveaus gleiche bis ähnliche Böden. Die Klimaverhältnisse mußten daher in diesem Zeitabschnitt nicht so grundlegend verschieden gewesen sein, daß sich auf jedem einzelnen Terrassenniveau eigene Bodentypen – Bodentypenabfolgen entwickeln konnten.

Abrollungsgradbestimmungen von Quarz und Feinheitsgradbestimmungen nach Fraktionierung wurden durchgeführt. Auf diese Weise konnten 2 verschiedene Deckschichten (Decken-

*) Anschrift des Verfassers: Dr. HEINRICH FISCHER, Bundesanstalt für Bodenkunde, Denisgasse 31-33, A-1200 Wien.

lehm bzw. Schwemmlöß) auf dem Hochterrassenschotterkörper nachgewiesen werden. Die Methode der Abrollungsgradbestimmung wurde zum Beweis der 2 Sedimente auf dem Schotterkörper eingesetzt, die Feinheitsgradbestimmung allgemein zur Aufklärung von Schichtprofilen. Die letztere Methode wurde bei sämtlichen entsprechenden Horizonten der 20 bearbeiteten Profile angewendet und auch diese Ergebnisse tabellarisch festgehalten.

Abstract

The first Quaternary geological orientated soil mapping of the Middle Traisen Valley is brought to attention (look at fig. 1). A key position for the whole Traisen Valley was worked out in order to be able to give a system for the division of the different terraces (High-terrace: HT, 2 Lowterraces: NT₁ and NT₂, and a Lower riverside soil: TA). The soil types on the single terraces were cartographically, true to scale surveyed characterized. Much emphasis was put on the parameters that remain constant for different soils. The parameters were tabulated (tab. 2 and tab. 3). Altogether 20 characteristic profiles were selected, investigated and described for the mapped form of soil types (6 profiles for the HT, 10 profiles for the NT and HA, 2 profiles for the TA and 2 profiles for the rift valleys).

On one hand it could be determined that certain types of soil are to be found only at certain levels of a terrace (at HT and within the range of TA), on the other hand it could be stated, that equal or similar types of soil developed at different levels of NT and HA).

During the postglacial era equal or similar soils had developed on temporally different formed terraces' levels in the periglacial sphere. The climatic conditions could not have been so basically different that particular soil types and sequences of soil types developed on every single terrace level.

The determinations of the degree of unrolling and of the degree of fineness were accomplished by the results of fractionation. By this method 2 different covering strata (covering loam respectively alluvial loess) could be proved at the gravel of the high-terrace. The method of determination of the degree of unrolling was used at the high-terrace's gravel to prove the 2 sediments, the determination of the degree of fineness generally for the clarification of strata-profiles. The latter method was applied to all adequate horizons of the 20 prepared profiles and also these results were tabulated.

1. Allgemeines

Wie bereits bekannt, nahm der Autor für die österreichische Bodenkartierung die gesamte landwirtschaftlich genutzte Fläche des Gerichtsbezirkes St. Pölten (Niederösterreich) bodenkundlich und quartärgeologisch auf. Die vorliegende Arbeit befaßt sich mit dem Gebiet des mittleren Traisentalen innerhalb dieses Gerichtsbezirkes. Es ist dies der Raum zwischen Unter Radlberg im Norden und Wilhelmsburg – Rotheau im Süden. Eine Schlüsselstellung für die Terrassengliederung des Traisentalen wurde bearbeitet. Eine Kartierung und Behandlung des unteren Traisentalen, über die Gerichtsbezirksgrenzen hinweg, war aus technischen Gründen nicht durchführbar.

Die vorliegende Arbeit verwendet als Ausgangsbasis die Unterlagen der Österreichischen Bodenkartierung. Der Autor baut auf diesen auf und bearbeitete diese in bodenkundlicher und quartärgeologischer Richtung. Die beigegebene bodenkundlich-quartärgeologische Karte (Abb. 1) auf Basis der Österreich-Karte 1 : 50.000 (Bl. 55 und 56) wird erläutert.

Schon 1983 wurde vom Autor das gleiche Gebiet (siehe H. FISCHER, Verh. Geol. B.-A., 1983/3, S 157, 1983) behandelt. Aus technischen Gründen konnte

nach Zusammenfassung der Unterlagen und ausstehenden Untersuchungsergebnissen erst jetzt die Bearbeitung dieses Gebietes endgültig abgeschlossen werden.

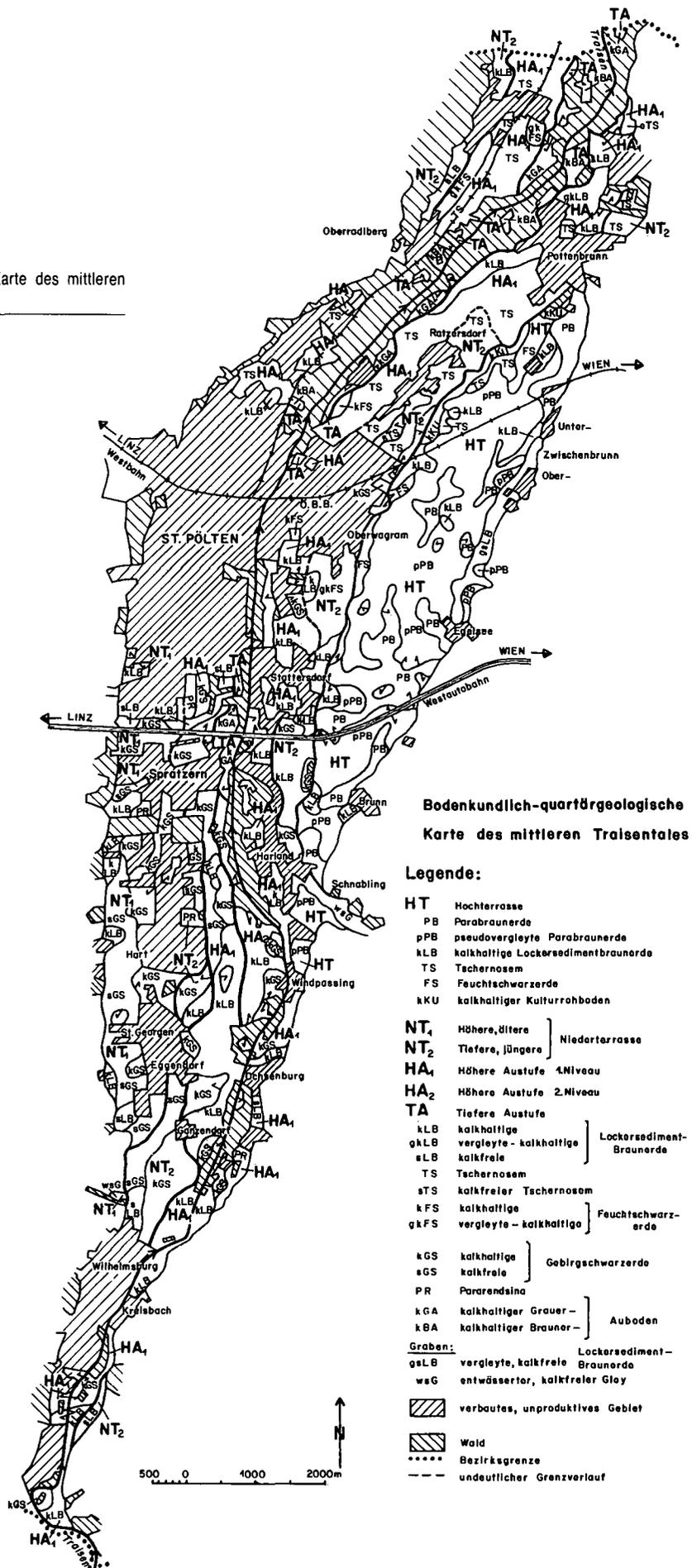
Der Kartenmaßstab bestimmt die Ausführung und damit den Inhalt der neu erstellten Karte. Eine neue Terrassengliederung wurde gegeben. Es wurde in eine Hochterrasse, zwei Niederterrassen, zwei Höhere Austufen und eine Tieferer Austufe gegliedert. Die wichtigsten Bodentypen-Böden werden beschrieben. Diese sind teils abhängig von einzelnen Terrassenniveaus, teils niveaunabhängig anzutreffen.

Die ursprüngliche kartographische Aufnahme der Böden erfolgte im Maßstab 1 : 10.000. So mußten für den bei der vorliegenden Arbeit angewandten Kartenmaßstab 1 : 50.000, die bei 1 : 10.000 ausgeschiedenen Bodenformen ihrem Bodentyp entsprechend zusammengefaßt werden. Dies ergab die Variationsbreite eines Bodentypes im Maßstab 1 : 50.000. Nach Möglichkeit wurden diese Bodentypen attributär zusätzlich gekennzeichnet.

Der Schwerpunkt dieser Arbeit liegt in der Beschreibung der bodenkundlichen Verhältnisse auf den einzelnen Terrassenniveaus. Es wurde innerhalb der anzu treffenden Bodenfläche ein entsprechendes Bodenprofil durch eine Profilgrube aufgeschlossen. Die entsprechende Variationsbreite wurde hierbei berücksichtigt. Bei diesen Profilgruben sind profilmorphologisch insbesondere fix vorhandene Parameter des Bodens aufgenommen worden. Auf diese Weise wurden im Gelände die Horizontierung, die Mächtigkeit des Profiles, damit Gründigkeit, Krumigkeit, der Grobstoffanteil, die Struktur, Wasserverhältnisse, die Farbe, auftretende Fleckigkeit, Konkretionsbildung, Durchwurzelung, Regenwurm-tätigkeit, Erodierbarkeit, Bearbeitungsmöglichkeit und der Übergang von einem Horizont in den anderen festgehalten. Zusammenfassend wurde noch eine Bewertung der einzelnen Bodentypen gegeben. Um die Arbeit nicht unnötig zu belasten, werden die wichtigsten fixbleibenden Parameter der einzelnen Bodentypen-Profilgrubenaufnahmen tabellarisch aufgelistet (Tab. 2 und 3).

Horizontweise wurden bei diesen Profilaufnahmen auch Bodenproben für spezielle Untersuchungen genommen. Verschiedene Untersuchungsmethoden wurden angewendet, um konkrete Aussagen über Boden und Ausgangsmaterial machen zu können. So wurde die Methode der Abrollungsgradbestimmung von Quarz (FISCHER, H., 1983) zur Feststellung der Art der Ablagerung von Substraten – Feinsedimenten angewendet, die Methode der Bestimmung des Feinheitsgrades (SCHÖNHALS, E., 1952, 1955 und SIEBERTZ, H., 1982) für internationale Vergleichsmöglichkeit von Böden und deren Ausgangsmaterial. Um analytische Werte zu erhalten, wurden folgende Untersuchungsmethoden angewendet: der Feinboden – solum – wurde fraktioniert nach der kombinierten Naßsiebung und der Pipetmethode der Trockensiebung für Material unter 2 mm. Daraus ergibt sich die Bodenartenansprache aus dem Prozentanteil der Fraktionen Sand, Schluff und Ton mit Hilfe des Texturdreieckes der Österreichischen Bodenkartierung vom Stand 1965. Die mit der Fraktionierung im Zusammenhang stehende Bestimmung des Feinheitsgrades wird an späterer Stelle erläutert. Die Farbbestimmung des Bodens im bodenfeuchten Zustand geschieht mit den Tafeln der Musell Soil Color Charts. Die Spektralfarben werden mit ihrer relativen Helligkeit (value)

Abb. 1.
Bodenkundlich-quartärgeologische Karte des mittleren
Traisentales.



und noch genauer mit ihrer Sättigung (chroma) oder relativen Stärke definiert. Die Werte für den Humusgehalt in % ergeben sich durch die Naßverbrennung nach WALKLEY. Der Kalkgehalt wird nach SCHEIBLER durch die volumetrische Gewichtsbestimmung in % für den Gesamtkalkgehalt bestimmt. In gewisser Beziehung zum Kalkgehalt stehen auch die pH-Werte. Sie werden durch n-KCL bestimmt.

Unabhängig von Terrassenniveaus wurden auf Grund von Felderfahrung und bedingt durch ausschlaggebenden Kartenmaßstab die einzelnen Bodentypen visuell zu übergeordneten Bodentypengruppen zusammengefaßt. Eine leicht verständliche, aus dem visuellen Erscheinungsbild hervorgegangene Bodengliederung wird gegeben. Wie bei der Arbeit über das mittlere Pielachtal (FISCHER, H., 1983) wurden auch im bearbeiteten Traisentalbereich drei Bodentypengruppen unterschieden. Die erste umfaßt den Komplex der „Braune Erden“ und wird immer durch einen anzutreffenden braunen Horizont charakterisiert. Die zweite Bodentypengruppe besteht aus „Schwarze Erden“. Es sind dies immer Böden ohne visuell braun erkennbarem Horizont. Schwarzes Material (Humus) steht direkt in Beziehung zum Muttergestein (=C-Horizont) bzw. liegt auf Grundgestein (=D-Horizont) auf. Die dritte Bodentypengruppe umfaßt die Gleyböden, die verbreitungsmäßig nur untergeordnet in Erscheinung treten. Es sind dies ausschließlich durch Grundwasser beeinflusste Böden – Gleyböden.

Nähere Angabe über Umgrenzung, Klima und Aufbau des bearbeiteten Traisentalbereichs wurden in der schon vorangehend zitierten Arbeit vom Autor gemacht. In Erinnerung sei dazu doch gebracht, daß das bearbeitete Traisental ausschließlich in die Molassezone und nur zu geringem Teil, im Süden, in die Flyschzone eingesenkt ist.

Klimatisch gesehen, befindet sich dieses Gebiet schon im humiden Einzugsbereich, jedoch noch von pannonischen Ausläufern beeinflusst.

2. Niveaubeschreibung

In diesem Rahmen werden die einzelnen Niveaus, eine Hochterrasse, zwei Niederterrassen und drei Auebereiche beschrieben. Die einzelnen Terrassenniveaus mit ihrem Profilaufbau werden erläutert. Danach folgt die eingehende bodenkundliche Beschreibung der einzelnen Niveaus. Begonnen wird mit der Darstellung der ältesten, dem heutigen Talbereich der Traisen zugehörigen Terrasse, der Hochterrasse.

2.1. Hochterrasse

2.1.1. Allgemeines

Die genaue geographische Lage der Hochterrasse im bearbeiteten Traisental wurde schon an anderer Stelle beschrieben. In Erinnerung gebracht, befindet sich diese, wie die beiliegende Karte zeigt, auf der orographisch rechten Traisentalseite in einer Schutzstellung. Der Höhenunterschied von Hochterrassenoberkante zur nächsttiefer gelegenen Niederterrassenoberkante beträgt 7,4–7,6 m. Nach der Beschreibung des Schichtprofilaufbaues der Terrasse mit Untermauerung durch Abrollungsgradbestimmungen erfolgt die Beschreibung der einzelnen Bodentypengruppen. Um die vorliegende Arbeit nicht übermäßig auszudehnen, werden die einzelnen fixbleibenden Bodenparameter tabellarisch zusammengefaßt und an entsprechender Stelle eingeflochten, erläutert. Um Böden und deren Ausgangsmaterial auf internationale Ebene vergleichen zu können, wurde die Methode der Feinheitgradbestimmung nach SCHÖNHALS, E. (1952) und SIEBERTZ, H. (1982) angewendet. Näheres darüber wird nachfolgend berichtet.

2.1.2. Beschreibung

Die Bearbeitung dieses Niveaus erfolgt, seiner Bedeutung entsprechend, eingehend. Der Schichtprofilbau der angetroffenen Hochterrasse wird in Erinnerung gebracht. Deckenlehm über Löß liegt auf dem Hochterrassenschotterkörper auf. Die beiden Deckschichten bestehen aus umgelagertem Feinmaterial.

Den Beweis für die verschiedene Herkunft und Eigenständigkeit der beiden Feinsedimente liefert die Bestimmung des Abrollungsgrades ihrer Quarzeinheiten. Die Untersuchung ist mit Hilfe eines vom Autor schon beschriebenen Schnellverfahrens (siehe FISCHER, H., 1964) durchgeführt worden. Nach wiederholter Überprüfung dieser Methode genügt es, die Grobfraktion (über 1 mm Mineraldurchmesser – Quarz nach HOLZER, H., Zeitschr. f. Gletscherkunde und Glazialgeologie 1952, Bd. II, Heft 1) bei 10-facher Vergrößerung zu untersuchen. Die Mittelfraktion (1-0,3 mm Durchmesser) zeigt beim Vergleich der Untersuchungen mit 10-facher bzw. 40-facher Vergrößerung keine bis nur geringe Unterschiede bei der Bestimmung der einzelnen Abrollungsgradstufen. Die Untersuchungsergebnisse der beiden verschiedenen Vergrößerungen sind immer zu gering, um für eine andere Einstufung des Abrollungsgrades ausschlaggebend zu sein. Normalerweise genügt auch bei der Mittelfraktion zur Untersuchung die 10-fache Vergrößerung.

Tabelle 1.
Abrollungsgradbestimmungen von Quarz aus Deckenlehm und Löß der Hochterrasse des mittleren Traisentalbereichs.

Probenbezeichnung	Bezeichnung auf Karte	Horizont	Fraktion	Abrollungsgradstufen [%]								Stratigraphische Bezeichnung Bodentyp + Ausgangsmaterial
				1a	1b	2a	2b	3b	4a	4b		
Tr.3.) h4	h4	B ₂	grob mittel	22 21	19 18	52 57	— —	7 4	— —	— —	— —	Schwemmlöß Kalkhaltige Lockersediment-Braunerde aus Schwemmlöß
Tr.1.) h2	h2	P	grob mittel	— —	— 1	22 18	— —	64 74	14 6	— 1	— —	Deckenlehm Pseudovergleyte Parabraunerde aus Deckenlehm
Tr.2.) h2		D	grob mittel	50 39	50 24	— 36	— —	— —	— —	— 1	— —	Schwemmlöß -----
h9-27 d,6	h9	C	mittel	39	20	40	—	1	—	—	—	Schwemmlöß Kalkhaltiger Kulturrohboden aus Schwemmlöß

Gesamt wurden bei 3 Bodenprofilen – 4 Horizonten – die Abrollungsgradstufen von 449 Quarzeinheiten untersucht und danach der Prozentanteil der einzelnen Abrollungsgradstufen bestimmt. Die Zahlenangaben können der Tabelle 1 entnommen werden. Anschließend wird diese nun erläutert.

Allgemein weisen die Abrollungsgradstufen 1a–1b auf eindeutig stark aquatisch fluviatile Prägung hin. Die Stufe 2a zeigt stark hervortretende, überwiegend fluviatile und nur gering schon äolisch prägende Beeinflussung der einzelnen Quarzeinheiten auf. Die Stufen 4a und 4b beweisen ausschließlich äolische Einwirkung – Ausformung. Bei Stufe 3b überwiegt schon die äolische Überprägung, obwohl noch ursprünglich aquatisches Bildungsmoment ersichtlich ist. Die aquatisch fluviatil orientierten Quarzeinheiten zeigen sich ausschließlich glänzend-durchsichtig, die äolisch überprägten matt, schwer durchsichtig. Durch die Abrollungsgraduntersuchungen von Quarz konnten die beiden Feinsedimentauflagen der Hochterrasse, Deckenlehm und Löß, wie im Pielachtal, exakt getrennt werden. Beim Deckenlehm überwiegen bei Grob- und Mittelfraktion deutlich konvex formgebende Abrollungsgradstufen (3b, 4a und 4b) als Kennzeichen überwiegend äolischen Transportes vor der Sedimentation. Der geringe Anteil konkaver Ausformung (Stufe 2a) einzelner Quarzeinheiten zeigt, daß ursprünglich aquatisch-fluviatil geprägtes Material äolisch überprägt wurde. Der Löß weist bei den fraktionierten Einheiten ausschließlich konkave Abrollungsgradstufen (1a, 1b und 2a), also einen aquatisch-fluviatilen Transport vor der Ablagerung auf. Dieser Löß ist durch die Abrollungsgradbestimmungen als Schwemmlöß gekennzeichnet worden. Auch bei FINK, J. (aus Internation. Lößforschung; Bericht der Inqua-Lößkommission; Eiszeitalter und Gegenwart, Bd. 23/24, 1973) wäre dieses Löß-Derivat als Schwemmlöß, als subaquatischer Löß, durch fluviatile Prozesse entstanden, bezeichnet worden.

Nachdem die Entstehung der beiden Deckschichten geklärt ist, folgt die profilmorphologische Beschreibung der auf der Hochterrasse vorgefundenen Böden und ihres Ausgangsmaterials. Es wurden Böden der „Braune Erden“- und der „Schwarze Erden“-Gruppe angetroffen. Von der „Braune Erden“-Gruppe wurden Parabraunerde, pseudovergleyte Parabraunerde und kalkhaltige Lockersediment-Braunerde vorgefunden. Die beiden erstgenannten Bodentypen entstanden aus Deckenlehm, der letztgenannte aus Schwemmlöß. Zum Vergleich sei gesagt, daß weder auf der Pielach- (siehe FISCHER, H., 1983) noch auf der Gr. Erlauf- (noch nicht veröffentlicht) Hochterrasse kalkhaltige Lockersediment-Braunerde aufschien. Die Parabraunerde aus Deckenlehm (als PB auf der Bodenkarte gekennzeichnet) ist, wie alle Parabraunerden, durch eine vertikale Tonverlagerung gekennzeichnet. Diese findet bedingt durch die Bodenart statt. Dementsprechend finden Coatings um Aggregate innerhalb des Bt-Horizontes ihren Niederschlag. Flächenmäßig weist dieser Bodentyp die zweitgrößte Verbreitung auf der Hochterrasse auf. Er scheint überwiegend in zentraler Terrassenlage auf und stellt den als Boden umgeprägten hangenden Teil des Deckenlehmes dar. Eine Ap-Bt-Bv-Horizontgliederung ist charakteristisch. Mit Wasser gut versorgt, stellt dieser Bodentyp hochwertiges Ackerland dar. Die pseudovergleyte Parabraunerde (pPB) zeigt eine Parabraunerde, bei der es auf Grund der basal zu bindiger werdenden Bodenart zu einem Tagwasserstau, einer Tag-

wasservergleyung kommt. Als charakteristische Horizonte sind Ap-ABt oder Bt-Bg anzugeben. Unabhängig von seiner Lage ist dies der weitestverbreitete Bodentyp auf der Hochterrasse. Bei mäßig wechselfeuchten Wasserverhältnissen handelt es sich noch um hochwertiges Ackerland und hochwertiges Grünland. Regional gesehen, besteht dieser Bodentyp aus dem nach Erosion übriggebliebenen basalen Teil des Deckenlehmes. Bodenartlich zeigt der hangende Teil dieses Bodens lehmigen Schluff bis sandigen Lehm, der basale Teil, durch Lessivage, schluffigen Lehm, Lehm, vereinzelt lehmigen Ton. Die kalkhaltige Lockersediment-Braunerde (kLB) aus Schwemmlöß kommt nur kleinflächig an einigen Stellen, überwiegend am Rande der Hochterrasse vor. Kennzeichnend sind eine Ap- und mehrere B-Horizonte. In diesem Bereich wurde der hangende Deckenlehm bereits erodiert und Schwemmlöß trat zutage, der von Bodenbildung erfaßt wurde.

Sämtliche bis jetzt beschriebenen Böden sind als tiefgründig zu bezeichnen. Sie weisen eine Bodenbildung von über 75 cm Tiefe auf.

Aus der „Schwarze Erde“-Gruppe wurden auf der HT drei verschiedene Bodentypen festgestellt: Tschernosem, Feuchtschwarzerde und kalkhaltiger Kulturrohboden. Sämtliche drei Böden stellen A-C-Profile ohne einen B- (braunen) Horizont dar.

Der Tschernosem (TS) aus Schwemmlöß ist nur an einigen wenigen Stellen an dem, dem Talgerinne zugewandten Terrassenrand vorzufinden. Er ist mit Wasser gut versorgt und ergibt hochwertiges Ackerland. Die Feuchtschwarzerde (FS) aus Schwemmlöß ist nur an zwei Stellen des inneren Terrassenrandes anzutreffen. Geringer Grundwassereinfluß läßt hangend des Ausgangsmaterials schwache Vergleyung – Wasserstau erkennen. Trotzdem ist die Wasserversorgung, dem Standort entsprechend, noch als gut, und dieser Boden noch als hochwertiges Ackerland zu bezeichnen. Der Kulturrohboden (KU) aus Schwemmlöß ist nur an einigen wenigen Stellen am äußersten inneren Terrassenrand anzutreffen. Durch leichte Bodenart bedingt, neigt dieser Bodentyp zur Austrocknung. Die Wasserverhältnisse sind als trocken zu bezeichnen. Die Einstufung als mittelwertiges Ackerland ist gerechtfertigt.

Die Wasserverhältnisse der Böden auf der Hochterrasse werden kurz zusammengefaßt. Die Böden sind bei einer Jahresniederschlagsmenge von 735 mm (Standort St. Pölten), unter Einbeziehung sämtlicher Standortparameter, als überwiegend mit Wasser gut versorgt zu bezeichnen. Sie weisen optimale Wasserverhältnisse auf. Die pseudovergleyte Parabraunerde ist mäßig wechselfeucht; phasenverschieden wechselt Wasserstau – zuviel Wasser, mit trockeneren Wasserverhältnissen – zu wenig Wasser – ab. Bei dem Bodentyp Feuchtschwarzerde ergibt sich fallweise ein größeres Grundwasserangebot (lagebedingt), so daß in diesen Fällen von mäßig feuchten Wasserverhältnissen gesprochen wird. Der kalkhaltige Kulturrohboden ist auf Grund seiner leichteren Bodenart wasserdurchlässig. Die Wasserverhältnisse sind dementsprechend als trocken zu bezeichnen.

Nach Einbeziehung sämtlicher Standortfaktoren sind die HT-Böden, mit einer Ausnahme, als hochwertiges Ackerland geeignet, wobei zwei Böden – pseudovergleyte Parabraunerde und Feuchtschwarzerde auch Eignung als hochwertiges Grünland aufweisen. Der kalkhaltige Kulturrohboden entspricht gemäß seiner

Morphologie und seiner Standortbedingungen mittelwertigem Ackerland.

Die Tabelle 2 zeigt die analytischen Werte der untersuchten Hochterrassen-Bodenprofile auf. Diese werden anschließend erläutert. Erst werden die Werte der Böden aus Deckenlehm, danach die der Böden aus Schwemmlöß besprochen. Anschließend werden kurz Unterschiede aufgezeigt.

Bei den Böden der „Braune-Erden“-Gruppe aus Deckenlehm lag eine größere Anzahl von Bodenproben vor. Sie weisen nur im Bereich der Bodenarten eine bestimmte Variationsbreite auf. Diese wird im gesamten Umfang angegeben. Sämtliche anderen Werte-Parameter verhielten sich bei den einzelnen Profilen ausschließlich gleichbleibend, daher wurde immer nur ein entsprechender Wert angegeben.

Im Feinboden der Böden der „Braune-Erden“-Gruppe überwiegt der Schluffanteil (53–74 Gew.-%). Einen geringeren %-Satz weist die Tonfraktion (17–40 %), den geringsten %-Anteil die Sandfraktion (5–13 %) auf. Das Verhältnis der einzelnen Fraktionen zueinander er-

gibt die Bodenart. Die aus Deckenlehm entstandenen Böden weisen mittelschwere bis sehr schwere Bodenarten – lehmigen Schluff (IZ) bis schluffigen Lehm (zL), Lehm (L) und lehmigen Ton (IT) – auf. Auf die mit der Fraktionierung in Beziehung stehenden Feinheitsgradbestimmungen der einzelnen Bodenhorizonte wird später eingegangen. Die Farbbestimmung bei den B-Horizonten der Parabraunerden und pseudovergleyten Parabraunerden lagen im Bereich von 10 YR, der Verbräunung entsprechend mit 5/3–5/4, bei Vergleyung mit 5/3–6/3. Die Farbe des A-Horizontes, des Humus, ist überall gleichbleibend mit 10 YR 4/2 anzugeben. Der Gehalt an Humus ist allgemein mittelhumos mit Werten zwischen 1,9 und 2,3 %. Kein Kalkgehalt wurde bei den Bodentypen aus Deckenlehm vorgefunden. Die pH-Werte schwanken zwischen 6,2 und 6,5 (= schwach sauer). Bei den aus Deckenlehm entstandenen Bodentypen wurde Grobstoff in keiner Form angetroffen. Aus Deckenlehm entstanden keine Böden der „Schwarze Erden“-Gruppe.

Tabelle 2. Tabellarische Zusammenstellung der profilmorphologischen Angaben und analytischen Werte der bearbeiteten Traisen-Hochterrassen-Profile.

Legendenbezeichnung Bodentyp	Horizont	Feinboden in %			Bodenart	Feinheitsgrad	Humus	Farbe	Kalk	pH-Wert	Muttergestein	Wasserhältnisse	Bewertung
		Sand (2–0,06 mm)	Schluff (0,06–0,001 mm)	Ton (<0,002 mm)									
PB	Ap	9 (6–9)	70 (69–74)	21 (17–24)	IZ	(69,3)	1,9–2,1	10YR 4/2	0	6,2			
	Bt	9 (7–9)	70 (69–70)	21 (20–24)	IZ	70,6	(0,6)	10YR 5/3	0	6,2	Deckenlehm	gv	hwA
	Bv	5	57–58	37–38	zL	77,3	(0,4)	10YR 5/4	0	6,2			
pPB	Ap	10 (8–13)	69 (66–70)	21 (21–22)	IZ	70,3	2,3	10YR 4/2	0	6,5			
	ABt	8 (6–9)	58 (57–65)	34 (34–36)	zL	72,3	0,9	10YR 4/3	0	6,3	Deckenlehm	mw	hwA hwG
	Bg	9 (5–9)	57 (53–58)	34 (34–40)	zL-L-IT	76,3	(0,3)	10YR 5/3–6/3	0	6,3–6,2			
kLB	Ap	18	62	20	IZ	(67,3)	1,7	10YR 4/2	17,0	7,4			
	B ₁	23	62	15	IZ	60,6	0	2,5Y 5/6	26,6	7,7	Schwemmlöß	gv	hwA
	B ₂	23	59	18	IZ	65,0	0	2,5Y 5/6	22,4	7,6			
TS	A _{1p}	11	61	28	IZ–zL	(72,3)	2,0	10YR 3/2	4,6	7,2			
	A ₂	21	61	18	IZ	65,6	0,6	10YR 4/2	13,7	7,4	Schwemmlöß	gv	hwA
	C	17	67	16	IZ	68,3	(0,8)	2,5Y 6/4	27,0	7,4			
FS	A _{1p}	11	64	25	IZ	(71,3)	2,6	10YR 3/2	0,2	6,5			
	A ₂	13	63	24	IZ	70,3	1,3	10YR 3/3	0,4	6,7			
	A ₃	10	54	36	L–zL	75,3	1,1	10YR 4/3	0,2	6,6	Schwemmlöß	gv (mf)	hwA hwG
	C	16	67	17	IZ	67,0	0	2,5Y 0	29,7	7,3			
kKU	Ap	14	58	28	IZ	(71,3)	2,1	10YR 4/2	4,9	7,1			
	C	25	63	12	sZ	62,3	0	2,5Y 5/4	37,0	7,4	Schwemmlöß	t	mwA

Anschließend werden die analytischen Ergebnisse der Böden aus Schwemmlöß erläutert. Aus der „Braune Erden“-Gruppe war nur kalkhaltige Lockersediment-Braunerde angetroffen worden. Die die Bodenart bestimmenden Fraktionen weisen wohl noch die Schlufffraktion (59–62 %) als Fraktion mit höchstem Anteil auf, doch tritt bereits die Sandfraktion (18–23 %) stärker als die Tonfraktion (15–20 %) in Erscheinung. Die Farbbestimmung ergab beim Ap-Horizont den für die „Braune Erden“-Gruppe allgemein anzutreffenden Wert 10 YR 4/2. Die B-Horizonte hingegen weisen die Werte 2,5 Y 5/6 auf. Der Gehalt an organischer Substanz mit 1,7 % – mittelhumbus – entspricht den Werten dieser Bodentypengruppe. Der Kalkgehalt bei diesem Bodentyp lag zwischen 17 und 26,6 %, ist also stark kalkhaltig. Die pH-Werte 7,4–7,7 sind als alkalisch einzustufen. Die Wasserverhältnisse dieses Bodens sind als gut versorgt zu bezeichnen. Zusammengefaßt bestätigen die Untersuchungsergebnisse dieses Bodentypes die Einwertung als hochwertiges Ackerland. Die Böden der „Schwarze Erden“-Gruppe aus Schwemmlöß ergaben nachfolgend analytische Werte. Der Schluffgehalt überwiegt wieder mit 54–67 %, der Sandanteil beträgt 11–25 % und der Tonanteil weist 12–28 % auf. Es ergibt sich daraus, daß der Boden bodenartlich als lehmiger Schluff bis schluffiger Lehm, das Ausgangsmaterial als lehmiger Schluff bis sandiger Schluff anzusprechen ist. Die Farbbestimmung ergab für den Boden 10 YR 3/2 bis 4/3, für den leicht grünlichgraubraunen Farbton des Ausgangsmaterials, den Schwemmlöß, die Werte 2,5 Y 5/4–5/6 und 6/4. Der Boden ist als schwach kalkhaltig bis stark kalkhaltig, das Ausgangsmaterial nur als stark kalkhaltig zu bezeichnen. Dementsprechend sind die pH-Werte im Boden schwach sauer bis alkalisch, im Ausgangsmaterial nur alkalisch. Grobstoff wurde bei keinem Boden der „Schwarze Erden“-Gruppe festgestellt.

Das Kapitel Hochterrasse wird mit der Beschreibung einer neuen internationalen Methode, zum Vergleich von Böden einschließlicher ihrer Feinsedimentbasis, abgeschlossen. Es ist dies die Methode der Bestimmung des Feinheitsgrades, die auch bei den Böden des bearbeiteten Traisental, insbesondere bei den Böden der Traisen-Hochterrasse, angewendet wird. Soweit dem Autor bekannt ist, ist dies das erstmalig, daß diese Methode in Österreich Eingang findet. Der Feinheitsgrad (F. G.) ist eine Kennzahl, die Aussage über die bodenartige Zusammensetzung einer Bodenprobe macht und zum schnellen Vergleich von Proben und deren Ausgangsmaterial dient. Der Feinheitsgrad selbst bezieht sich direkt auf die Feinheit bzw. den Grobanteil eines Sediments. Die Kennzahlen der Feinheitsgrade sind keine absoluten Werte, sondern Vergleichszahlen für Substrate ähnlicher Kornzusammensetzung. Auch auf Art und Entstehung des vorgelegenen Probenmaterials kann geschlossen werden. Die Methode der Bestimmung des Feinheitsgrades eines Bodens wurde erstmals von E. SCHÖNHALS (1955) in der Literatur angeführt und von H. SIEBERTZ (1982) weiter ausgewertet. Bezüglich der technischen Durchführung dieser Bestimmungsmethode sei besonders auf H. SIEBERTZ (1982) hingewiesen. In Abwandlung auf österreichische Verhältnisse kann für die Durchführung dieser Methode nur die Methode zur Bestimmung der Bodenart nach den Vorschriften der Österreichischen Bodenkartierung angewendet werden. Es werden bei dieser vorschrittsgemäß drei, nicht wie in der BRD und Schweiz neun Frak-

tionen, Bodenarten analytisch ausgewiesen. In Österreich werden die Ton- (weniger als 0,002 mm Durchmesser), die Schluff- (0,002–0,06 mm) und die Sandfraktion (0,06–2,0 mm Durchmesser) bestimmt.

Bei allen angetroffenen Hochterrasseböden und ihren Ausgangsmaterialien wurden die Feinheitsgradwerte ermittelt. Tabelle 2 bringt auch diese zusammengestellt. Die Ergebnisse allgemein: je höher die Feinheitsgrad-Kennzahlen sind, desto bodenartlich feiner ist das Probenmaterial, je niedriger diese sind, umso größer ist das vorliegende Feinmaterial. Der schon von Bodenbildung erfaßte Deckenlehm zeigt im Unterboden höhere Feinheitsgradwerte. Sie liegen zwischen 71 und 77 und weisen damit auf bindiges Feinsediment-Ausgangsmaterial hin. Nach letztlich äolischem Transport wurde dieses nach entsprechenden Korngrößen gesaigert. Die Werte von Schwemmlöß, dem aquatisch, fluviatil transportiertem Material und dessen Unterboden liegen zwischen 61 und 68. Sie bestätigen die gröbere Korngrößenzusammensetzung. Ein deutlicher Zahlenunterschied von rund 10 Punkten ist zwischen den beiden verschiedenen Ausgangsmaterialien mit ihrer Bodenaufgabe erkennbar. Die bei der Tabelle 2 in Klammer gesetzten Werte sind atypisch. Sie treten ausschließlich in A-Horizonte auf und weisen auf anthropogene Beeinflussung hin. Bei der Feuchtschwarzerde zeigt sich im Oberbodenbereich eine lagebedingte kolluviale Beeinflussung, die die sich ergebenden Feinheitsgradwerte nicht aussagefähig erscheinen lassen.

Die Feinheitsgradbestimmung hilft somit, verschiedene Feinsedimente zu unterscheiden, zu trennen. Sie erlaubt auch in weiterer Folge, Schlüsse auf die Transportart des Materials zu ziehen. Ein weiterer Beweis für die Trennung der beiden Hochterrassefeinsedimente Deckenlehm und Schwemmlöß ist damit gegeben.

Die Ablagerung zweier verschiedener Deckschichten auf der Traisenhochterrasse wird durch die Aufnahme ihrer fixbleibenden morphologischen Parameter, durch deren analytische Untersuchungsergebnisse, deren Abrollungsgrad- und Feinheitsgradbestimmungen bewiesen.

Aus jedem der beiden HT-Sedimente entstanden bestimmte Böden. Parabraunerde bzw. pseudovergleyte Parabraunerde entwickelten sich aus Deckenlehm, kalkhaltige Lockersediment-Braunerde, Tschernosem, Feuchtschwarzerde und kalkhaltiger Kulturrohboden aus Schwemmlöß.

2.2. Niederterrassen

2.2.1. Allgemeines

Auch im Traisental wurden Niederterrassen mit normalem Profilaufbau vorgefunden. Erosion schuf in einem einheitlich aufgebauten Schotterkörper (Würmschotter) zwei verschieden alte Niveauflächen. Unterschieden werden diese Niveaus durch das profilmorphologische Erscheinungsbild und durch den Höhenunterschied zwischen beiden Niveaus. Das eine, das ältere, höhergelegene Niveau (NT₁) ist gekennzeichnet durch Einwirkungen der Schlußvereisungszeit, durch die Ausbildung von Frostkeilen und geringmächtigen Kryoturbationen. Das zweite, altersmäßig jüngere Niveau (NT₂) weist keine glazigenen Einwirkungen auf, ist also postglazigen angelegt und hat damit postglaziales Alter. Allgemein sind beide Niveaus kaum mehr überschwemmungsgefährdet. Das ältere, höhergelegene Ni-

Tabelle 3.
Tabellarische Zusammenfassung der profilmorphologischen Angaben und analytischen Werte der Profile der Niederterrassen, Höheren und Tieferen Austufen und Gräben.

Legenden- bezeichnung Bodentyp	Hori- zont	Feinboden in %			Boden- art	Fein- heits- grad	Humus	Farbe	Kalk	pH-Wert	Mutter- gestein	Wasser- verhält- nisse	Be- wer- tung
		Sand (2-0,06 mm)	Schluff (0,06-0,001 mm)	Ton (<0,002 mm)									
kLB	Ap	18 58	47 32	35 10	L IS	72,3 50,7	2,6	10YR 3/2	8,6	7,1	Feines Schwemm- material	gv-mt	h-mwA, hwG
	AB	19 58	50 32	31 10	L IS	70,7 50,7	1,8	10YR 4/3	24,8	7,4			
	B	23 66	54 26	23 8	sL IS	66,7 47,3	(0,8)	10YR 4/4	32,6	7,6			
gkLB	Ap	39	49	12	IS	47,3	2,9	10YR 3/3	3,1	7,3	Feines Schwemm- material	mf	mwA hwG
	Bg	22	59	19	IZ	65,7	(1,4)	10YR 5/2	4,8	7,4			
	G	12	61	27	zL	71,7	(0,8)	10YR 6/2	4,2	7,3			
sLB	A	26	55	19	sL	64,3	2,8	10YR 4/2	0	5,0	Feines Schwemm- material	gv	hwA hwG
	B	34	50	16	sL	60,7	(0,8)	10YR 5/3	0	4,6			
	D S c h o t t e r k ö r p e r												
gsLB	A	27	52	21	sL	64,7	1,9	10YR 5/2	0	5,7	Feines Schwemm- material	mf	mwA hwG
	AB	44	38	18	sL	58,0	1,5	10YR 5/3	0	5,9			
	Bg	43	40	17	sL	58,0	(0,9)	10YR 6/4	0	5,5			
wsG	A	3	58	39	zL	78,7	2,8	10YR 4/3	0	7,2	Feines Schwemm- material	f	gwA mwG
	G _{or1}	7	55	38	L	73,6	(0,8)	10YR 6/4	0	7,2			
	G _{or2}	5	44	51	T	82,0	(1,4)	10YR 6/3	0	7,2			
PR	Ap	45	47	8	IS	54,3	4,6	10YR 4/1	36,6	7,1	Grobes Schwemm- material	tt	gwA
	C S c h o t t e r k ö r p e r												
kGS	ApC	36	46	18	sL	60,7	3,6	10YR 3/2	17,5	7,2	Feines und grobes Schw. material	tt	gwA
	D S c h o t t e r k ö r p e r												
sGS	ApC	13	47	40	L	65,7	3,6	10YR 4/2	0	6,5	Feines und grobes Schw. material	tt	gwA
	D S c h o t t e r k ö r p e r												
TS	A _{1p}	19	50	31	L	70,7	3,3	10YR 3/1	13,3	7,1	Überwiegend feines Schw. material	mt	h-mwA mwG
	A ₂	14	47	39	L	75,0	2,5	10YR 3/2	9,5	7,0			
	D S c h o t t e r k ö r p e r												
sTS	A _{1p}	14	47	39	L	75,0	3,2	10YR 3/1	11,6	7,1	Überwiegend feines Schw. Material	mt	h-mwA mwG
	A ₂	13	48	39	L	75,3	2,5	10YR 3/2	11,6	7,1			
	D S c h o t t e r k ö r p e r												

Tabelle 3 (Fortsetzung).

Legenden- bezeichnung Bodentyp	Hori- zont	Feinboden in %			Boden- art	Fein- heits- grad	Humus	Farbe	Kalk	pH-Wert	Mutter- gestein	Wasser- verhält- nisse	Be- wer- tung
		Sand (2-0,06 mm)	Schluff (0,06-0,001 mm)	Ton (<0,002 mm)									
	A _{1p}	16	57	27	zL	70,3	1,8	10YR 3/2	6,3	7,0			
kFS	A _{2g}	12	61	27	zL	71,7	2,1	10YR 4/2	3,3	7,0	Überwiegend feines Schw. material	mf	h-mwA hwG
	A _{3g}	18	56	26	zL	69,3	1,1	10YR 3/2	7,7	7,4			
	A _{1p}	7	53	40	L	77,7	3,6	10YR 3/1	7,8	6,9			
gkFS	A ₂	7	60	33	zL	75,3	2,1	10YR 3/2	18,8	7,1	Überwiegend feines Schw. material	mf	h-mwA hwG
	C _g	11	65	24	IZ	71,0	1,0	2,5Y 5/4	29,7	7,3			
	A ₁	55	40	5	IS	50,0	2,6	10YR 3/2	35,2	7,2			
kGA	A ₂	81	16	3	S	40,7	0,9	10YR 3/2	41,8	7,4	Überwiegend feines Schw. material	mf	gWA gWG
	D S c h o t t e r k ö r p e r												
	A _p	25	58	17	IZ	64,0	3,5	10YR 4/2	30,1	6,8			
kBA	AB	21	66	13	sZ	64,0	2,5	10YR 6/6	31,5	7,1	Überwiegend feines Schw. material	mt	m-gWA mwG
	D S c h o t t e r k ö r p e r												

veau (NT₁) mit Bahn- und Bundesstraßentrasse gilt als überschwemmungssicher, das tiefergelegene, jüngere Niveau ist kaum, nur durch Katastrophen-100-Jahr-Hochwässer bedroht. Ein paar Höhenwerte veranschaulichen die Lageverhältnisse. Der Höhenunterschied von Terrassenoberkante zu Terrassenoberkante, von NT₁ zu NT₂, beträgt 2,7–3,2 m, von NT₂ zu Mittelwasserstand der Traisen durchschnittlich 7–8 m. Über die weiteren topographischen Verhältnisse, wie Umgrenzung der beiden NT-Niveaus, wurde bereits in H. FISCHER (1979) berichtet.

Auf dem basalen Schotterkörper war feines bis überwiegend feines Schwemmaterial abgelagert worden. Daraus entstanden die heute anzutreffenden Böden der „Braune Erden“- und „Schwarze Erden“-Gruppe. Beide Boden-Gruppen sind auf beiden Niederterrassenniveaus vorzufinden. Die Böden der „Braune Erden“-Gruppe, in Außenrandposition, sind oftmals stark durch Ablagerungen der seitlichen Zubringerbäche beeinflusst worden. Sie entstanden ausschließlich aus den, dem Traisental angrenzenden, geologische Substraten. Die Böden der „Schwarze-Erden“-Gruppe bildeten sich aus feinem, aus feinem und grobem, wie grobem Schwemmaterial (Schotter) der Traisen. Entscheidend ist, daß sich auf beiden Niederterrassen und den noch tiefergelegenen Höheren Austufen-Niveaus trotz verschiedener zeitlicher Anlage (Spätglazial bis Postglazial), gleiche Böden-Bodentypen bis zum heutigen Tag entwickelten. Die ausführliche Bearbeitung und Beschreibung aller auf diesen einzelnen Niveaus (NT und HA) anzutreffenden Böden erfolgt zusammengefaßt nach den einzelnen Niveau-Beschreibungen.

Im Laufe der pedologischen Bearbeitung dieses Gebietes trat eine Schwierigkeit auf. Sie betraf die Benen-

nung der Bodentypen. Zwei verschiedene Klimazonen grenzen, besser gesagt, verzahnen sich im Raume von St. Pölten. Es handelt sich um den humiden niederschlagreicheren und den pannonischen niederschlagsärmeren Klimabereich. Im Süden von St. Pölten herrscht humides, im Norden pannonisches Klima vor. Aus technischen und konventionellen Gründen muß mit St. Pölten eine Grenze zwischen beiden Klimabereichen gezogen werden. Südlich von St. Pölten wurde für die dort angetroffenen Böden der „Schwarze-Erden“-Gruppe die Bodennomenklatur des humiden, nördlich, die des pannonischen Raumes angewendet. Das verbaute Gebiet von St. Pölten bot sich als Ausgangsposition der Grenzziehung an.

Überschauend ergibt verschiedene Niederschlagsmenge andere Wasserverhältnisse, ein verschiedenes Standortmerkmal. So konnten profilmorphologisch gleich erscheinende Böden noch verschieden benannt werden, wie Gebirgsschwarzerde im Süden und Tschernosem im Norden. Wäre diese Grenzziehung nicht erfolgt, so wäre beispielsweise der Bodentyp Gebirgsschwarzerde, wohl mit zwei verschiedenen Bodenformen (getrennt durch andere Wasserverhältnisse) bis zur Traisenmündung in die Donau im Tullner Feld, oder der Tschernosem des Nordens (mit zwei verschiedenen Formen) bis Scheibbs-Freiland verfolgbar gewesen.

Noch eine andere Lösung des Problems wurde vom Autor ins Auge gefaßt: eine neue, vom Klima unabhängige, Bodentypenbezeichnung für „Schwarze Erden“-Böden (A-D, AC-D, A-AC-D-Böden) einzuführen, deren einzelne Formen doch verschiedene Wasserverhältnisse aufzeigen können. Der neue bodentypologische Begriff „Flußschwarzerde“ wird ins Gespräch gebracht. Es ist dies ein Begriff der mit „Borowina“ nichts zu tun hat,

da es sich um keinen Auboden handelt. Als Bodentyp „Flußschwarzerde“ wäre ein „Schwarze-Erden“-Boden aufzufassen, der klimaunabhängig, aus überwiegend feinem, humosem (schwarz erscheinendem) Schwemm-material über Schotter oder anderen fluviatilen Feinsedimenten, mit wechselnder Gründigkeit und wechselndem Kalkgehalt ohne jegliche Vergleyung besteht. Die Variationsbreite wäre in Formstellung zum Ausdruck zu bringen. Nach dem derzeitigen Stand wurde diesem neuen Bodentyp-Begriff keine allgemeine Anerkennung zuteil, daher mußte er wieder fallengelassen werden.

2.2.2. Niederterrasse NT₁

In diesem Kapitel erfolgt die Charakterisierung des NT₁-Niveaus. Beschrieben wird die älteste und höchstgelegene Niederterrasseneinheit. Es ist jene, die Kennzeichen der Schlußvereisung aufweist. Sie ist nur auf der orographisch linken Talseite im Raum von St. Georgen am Steinfeld anzutreffen. Eine Schutzstellung erhielt diesen Terrassenrest. Die Traisen verlagerte in diesem Bereich ihr Flußbett nach Osten, direkt an diesen Talrand. Bedingt wurde dies durch ein Schlier-Widerlager im Untergrund. Die genauen Angaben über den Umfang der Terrasse wurden schon in einer vorangehenden Arbeit gemacht.

Wichtig ist festzustellen, daß der ganze Bereich der NT₁ sich im Grenzgebiet des humiden Klimas befindet und die entsprechende Bodentypologie nach den Bestimmungen der Österreichischen Bodenkartierung angewendet wurde.

Folgende Böden/Bodentypen werden auf diesem Niveau angetroffen: aus der „Braune Erden“-Gruppe kalkhaltige und kalkfreie Lockersediment-Braunerden, aus der „Schwarze-Erden“-Gruppe Pararendsina, kalkfreie (entkalkte) wie kalkhaltige Gebirgsschwarzerden. Das oftmals nur punktweise Vorkommen von entkalkter Gebirgsschwarzerde konnte technisch wegen Kleinheit der Fläche nicht mehr dargestellt werden. Der Bodentyp wurde dem der kalkfreien Gebirgsschwarzerde zugeordnet. Als meistverbreiteter Bodentyp auf diesem Niveau ist die kalkfreie (entkalkte) Gebirgsschwarzerde anzugeben. Eine bestimmte Abfolge der Bodentypen wurde festgestellt. Kalkhaltige Lockersediment-Braunerde schließt randlich an das Gehänge der Molasse- bzw. Flyschzone an. Sie ist größtenteils kolluvial beeinflusst und kennzeichnet meist den Bereich kleiner Schwemmkegel auf diesem Terrassenniveau. Kalkfreie Lockersediment-Braunerde und kalkfreie (entkalkte) Gebirgsschwarzerde sind selten, ganz vereinzelt, in Außenrandposition vorzufinden. Der mittlere Terrassenbereich wird durch kalkfreie (entkalkte) Gebirgsschwarzerde charakterisiert. Kalkhaltige Gebirgsschwarzerde tritt eher flußwärts in Erscheinung. Am Innenrand, am Abfall zum nächst tiefergelegenen Terrassenniveau (NT₂) ist nur kalkhaltige Gebirgsschwarzerde und an einigen wenigen Stellen kalkhaltige Pararendsina anzutreffen. Eine räumliche Abfolge von Lockersediment-Braunerden bis kalkhaltige Gebirgsschwarzerde ist ersichtlich.

Am nördlichen Ortsausgang von Wilhemsburg mündet der von Kanzling kommende Bach in die NT₁ ein. Durch den vor der Bachmündung in die NT₁ verursachten Rückstau, damit verbunden die Ablagerung von feinem Schwemmmaterial, entstand im Bachmündungsgebiet ein kalkfreier Gleyboden. Nachträglich wurde dieses Gebiet drainagiert.

Die detaillierte Beschreibung der Böden dieses Terrassenniveaus erfolgt nach der Charakterisierung sämtlicher NT- bzw. HA- (Höhere Aufstufe) Niveaus. Die morphologischen Parameter und analytischen Werte der einzelnen Bodentypen werden in Tabelle 3 zusammengefaßt gebracht.

2.2.3. Niederterrasse NT₂

Es betrifft jenes NT-Niveau, das keine eiszeitlichen Einwirkungen mehr zeigt, also postglazial entstand. Die detaillierten Angaben über Umgrenzung und Lage der NT₂ wurden schon in einer vorangehenden Arbeit zur Kenntnis gebracht. Kurz zusammengefaßt, grenzt auf der orographisch linken Talseite das Niveau (NT₂) hangwärts an NT₁ bzw. an das Gehänge der Molasse- oder Flyschzone, flußabwärts an ein Niveau der Höheren Austufe (HA₁) an. Auf der orographisch rechten Talseite wird es hangwärts von der HT bzw. Flysch- oder Molassezone, flußwärts von einem höheren Niveau der Höheren Austufe (HA₁) begrenzt.

An Bodentypen wurden auf diesem Niveau bei der „Braune Erden“-Gruppe flächenmäßig überwiegend kalkhaltige, gering kalkfreie Lockersediment-Braunerden im humiden wie pannonischen Klimabereich angetroffen. Gering unterschiedliche Wasserverhältnisse bei gleichen Bodentypen zeigen wohl den verschiedenen Klimabereich auf, doch verursachen noch keine Änderung der Ansprache des Bodentypes.

Im Bereich der „Schwarze Erden“-Gruppe sind im humiden Klimabereich (im Süden des bearbeiteten Traisental) überwiegend kalkhaltige, im geringen Umfang nur kalkfreie (entkalkte) Gebirgsschwarzerde vorzufinden. Unter pannonischen Klimabedingungen sind in der „Schwarze Erden“-Gruppe Tschernoseme, kalkfreie Tschernoseme und vergleyte, kalkhaltige Feuchtschwarzerden anzutreffen. Bei den Lockersediment-Braunerden ist eine bodenartlich bindige Bodenform hangnahe durch verschiedene Akkumulation aus dem angrenzenden Hangebiet entstanden. Eine bodenartlich leichte Bodenform des gleichen Bodentypes verdankt umgelagertem, fluviatilem Material der Traisen ihre Entstehung. Sie ist ausschließlich in Flußnähe anzutreffen. Bei den Gebirgsschwarzerden sind die kalkfreien (entkalkten) eher flußfern, die kalkhaltigen eher flußnäher vorzufinden. Überschwemmungsgefahr besteht nur bei Katastrophenhochwässern. Die beiden Bodentypen kalkfreier und entkalkter Tschernoseme werden wegen Kleinheit der einzelnen Flächen als kalkfreies Tschernoseme zusammengezogen. Als Tschernoseme sind der Begriff Tschernoseme und kalkhaltiger Tschernoseme gleichzusetzen. Die einzelnen Bodentypen dieses Niveaus werden nachfolgend in einem speziellen Kapitel im Rahmen einer allgemeinen bodentypologischen Zusammenfassung eingehend behandelt.

2.3. Austufen

2.3.1. Allgemeines

Wie bei allen anderen aus dem Süden kommenden Zubringerflüssen der Donau, wirkte auch im Postglazial fluviatile Erosion auf den Würmschotterkörper des Traisental ein. Auf diese Weise wurden auch 2 Niederterrassen- und 3 Austufenniveaus gebildet. Bemerkenswert ist, daß bei den höhergelegenen Niveaus die Böden bodentypologisch den Böden der Niederterrassen-

sen näher stehen als denen der Tieferen Austufe. Bei beiden Höheren Austufen vollzieht sich allmählich der Übergang von Auböden zu rein terrestrischen Böden in diesem Bereich des Traisental. Die Aodynamik, die direkte Verbindung zum Einfluß des Gerinnes, ist nicht mehr dominant, sie tritt zurück, die Wasserverhältnisse werden ausgeglichener, nur mehr abhängig vom Tagwassereinfluß. Morphologisch zeigen alle 3 Austufen welliges Relief zum Unterschied zu den Niederterrassenniveaus mit ihrer ebenen, planen Morphologie. Stärkst wellig ausgebildet ist nur das Niveau der tieferen Austufe. Überschwemmungsgefahr besteht bei allen 3 Austufenniveaus, am meisten ausgeprägt bei der Tieferen Austufe. In diesem Zusammenhang ist Übersandung und Überschlickung besonders bei der Tieferen Austufe in Betracht zu ziehen. Die Dreigliederung der Austufen ist nur an einer Stelle, auf der orographisch linken Talseite, östlich der Ortschaft Hart und St. Georgen a. St. gegeben. Nur in diesem Bereich ist eine deutliche Zweigliederung der Höheren Austufe erkennbar. Abgesehen von diesem Ausnahmefall ist allgemein nur eine Zweigliederung der Austufe in eine Höhere und in eine Tiefere Austufe durchführbar. Die Sprunghöhen von Terrassenoberkante zu Terrassenoberkante betragen durchschnittlich von NT₂ zu HA₁ – 2,7 bis 3,2 m, von HA₁ zu HA₂ 1,3–1,6 m, von HA₂ zu TA – 1,4 m und von TA zu Mittelwasserstand rund 1,5 m.

2.3.2. Austufe HA₁

Das höchstgelegene Austufenniveau – HA₁ bildet flächenmäßig auf beiden Traisentalseiten, neben dem HT-Niveau das verbreitetste Terrassenniveau. Es bildet den eigentlichen Traisen-Talboden. Bedingt durch seine große Verbreitung, wird dieses Niveau auf der orographisch linken wie orographisch rechten Talseite teilweise im anschließenden Gehänge von der Flysch- bzw. Molassezone, meist aber von NT₂ und auf der orographisch rechten Talseite von HT-Niveau begrenzt.

Die Böden auf diesem Niveau sind aus feinem bis überwiegend feinem Schwemmaterial über Schotter entstanden. Aus der „Braune Erden“-Gruppe sind zwei Bodenformen der kalkhaltigen Lockersediment-Braunerden vorzufinden: eine bodenartlich schwerere (ersichtlich aus Tab. 3) eher in Außenrandposition und eine bodenartlich leichtere in flußnaher Position. Bei diesem Bodentyp ist bei den Wasserverhältnissen im humiden wie im pannonischen Grenzbereich kaum ein Unterschied gegeben. Kalkfreie Lockersediment-Braunerde wurde nicht angetroffen. Dafür tritt auf diesem Niveau im Norden des bearbeiteten Gebietes noch vergleyte kalkhaltige Lockersediment-Braunerde in Erscheinung. Bei der „Schwarze Erden“-Gruppe ist im humiden Bereich wieder kalkhaltige und ganz gering verbreitete, kalkfreie (entkalkte) Gebirgsschwarzerde anzutreffen. Im pannonischen Raume sind Tschernoseme und flächenmäßig in geringem Ausmaß vergleyte, kalkhaltige Feuchtschwarzerde vorzufinden. Die nähere Beschreibung der auf diesem Niveau angetroffenen Böden und deren analytische Werte erfolgt an späterer Stelle.

2.3.3. Austufe HA₂

Dieses Niveau ist im humiden Klimabereich nur an einer Stelle auf der orographisch linken Talseite östlich von Hart und St. Gerogen a. Steinfeld anzutreffen. Flä-

chenmäßig tritt es ganz untergeordnet in Erscheinung. An Böden-Bodentypen sind auf diesem Niveau nur zwei – auch schon bekannte – Bodentypen vorzufinden. Es sind dies die flächenmäßig weiter verbreitete, bodenartlich leichtere Form der kalkhaltigen Lockersediment-Braunerde und die flächenmäßig in geringerem Umfang aufscheinende kalkhaltige Gebirgsschwarzerde. Eine Unterscheidungsmöglichkeit dieser beiden Böden gegenüber gleichartigen auf anderen Niveaus ist nicht gegeben. Die Oberfläche dieses Niveaus zeigt schon leicht gewellte Ausformung, wobei in erhabener Lage eher Gebirgsschwarzerde, in Muldenposition eher Lockersediment-Braunerde anzutreffen ist. Die nähere Bodenbeschreibung mit analytischen Werten bringt ein nachfolgendes, eigenes Kapitel.

2.3.4. Austufe TA

Die Tiefere Austufe (TA) stellt das altersmäßig jüngste durch Erosion geschaffene Niveau im Traisen-Würmschotterkörper dar. Stark unruhige Morphologie, wellige Oberflächenform sind kennzeichnend. Es ist im humiden kaum, im pannonischen Bereich häufiger vorzufinden. In Bezug auf landwirtschaftliche Nutzung spielt im Traisental dieses Niveau eine völlig untergeordnete Rolle. Der landwirtschaftlich genutzte Bereich wird, bedingt durch regelmäßige Überschwemmungen, ausschließlich als Grünland genutzt. Der übrige Teil dieses Niveaus ist Auwald.

Überwiegend ist allochthoner kalkhaltiger Brauner Auboden („Braune Erden“-Gruppe) anzutreffen. Nur bei einigen wenigen, besonders exponierten Standorten ist kalkhaltiger Grauer Auboden („Schwarze Erden“-Gruppe) festzustellen. Die Beschreibung dieser beiden Böden erfolgt später.

2.4. Graben

An drei Stellen wird das bearbeitete Traisental unmittelbar durch Grabenbildungen beeinflusst. Die erste Stelle befindet sich im Bereich der HT auf der orographisch rechten Talseite im Bereich von Zwischenbrunn. Ein Gerinne hat sich in das HT-Niveau eingeschnitten und mündet höhengleich in das HA₁-Niveau bei Pottenbrunn ein. Die Grabensohle wird durch eine vergleyte, kalkfreie Lockersediment-Braunerde aus feinem Schwemmaterial gebildet. Die nächste Stelle befindet sich bei der Ortschaft Schnabling (orographisch rechte Traisentalseite). Ein von Osten kommendes Gerinne hat die Hochterrasse durchschnitten und mündet höhengleich in das NT₂-Niveau des Traisental. Ein entwässerter Gley aus feinem Schwemmaterial kennzeichnet den entsprechenden Grabenbereich. Rückstau, durch Standortsbedingungen im Traisental bewirkt, führte zur Entwicklung des angetroffenen Bodens. Die dritte und letzte erwähnenswerte Stelle eines in das Traisental einmündenden Gerinnes ist nördlich von Wilhelmsburg auf der orographisch linken Traisentalseite bei K. 320 gegeben. Ein Graben, von Kanzling kommend, mündet mit höhengleicher Talsohle in das NT₂-Niveau des Traisental ein. Durch Rückstau bedingt, entstand auch in diesem Grabenbereich entwässerter, kalkfreier Gley aus feinem Schwemmaterial. Die genaue Charakterisierung dieser Graben-Böden ist Tabelle 3 zu entnehmen.

2.5. Die bodenkundliche und analytische Beschreibung der Niederterrassen-, Austufen- und Graben-Böden

In diesem Rahmen werden sämtliche auf den Niederterrassen, Austufen und Gräben angetroffene Böden in Kurzform beschrieben. Auf den Niederterrassen und den Höheren Austufen wurden gleiche, kaum unterscheidbare Böden-Bodentypen, unabhängig von ihrem Entstehungsalter vorgefunden. Alle Böden werden zusammengefaßt, nach Boden-Gruppen geordnet, dargestellt. Zusätzlich werden ihre Parameter und analytischen Werte in Tabelle 3 festgehalten. Letztere wird separat erläutert. Die auf Tabelle 3 angegebenen Feinheitsgradwerte bestätigen sich durch die bei der Fraktionierung der Böden erstellten Bodenarten.

Grundsätzlich handelt es sich bei den angetroffenen Böden um Bodentypen der „Braune Erden“- , der „Gley-Böden“- und „Schwarze Erden“-Gruppe. Sie entstanden überwiegend aus meist feinem Schwemmaterial, aus Deckschichten, die den Würmschotterkörper überlagern. Die Böden, die sich aus grobem bis überwiegend grobem Schwemmaterial bildeten, können sich aus grobem Deckschichtenmaterial über dem Schotterkörper, oder direkt aus Material des Schotterkörpers entwickelt haben.

Die Beschreibung der einzelnen Böden folgt:

Begonnen wird mit den Böden der „Braune Erden“-Gruppe. Alle entsprechenden Böden entstanden aus feinem Schwemmaterial. Überschwemmungsgefährdung ist von der Lage der einzelnen Niveaus abhängig. Beim Niveau der HA₂ und der Tieferen Austufe (TA) kommt zu der konstanten Überschwemmungsgefahr noch die Überschlickungs- und Übersandungsmöglichkeit hinzu.

Der Bodentyp kalkhaltige Lockersediment-Braunerde (kLB) wurde bei Feldaufnahmen (1 : 10.000) in zwei Bodenformen, eine bodenartlich bindigere schwere und eine bodenartlich leichtere, angetroffen. Aus maßstabstechnischen Gründen mußten jedoch beide Formen für den endgültigen Kartenentwurf 1 : 50.000 zusammengelegt werden. Überschauend handelt es sich bei diesem Bodentyp um eine mittel- bis tiefgründige, mittel- bis tiefkrumige, bodenartlich mittelschwere bis schwere bzw. leichte, kalkhaltige Lockersediment-Braunerde (kLB) aus feinem Schwemmaterial. Die bindige Form ist mit Wasser gut versorgt und ist daher als hochwertiger Acker- und hochwertiger Grünlandstandort zu bezeichnen. Die leichtere Bodenform zeigt mäßig trockene Wasserverhältnisse und wird als mittelwertiger Ackerstandort angesprochen. Eine tiefgründige, mittelkrumige, bodenartlich (leicht) mittelschwere bis schwere, vergleyte, kalkhaltige Lockersediment-Braunerde (gkLB) gleichfalls aus feinem Schwemmaterial zeigt mäßig feuchte Wasserverhältnisse und daher einen mittelwertigen Acker- wie hochwertigen Grünlandstandort. Der Wasserstau ist auf bindigen Unterboden und auf etwaige Muldenlage im Terrassenniveau zurückzuführen. Als tiefgründig, mittelkrumig, mittelschwer tritt eine kalkfreie Lockersediment-Braunerde (sLB) aus überwiegend feinem Schwemmaterial mit gut versorgten Wasserverhältnissen in Erscheinung. In 80–100 cm Tiefe kann fallweise der Würmschotterkörper angetroffen werden. Aus den standortsgegebenen Parametern ist dieser Boden als hochwertiges Acker- und hochwertiges Grünland einzustufen. Tiefgründige, mittel- bis tief-

krumige, mittelschwere kolluvial beeinflusste, schwach vergleyte bis vergleyte, kalkfreie Lockersediment-Braunerde (g'–gsLB) aus feinem Schwemmaterial mit mäßig feuchten Wasserverhältnissen stellt einen mittelwertigen Acker- und hochwertigen Grünlandstandort dar. Ein entwässerter, kalkfreier Gley (ewG) aus der „Gley-Böden“-Gruppe sei nur am Rande erwähnt. Er ist in Grabenlage durch Rückstau und damit hervorgerufener gesaugter Ablagerung des feinen Schwemmaterials mit kolluvialem Einfluß vor bzw. bei der Einmündung von Nebengerinnen auf verschiedenen Traisen-Terrassenniveaus entstanden. Dieser Boden tritt tiefgründig, mittelkrumig, bodenartlich schwer bis sehr schwer, bei feuchten Wasserverhältnissen in Erscheinung. Er ist als geringwertiger Acker- und mittelwertiger Grünlandstandort zu bezeichnen. Aus dem Tieferen Aubereich ist ein tiefgründiger, tiefkrumiger, bodenartlich schwerer, basal zu leichter werdender allochthoner kalkhaltiger Brauner Auboden (kBA, „Braune Erden“-Gruppe) aus feinem Schwemmaterial über Schotter anzuführen. Dieser zeigt zur Trockenheit neigende Wasserverhältnisse. Er ergibt somit einen mittelwertigen Acker- wie mittelwertigen Grünlandstandort, bei dem wohl Überschwemmungsgefahr in Verbindung mit Überschlickungs- und Übersandungsfahr berücksichtigt werden muß. Auf Grund der vorhandenen Standortbedingungen ist nur Grünlandnutzung sinnvoll. Die Böden der „Schwarze Erden“-Gruppe werden wie folgt beschrieben: Allgemein bemerkt, hat sich nur ein einziger Boden (Pararendsina) aus dem Würm-Schotterkörper entwickelt. Sämtliche anderen Böden dieser Boden-Gruppe sind aus feinem bzw. feinem und grobem Schwemmaterial (Deckschichten) über dem Würmschotter entstanden. Eine seichtgründige, seichtkrumige, bodenartlich leichte (mit hohem Grobanteil-Schotter) Pararendsina (PR) weist sehr trockene Wasserverhältnisse auf und ist damit als geringwertiger Ackerstandort gekennzeichnet. Seichtgründig, seichtkrumig bis mittelkrumig, leicht bis mittelschwer (mit hohem Grobanteil-Schotter), kalkhaltig tritt Gebirgsschwarzerde (kGS) aus feinem und grobem Schwemmaterial über Schotter in Erscheinung. Der Standort für diesen Bodentyp ist für sehr trockene Wasserverhältnisse und damit für geringwertiges Ackerland charakteristisch. Eine seichtgründige, seicht- bis mittelkrumige, mittelschwer bis schwere Gebirgsschwarzerde (sGS) aus feinem und grobem Schwemmaterial über Würmschotter mit sehr trockenen Wasserverhältnissen kennzeichnet einen geringwertigen Ackerstandort. Mittelgründiger, tiefkrumiger, mittelschwer bis schwerer, kalkhaltiger Tschernosem (TS) aus überwiegend feinem Schwemmaterial weist gut versorgte bis mäßig trockene Wasserverhältnisse auf. Der Standort dieses Bodens stellt hoch- bis mittelwertiges Acker- und hoch- bis mittelwertiges Grünland dar. Mittelgründiger, tiefkrumiger, schwerer, kalkfreier Tschernosem (sTS) aus überwiegend feinem Deckschichten-(Schwemm-)Material mit gleichfalls gut versorgten bis mäßig trockenen Wasserverhältnissen ergibt hoch- bis mittelwertiges Acker- und hoch- bis mittelwertiges Grünland. Eine tiefgründige, tiefkrumige, bodenartlich schwere kalkhaltige Feuchtschwarzerde (kFS) mit schwachen Vergleyungserscheinungen läßt zum Teil noch gut versorgte, aber auch schon mäßig feuchte Wasserverhältnisse erkennen. Dieser Boden ist noch als hoch- bis mittelwertiges Ackerland und hochwertiges Grünland anzusprechen. Tiefgründige, tiefkrumige, bodenartlich schwere basal zu mittelschwer wer-

dende, vergleyte, kalkhaltige Feuchtschwarzerde (gkFS) mit mäßig feuchten Wasserverhältnissen, ergibt einen eher mittelwertigen weniger hochwertigen Acker- doch hochwertigen Grünlandstandort. Vergleungserscheinungen, Rost- und Gleyflecken sind im Unterboden festzustellen. Lagemäßig ist Muldenposition erkennbar. Als letzter Bodentyp wird von der Tieferen Austufe ein mittelgründiger, mittelkrumiger, bodenartig leichter, basal zu sehr leicht werdender, kalkhaltiger Grauer Auboden (kGA) beschrieben. Seine Wasserverhältnisse sind wechselfeucht, zur Trockenheit neigend, wohl in Abhängigkeit vom Einfluß des Gerinnes (Traisen) und in Verbindung mit dessen Grundwasserstand. Auf akute Überschwemmungs-, Überschlickungs- und Übersandungsgefahr ist hinzuweisen. Der Standort ist somit als geringwertiges Acker- und geringwertiges Grünland gekennzeichnet, wobei nur Grünlandnutzung vorzuziehen ist.

An die Beschreibung der Böden wird die Erläuterung der analytischen Werte von Tabelle 3 angeschlossen.

Die Bodenart bei den Böden der „Braune Erden“-Gruppe liegt überwiegend im mittelschwer bis schweren Bereich. Bei einer einzigen Ausnahme ist leichte Bodenart festgestellt worden. Der Gesamtheit entsprechend, zeigen die Werte der Feinheitsgradbestimmung dieser Böden (bei den einzelnen Horizonten), bedingt durch die Vielfalt des Ausgangsmaterials (dem Schwemmaterial = Muttergestein) große Streuung innerhalb der Werte. Sie liegen zwischen 72,3 und 47,3, wobei die leichte Bodenart den Wert 47,3 aufweist. Spezielle Aufmerksamkeit wurde bei den Beschreibungen und analytischen Untersuchungen der NT- und HA-Niveaus, dem Bodentyp kLB geschenkt. Zwei Bodenformen des kLB wurden getrennt bearbeitet, obwohl sie maßstabsgebunden (1 :50.000) kartographisch als eine Bodenform dieses Bodentyps in Erscheinung treten mußten. Die Feinheitsgradwerte der ersteren, schweren Bodenform lagen zwischen 72,3 und 58, die für die leichtere zwischen 50,7 und 47,3. Der deutliche Unterschied deren Ausgangsmaterialien ist erkennbar. Lagemäßig ist die erstere eher in Gehängennähe bei Einmündung der Seitengerinne in das Traisental anzutreffen. Kolluvialer Hangeinfluß und Ablagerungen kleiner Nebengerinne-Bäche bestimmen die Zusammensetzung dieses Feinsedimentes. Das Ausgangsmaterial für den zweiten, leichteren Boden entstand direkt aus leichten, sandigen Ablagerungen der Traisen. Diese Art der Bodenform ist ausschließlich in der Nähe des Hauptgerinnes der Traisen anzutreffen. Zwei verschiedene Bodenformen, gekennzeichnet durch verschiedene Standorte, verschiedene Bodenarten, untermauert durch verschiedene Feinheitsgradwerte, ergeben trotzdem den selben Bodentyp. Daraus ist zu ersehen, daß sich aus zwei verschiedenen Ausgangsmaterialien ein Bodentyp ergibt. Bei dem Bodentyp der „Gley-Boden“-Gruppe – wsG – ist schwere bis sehr schwere Bodenart, damit verbunden Vergleyung und Dichtlagerung im Unterboden, anzutreffen. Die Werte der Feinheitsgradbestimmung liegen dementsprechend hoch, bei 73,6 bis 82. Die Böden der „Schwarze Erden“-Gruppe sind allgemein bodenartig schwer, selten mittelschwer. Eine Ausnahme bildet der Graue Auboden (kGA), der lage- und altersbedingt (ganz jung) bodenartig leicht bis sehr leicht in Erscheinung tritt. Die Feinheitsgradwerte liegen allgemein zwischen 60,7 und 77,7, beim Grauen Auboden jedoch zwischen 40,7 und 50.

Die Humuswerte bei der „Braune Erden“-Gruppe und „Gley-Boden“-Gruppe liegen im Ap- bzw. A-Horizont zwischen 1,9 und 2,9 %, bei der „Schwarze Erden“-Gruppe allgemein höher zwischen 1,8 und 4,6 %. Die Humusart ist Mull, bei Pararendsina Moder bis mullartig.

Die Kalkwerte sind entsprechend der Bodentypen und ihrem Ausgangsmaterial sehr unterschiedlich. Sie liegen zwischen 0 und 41,8 % (stark kalkhaltig). Bei der „Schwarze Erden“-Gruppe ist fast immer Kalkgehalt anzutreffen, bei der „Braune Erden“-Gruppe fallweise. Der Bodentyp – wsG – der „Gley Boden“-Gruppe weist keinen Kalkgehalt auf.

Die pH-Werte in Verbindung mit den Kalkwerten liegen gesamt zwischen 4,6 (sauer) und 7,6 (alkalisch). Die Werte der „Braune Erden“-Gruppe zeigen bedingt durch Kalkfreiheit bzw. starken Kalkgehalt der einzelnen Böden eine größere Streuung. Diese liegt zwischen 4,6 und 7,6. Der Wert bei der „Schwarze Erden“-Gruppe beträgt durchschnittlich 7 (neutral) bei einer Spanne zwischen 6,5 (schwach sauer) und 7,4 (alkalisch). Der Gleyboden („Gley Boden“-Gruppe) weist einheitlich den pH-Wert 7,2 (neutral) auf.

Die Wasserverhältnisse sind sehr verschieden. Sie sind abhängig vom Bodentyp und dessen Standortverhältnissen. Sie umfassen bei den Böden der „Braune Erden“-Gruppe meist gut versorgte, mäßig feuchte und bei einem Standort gut versorgte bis mäßig trockene Lagen. Der Gleyboden stellt feuchten Standort dar. Die „Schwarze Erden“-Gruppe weist sehr unterschiedliche Wasserverhältnisse auf. Sie reichen einerseits von gut versorgt bis mäßig feucht, andererseits von mäßig trocken bis sehr trocken. Der Graue Auboden ist entsprechend seiner vom Gerinne abhängigen Lage wechselhaft mit vorherrschender Trockenheit.

Die Bewertung der Böden ist wieder vom Bodentyp und seinem Standort abhängig. Es können sämtliche Bewertungsstufen angetroffen werden, doch überwiegen meist die hoch- bis mittelwertigen Böden. Die Ackerstandorte bei der „Braune Erden“-Gruppe sind hoch bis mittelwertig, die Grünlandstandorte hochwertig. Der Gleyboden stellt einen geringwertigen Acker- und mittelwertigen Grünlandstandort dar. Die Böden der „Schwarze Erden“-Gruppe haben umfassende Standortverhältnisse, hoch- bis mittelwertige, wie geringwertige Ackerstandorte. Bei den Grünlandstandorten sind gleichviel hochwertig und hochwertig bis mittelwertig, einer geringwertig, sowie 3 Standorte für eine Grünlandnutzung ungeeignet.

Bezugnehmend auf die vorangegangenen Bodenbeschreibungen werden die vorgefundenen Böden kurz zusammengestellt. Auf den NT- und HA-Niveaus entwickelten sich gleichartige Böden und zwar Pararendsina direkt aus dem Schotterkörper, aus überwiegend feinem Schwemmaterial, im Beisein eines geringeren Grobstoffanteiles (Schotter) ist Gebirgsschwarzerde, kalkhaltig bis kalkfrei, Tschernosem kalkhaltig bis kalkfrei und Feuchtschwarzerde kalkhaltig oder vergleyt kalkhaltig vorzufinden. Lockersediment-Braunerden kalkhaltig, vergleyt kalkhaltig, kalkfrei, vergleyt kalkfrei und Gleyböden meist drainiert und kalkfrei sind noch anzuführen. Die TA ist nur durch kalkhaltigen Grauen Auboden und kalkhaltigen allochthonen Braunen Auboden gekennzeichnet.

3. Anhang

Es erscheint notwendig, sich mit Umweltschutz/Bodenschutz auseinanderzusetzen. Als vordringlich ist in dieser Richtung das Problem der Verwertung des immer stärker anfallenden Klärschlammes im Bereich der Abwässer zu überdenken. Die Möglichkeit, Klärschlamm unter bestimmten Voraussetzungen auf Böden der beschriebenen Terrassenniveaus aufzubringen, wird aufgezeigt. Die Empfindlichkeit dieser Böden gegenüber der Aufnahme von Klärschlamm läßt sich auf Grund verschiedener Standortparameter zahlenmäßig errechnen. Von Angehörigen der BA für Bodenkultur (P. NELHIEBEL, D. DANNEBERG, M. EISENHUT und W. HELLMANN, Stand 20. 1. 1986) wurde ein Entwurf für ein Auswertungsschema zur Erstellung von Bodenempfindlichkeitskarten geschaffen. Veröffentlicht wurde, soweit dem Autor bekannt ist, dieser Entwurf von P. NELHIEBEL und M. EISENHUT (1986). Damit wurde auf Grund verschiedener Parameter eines Bodenstandortes ein Schema für die Empfindlichkeit eines Bodens gegenüber Klärschlammaufbringung erstellt. Als in dieser Richtung entscheidende Faktoren wurden die Bodenparameter pH-Wert, Bodenschwere bis 50 cm Tiefe, organische Substanz bis 30 cm Tiefe, Durchlässigkeit des Bodens, Grund- bzw. Hangdruckwassertiefe, Hängigkeit, Erosionsgefährdung, Wasserverhältnisse und Melioration aufgelistet. Von H. FISCHER und J. GANDER wurde darauf hingewiesen, daß noch weitere Standortverhältnisse, die für die Eignungsfähigkeit für Klärschlammaufnahme herangezogenen Parameter beeinflussen können. So muß Grobstoffgehalt im Boden, dessen Muttergestein, aber auch das Grundgestein (wenn vorhanden) insbesondere im alpinen Bereich, berücksichtigt werden. Die Durchlässigkeit eines Bodens wird damit beeinflusst. Bei der Bodenschwere ist der Gehalt an Schluff als hemmend für eine Durchlässigkeit des Bodens zu berücksichtigen. Bei den Wasserverhältnissen ist noch auf die Wechselfeuchtigkeit des Bodens und seine sich daraus ergebende Schwierigkeit hinzuweisen.

Es wurde eine Gliederung der Böden in Bezug auf Durchlässigkeit von Klärschlamm geschaffen – eine Einteilung mit einer Dreigliederung. Die BA für Bodenkultur in Wien in der Denigasse ist jederzeit in der Lage, auf Grund ihrer Unterlagen für jeden aufgenommenen Boden seine Empfindlichkeit gegenüber Klärschlamm kartenmäßig mit entsprechenden Erläuterungen darzustellen. Um nicht in dieser Richtung speziell laufenden Projekten vorzugreifen, wird mit einigen allgemeinen Worten die Empfindlichkeit der Böden des bearbeiteten Traisentalles gegenüber Klärschlammaufnahme gestreift. Dabei wird die veröffentlichte Methode zur Einstufung der bearbeiteten Böden zur Anwendung gebracht, wobei die Einstufung der auf Aufnahmefähigkeit für Klärschlamm angesprochenen Böden selbst vorsichtig in geeigneter Form umschrieben wird.

Auf der Hochterrasse scheint die Parabraunerde (PB) und die pseudovergleyte Parabraunerde (pPb) mit Vorbehalt geeignet (= minder empfindlich), die kalkhaltige Lockersediment-Braunerde (kLB, alle drei Böden = „Braune Erden“-Gruppe) doch weitgehend geeignet (= weitgehend tolerant) und der kalkhaltige Kulturrohboden (kKU – „Schwarze Erden“-Gruppe) wenig geeignet (= empfindlich) für Klärschlammaufbringung zu sein. Auf den Niederterrassen und Höheren Austufen ist eine Einschätzung – Wertung der einzelnen Böden für die

Aufnahme von Klärschlamm schwerer zu beurteilen. Es spielen bei den einzelnen richtungsgebenden Parametern insbesondere die Lage des Grund- bzw. Hangdruckwasserstandes eine Rolle. So kann gleicher Bodentyp auf verschiedenen hochgelegenen Terrassenniveaus verschieden geeignet für Aufnahme von Klärschlamm sein. Auch die Überschwemmungen auf den einzelnen Terrassenniveaus wirken sich bei einer Einstufung aus. Bei den Böden der „Braune Erden“-Gruppe scheinen folgende Einstufungsmöglichkeiten zu sein: die bodenartlich bindige Variante der kalkhaltigen Lockersediment-Braunerde (kLB) ist auf den angetroffenen Standorten der NT₁, NT₂ und HA₁ als weitgehend geeignet für Klärschlammaufnahme anzunehmen. Die bodenartlich leichte dürfte auf NT₁ und NT₂ mit Vorbehalt bedingt werden, während sie auf der HA₁ und HA₂ bereits wenig geeignet dafür erscheint. Die vergleyte, kalkhaltige Lockersediment-Braunerde (gkLB, auf HA₁) und die kalkfreie Lockersediment-Braunerde (sLB, auf NT₁ und NT₂) dürfen nur mit Vorbehalt zur Aufnahme von Klärschlamm geeignet sein. Die Böden der „Schwarze Erden“-Gruppe sind wie folgt zu kennzeichnen: Pararendsina (PR), nur auf NT₁ vorkommend, ist gänzlich für die Aufnahmen von Klärschlamm ungeeignet. Auch bei den Gebirgsschwarzerden („Schwarze Erden“-Gruppe) macht sich der Höhenunterschied zwischen den einzelnen Niveaus, damit verbunden die Beziehung zum Grundwasserstand, bemerkbar. Kalkhaltige (kGS) und kalkfreie (sGS) Gebirgsschwarzerde scheinen auf NT₁ und NT₂ mit Vorbehalt für Klärschlammaufnahme geeignet, auf der HA₁ und HA₂ wenig geeignet (sGS nur auf HA₁ antreffbar). Der kalkfreie (sTS) und der kalkhaltige (kTS) Tschernosem sind auf NT₁ und HA₁ als weitgehend geeignet für Aufnahme von Klärschlamm anzusehen (kTS nur auf HA₁ vorfindbar). Bei den Feuchtschwarzerden scheint die vergleyte, kalkhaltige (gkFS) auf NT₂ als weitgehend geeignet. Auf HA₁ wäre dieselbe, wie auch die kalkhaltige (kFS) mit Vorbehalt dafür geeignet. Bei größtenteils drainiertem kalkfreiem Gley (wsG, „Gley-Boden“-Gruppe), ist anzunehmen, daß dieser auf Grund seiner Wasserverhältnisse nicht für eine Aufbringung von Klärschlamm geeignet ist. Verschiedene Standortparameter, wie nachhaltige Überschwemmungsgefahr, leichte Bodenart, Grundwasserverhältnisse etc. lassen allgemein die Auböden der Tieferen Austufe ungeeignet für Klärschlammaufbringung erscheinen. Damit wurde in allgemeiner Form die Verträglichkeit für die Aufbringung von Klärschlamm bei den angetroffenen Terrassenböden umrissen.

4. Überblick

Die vorliegende Arbeit umfaßt eine bodenkundlich-quartärgeologische Darstellung des mittleren Traisentalles, dem eine Schlüsselstellung für die Gliederung des gesamten Traisentalles zukommt. Das behandelte Gebiet befindet sich im periglazialen Raume des nördlichen Alpenvorlandes. Das Einzugsgebiet der Traisen umfaßt Kalkalpin, Flysch- und Molassezone. Dementsprechend ist auch das auf den Traisenterassen abgelagerte Sedimentmaterial als Ausgangsmaterial für Bodenbildungen kalkhaltig bis kalkfrei. Dem heutigen Talverlauf entsprechend konnte in eine Hochterrasse, 2 Niederterrassen, 2 Höhere Austufen und eine Tiefere

Austufe gegliedert werden. Festgestellt wurde, daß – abgesehen von einer Ausnahme – immer über den beiden Schotterkörpern (Riß, Würm) Deckschichten zur Sedimentation gelangten, aus denen sich allgemein, abhängig von Zusammensetzung der Ablagerungen und dem Faktor Zeit, bestimmte Böden entwickelten. Durch Abrollungsgrad- und Feinheitsgradbestimmungen konnten auf der Hochterrasse zwei verschiedene Feinsedimente (Deckenlehm über Schwemmlöß) über dem Rißschotterkörper nachgewiesen werden. Beide eben genannten Bestimmungsmethoden sind sehr gut geeignet, um Ablagerungsart und durch bodenartige Unterschiede zu trennen und damit auch identifizieren zu können. Zur Zeit der Sedimentation des Schwemmlösses müssen feuchtere bis feuchte klimatische Bedingungen geherrscht haben. Bei der Ablagerung des hangenden Deckenlehmes muß relativ vegetationsarme Tundra, also trockeneres, kaltes Klima vorhanden gewesen sein. Die Windstärke, die zu einem Windtransport führte, muß gemäß SCHWARZENBACH in BRINKMANN, R. nach GERMAN, R. (1970, S. 72) entsprechend den Korngrößen als Windstärke eine mäßige Brise bis starker Wind – Stärke 4–6 – gewesen sein. Eine Windgeschwindigkeit von 5–12 m/sec (18–43 km/h) muß geherrscht haben.

Die einzelnen Bodentypen auf diesen Terrassen wurden in visuell leicht erkennbaren Gruppen („Braune Erden“- „Schwarze Erden“-rund „Gleyboden“-Gruppe) zusammengefaßt. Für die vorgefundenen Bodenformen wurden 20 charakteristische Profile ausgewählt, untersucht und beschrieben, wobei immer eine bestimmte maßstabserzwungene Variationsbreite einbezogen wurde. Auf eine bildliche Darstellung der einzelnen untersuchten charakteristischen Bodentypen wurde verzichtet, da die beschriebenen und untersuchten Bodenprofile immer eine gewisse maßstabserzwungene Variationsbreite hat, also jedes Profil bis zu einem bestimmten Grad, ein Normprofil darstellt. Folgende Erkenntnis wurde gewonnen: einerseits sind bestimmte Bodentypen milieubedingt nur auf bestimmten Terrassen (HT und TA) anzutreffen, andererseits gleiche Böden doch auf verschiedenen Terrassenniveaus (NT's und HA's) vorzufinden. So sind beispielsweise Parabraunerde und vergleyte Parabraunerde nur auf dem HT-Niveau, nie auf NT's oder HA's anzutreffen, oder heute noch aktiv wirkende Auböden nur auf die Tiefere Austufe begrenzt. Die Bodentypen auf der NT₁, NT₂, HA₁ und HA₂ sind typologisch gleichzusetzen, nur einzelne Standortparameter variieren (z. B. Wasserverhältnisse, Überschwemmungsgefahr), so daß es gegebenenfalls zu einer anderen Bodenformenstellung kommen könnte, doch dem gegebenen Maßstab entsprechend, meist nicht gewürdigt oder unterschieden werden konnte. Lockersediment-Braunerden aus bestimmten Substraten kommen nur auf NT und HA vor. Tschernosem und Feuchtschwarzerden konnten sich aus verschiedenen Substraten (aus HT- Schwemmlöß-Randposition und aus NT- und HA-Schwemmaterial) entwickeln. Die Standorte von Gebirgsschwarzerde und Pararendsina waren nur im humiden Klimabereich auf NT und HA festzustellen.

Die klimatischen Verhältnisse sind ausschlaggebend für Geomorphologie. Sie können ab der Schlußvereisung während des vergangenen postglazialen Zeitraumes nicht wesentlich unterscheidbar gewesen sein. Sie sind bodengenentisch zeitlich zu kurz, daß es für jedes einzelne Terrassenniveau eine bestimmte Bodenent-

wicklung gab. Doch wären in dieser Zeit kurze periodische Klimaschwankungen zwischengeschaltet, bei denen durch stärkste Niederschläge (Erosion) verschiedene Terrassenniveaus (NT's und HA's) im Würmschotter geschaffen werden konnten. Dieselben postglazialen Klimaverhältnisse sind im Pielachtal angetroffen worden. Die Entstehung der NT- und HA-Niveaus erfolgte dort unter den selben klimatischen Bedingungen wie im Traisental. Gleichartige Böden-Bodentypen sind auf diesen Niveaus auch an der Pielach vorzufinden (H. FISCHER, 1979).

Die beiliegende bodenkundlich-quartärgeologische Karte veranschaulicht maßstabsentsprechend die einzelnen Bodentypen auf den verschiedenen Terrassenniveaus.

Abschließend sei gesagt, daß mit dieser Arbeit eine erstmalige quartärgeologisch-bodenkundliche Grundlage für das Traisental zur Verwendung für verschiedene angewandte Projekte (Raumplanung, Klärschlammaufbringung etc.) geschaffen wurde. Eine Verbindung zwischen Bodenkunde und (Quartär-)Geologie wurde hergestellt.

5. Dank

Für tatkräftige Unterstützung dieser Arbeit soll an dieser Stelle besonders Hr. Hofrat Dr. T. E. GATTINGER und dem Leiter der BA f. Bodenwirtschaft Hr. Doz. Dr. O. DANNEBERG gedankt sein.

6. Literatur

- FINK, J.: Leitlinien einer österreichischen Quartärstratigraphie. – Mitt. Geol. Ges., **53**, 249–266, Wien 1960.
- FINK, J.: Die Gliederung des Jungpleistozäns in Österreich. – Mitt. Geol. Ges., **54**, 1–25, Wien 1962.
- FINK, J.: Jüngste Schotterablagerungen im österreichischen Donauabschnitt. – Eidgen. Forsch., **13**, Mainz 1977.
- FISCHER, Heinrich: Zur Quartärgeologie des unteren Ybbstales (N. Ö.). – Verh. Geol. B.-A., **1963**, 39–61, Wien 1963.
- FISCHER, Heinrich: Hochterrasse-Niveau im Einzugsbereich des Gölsentales (N. Ö.) mit Berücksichtigung der diesem Raum entsprechenden Gesamtgliederung. – Verh. Geol. B.-A., **1978/2**, 3–10, Wien 1978.
- FISCHER, Heinrich: Zur Quartärgeologie der Hochterrasse im Großen und Kleinen Erlauftal, Niederösterreich. – Verh. Geol. B.-A., **1964/2**, 312–360, Wien 1964.
- FISCHER, Heinrich: Subfossiles begrabenes Holz und seine Beziehung zur Terrassengliederung des mittleren Traisentales (N. Ö.). – Verh. Geol. B.-A., **1979/2**, 7–27, Wien 1979.
- FISCHER, Heinrich: Zur Quartärgeologie und Bodenkunde des mittleren Pielachtales (N. Ö.). – Verh. Geol. B.-A., **1982/3**, 157–177, Wien 1983.
- GERMAN, R.: Studienbuch der Geologie. – 1970, 72, 1970.
- KOHL, H.: Zum Aufbau und Alter der oberösterreichischen Donauebene. – Jb. O. Ö. Musealver., **118**, 187–196, Linz 1973.
- NAGL, H.: Glaziale Formen und Ablagerungen im Gebiet der oberen Ybbs. – Sitzber. Österr. Akad. Wiss., mathem.-naturwiss. Kl., Abt. I, **176**, H. 8–10, 91–123, Wien 1968.
- NELHIEBEL, P. & EISENHUT, M.: Die Bodenempfindlichkeitskarte – ein Beitrag zum Umweltschutz. – Mitt. österr. geol. Ges., **79** (1986), Umweltgeologieband, 163–174, Wien 1986.
- SCHÖNHALS, E.: Gesetzmäßige Beziehungen zwischen Körnung und Kalkgehalt des Lösses und die Erkennung von Verwitterungszonen mit Hilfe der typischen Streubereiche. – Geol. Jb., **66**, 291–304, Hannover 1952.
- SCHÖNHALS, E.: Kennzahlen für Feinheitsgrade des Lösses. – Eiszeitalter und Gegenwart, **6**, 133–147, Öhringen 1955.
- SIEBERTZ, H.: Die Bedeutung des Feinheitsgrades als geomorphologische Auswertungsmethode. – Eiszeitalter und Gegenwart, **32**, 81–91, Hannover 1982.

Manuskript bei der Schriftleitung eingelangt am 19. April 1987.



The Geology of Southern Zaskar (Ladakh) – Evidence for the Autochthony of the Tethys Zone of the Himalaya

By GERHARD FUCHS*)

With 14 Figures und 3 Plates

*Himalaya
Zaskar
Geological Mapping
Stratigraphy
Tectonics*

Contents

Zusammenfassung	465
Abstract	466
1. Introduction	466
2. Stratigraphy	466
2. 1. The Central Crystalline	467
2. 2. The Phe Formation and Intrusive Granitoids	468
2. 3. The Karsha Formation	471
2. 4. The Kurgiakh Formation	472
2. 5. The Thaple Formation	472
2. 6. The Muth Quartzite	473
2. 7. The Lipak Formation	473
2. 8. The Po Formation	474
2. 9. The Panjal Trap	474
2.10. The Kuling Formation	475
2.11. The Triassic Formations	475
2.12. The Quartzite Series	477
2.13. The Kioto Limestone	477
2.14. The Ferruginous Oolite	478
2.15. The Spiti Shales	478
2.16. The Giumal Sandstone	478
2.17. The Chikkim Limestone and Shillakong Formation	478
2.18. The Upper Cretaceous Parts of the Lamayuru Formation	480
2.19. The Stratigraphic Evolution of the Tethys Zone of Zaskar	481
3. Tectonics	482
3.1. The Axial Depression of Lahoul	482
3.2. The Relation between the Central Crystalline and the Sedimentaries of the Tibetan Zone	483
3.3. The Structure of the Tibetan Zone in SE-Zaskar	483
4. Conclusions	487
Acknowledgements	489
References	490

Zusammenfassung

Die Arbeit ergänzt die bereits von anderer Seite vorliegenden stratigraphischen und paläontologischen Veröffentlichungen durch die Geologische Karte von SE-Zaskar und begleitende Profilserien.

Hinsichtlich der stratigraphischen Entwicklung wird betont, daß der mächtige schiefrig-sandige Basiskomplex der Tibet-Zone eine typische flyschoide Beckenfazies darstellt. Die reichliche, rasche und rhythmische Sedimentschüttung erfolgt in einem instabilen Senkungsraum. Ein orogenes Ereignis, das zeitmäßig mit den kaledonischen Faltungsphasen korreliert wird, bringt einen scharfen Wechsel in der Sedimentation: In epikontinentalem Milieu werden Transgressions-Konglomerate, reife Quarzarenite, Seichtwasser-Karbonate und lokal sogar Evaporite gebildet.

Epirogene Bewegungen an der Karbon/Perm-Grenze führen zu teilweiser Erosion der paläozoischen Formationen und transgressivem Übergreifen des Perm. Diese Diskordanz sowie der begleitende Panjal-Vulkanismus werden mit dem Öffnen der Neotethys in Zusammenhang gebracht. Das im Perm sich bildende Flachmeer bestand im wesentlichen durch das ganze Mesozoikum. Mit der Mittelkreide differenziert sich die Fazies in couches rouges pelagischer Rücken und Plateaus, dunkle pelagische Kalke tieferen Wassers, euxinische siltige Beckenfazies und sandig-tonige Flyschschüttungen. Die vielfältigen Veränderungen der Faziesverteilung in der Oberkreide zeigen Unruhe, und daß der N-Rand des Indischen Kontinents bereits nahe der Indus-Sutur war. Der orogene Umbruch begann in Zaskar erst im Eozän.

Tektonik: Es wird gezeigt, daß das Zentral-Kristallin und die Basisserien der Tethys-Zone eine Einheit bilden, die jedoch lokal wie im Raume von Padam gestört sein kann. Durch eine Achsendepression in Lahoul ist das Zentral-Kristallin dort abgetaucht, Tibet-Zone und Chamba-

*) Author's address: Univ.-Doz. Dr. GERHARD FUCHS, Geologische Bundesanstalt, Rasumofskygasse 23, A-1031 Wien.

Synclinorium sind in Verbindung. Einzelne Granitstöcke in den Sedimentserien von Lahoul stammen wohl aus dem darunterliegenden Kristallin, sind aber mit diesem nicht identisch.

Die von BAUD et al. (1982a,b, 1983, 1984) und GAETANI et al. (1985) vorgeschlagene Gliederung der Tibet-Zone in einen Stapel von Decken wird mit folgenden Argumenten abgelehnt:

- 1) Im Stirnbereich der „Decken“ kann an den angenommenen Überschiebungen in einigen Fällen der ungestörte Primärverband nachgewiesen werden.
- 2) Der „Deckenstapel“ in S-Zanskar entspricht der normalen stratigraphischen Abfolge vom Präkambrium bis ins Unter-Eozän. Lokal gestörte Formationsgrenzen sind kein Beleg für Deckenbau.
- 3) Zahlreiche Gänge von Panjal Trap in den paläozoischen Formationen im Liegenden der Panjal Laven zeigen, daß es sich um den primären Untergrund und nicht um fremde tektonische Einheiten handelt.
- 4) Viele der angenommenen Deckengrenzen erweisen sich bei seitlicher Verfolgung als lokal gestörte Gesteinsgrenzen, durchscherte Faltenschenkel oder Schuppungen. Für tektonischen Ferntransport fehlt somit jeglicher Beleg, und die Tibetische Zone ist in Bezug auf ihren Kristallin-Untergrund sowie ihren Innenbau als autochthon zu betrachten.

Abstract

The paper presents the Geological Map and Sections of SE-Zanskar, a supplement to the stratigraphical and palaeontological work done by other authors.

Regarding the stratigraphical development it is stressed that the thick monotonous argillaceous-arenaceous complex forming the base of the Tibetan Zone ist typical flyschoid basin facies. There was rich supply of sediment and rapid, rhythmic deposition in an unstable, subsiding trough. An orogenic event, which is correlated in age with the Caledonian revolution, causes an abrupt change in sedimentation: In epicontinental environment transgression conglomerates, mature quartz arenites, shelf carbonates, and locally even evaporites were deposited.

Epirogenetic movements at the Carboniferous/Permian boundary cause partial erosion of the Palaeozoic formations and transgression of the Permian. This unconformity and the associated Panjal Volcanism are related to rifting and the opening of the Neotethys. The shelf formed in the Permian persisted throughout the Mesozoic. In the Middle Cretaceous the facies becomes diversified: Couches rouges form on pelagic ridges and plateaus, dark pelagic limestones in deeper water, euxinic silty shales in basins, and sandy to shaly flysch in troughs rich in terrigenous detritus supply. The changes in Upper Cretaceous facies distribution indicate instability and that the northern margin of the Indian Continent was already close to the Indus subduction zone. In Zanskar the orogeny began in the Eocene.

Tectonics: The Central Crystalline and the basal complex of the Tibetan Zone belong to the same unit, although their primary connection may be disturbed, such as in the Padam area. In the Lahoul axial depression the Central Crystalline is covered by the sedimentaries, which are in connection from the Tibetan Zone via Lahoul to the Chamba Synclinorium. There are several granitoid intrusions in the sedimentary series of Lahoul; their source may be in the underlying crystalline complex, but they are not identical with the Central Crystalline.

The suggestion that the Tibetan Zone represents a pile of nappes (BAUD et al., 1982a,b, 1983, 1984; GAETANI et al., 1985) is rejected:

- 1) In the frontal portions of the "nappes" several of the "nappe boundaries" show undisturbed primary contacts.
- 2) The assumed pile of nappes in southern Zanskar corresponds to the normal stratigraphic Precambrian-Lower Eocene sequence. Locally disturbed formation boundaries are not evidence for nappe structure.
- 3) The numerous dikes of Panjal Trap, which penetrate the Palaeozoic formations underlying the Panjal flows, prove that these series represent the primary substratum of the volcanics – they are not another tectonic unit.
- 4) Many of the assumed nappe boundaries turn out to be just locally disturbed formation contacts, sheared fold limbs, or wedge structures, if traced along the strike.

Thus there is no evidence for thrusts over large horizontal distances in the Tibetan Zone. Also in respect to the underlying Central Crystalline the Tibetan Zone is autochthonous.

1. Introduction

The complicated tectonic belt along the Indus – Yarlung – Tsangpo was difficult to access for many decades. So, when India opened Ladakh for tourism, there began a rush of geological parties from many countries to this region. The investigations concentrated on the flysch- and molasse zones, ophiolite belts, and the melanges. I was particularly interested in the relations of the named zones to the Tibetan (Tethys) Zone with the aim to reconstruct the original facies pattern along the margin of the Indian Continent. 1976 on my first traverse of western Zanskar I discovered the Spongtag Klippe (FUCHS, 1977b) at a place where LYDEKKER (1883) has indicated the occurrence of traps amid of the Mesozoic sedimentaries. 1980 I mapped western Zanskar and came to the conclusion that in the Spongtag area thrust sheets derived from the Indus Zone rest on the autochthonous to parautochthonous series of the Tibetan Zone. French geologists (BAS-SOULLET et al., 1978, 1980, 1983) active in the same region accepted the northern carbonate belt of Zanskar as a higher nappe ("Zanskar-Shillakong Nappe"). After further studies there is agreement now that the area in question forms a fan-shaped anticlinorium as suggested by me (1977b, 1979, 1982b).

BAUD et al. (1982a,b; 1983, 1984) started work in eastern and southern Zanskar and arrived at the sensational result that the whole of the Tibetan Zone represents a pile of nappes. As this allochthony concept was in contradiction to all my experience from northern Nepal, Spiti, and Kashmir, I visited the Markha-Nimaling area in 1983. To my surprise I found that facies belts bordering along tectonic planes in western Ladakh (Lamayuru Unit – Zanskar Carbonates) are still connected in eastern Ladakh. Thus the original transitions of facies from the shelf to the basin and to the subduction Zone in the N are still recognizable there. The partly metamorphic sedimentary series overlying the Tso Moriri Crystalline in the Nimaling Dome represent the sequence of the Tibetan Zone ranging from the Precambrian to the Paleocene (FUCHS, 1984a,b; 1986). All that contradicts BAUD et al., who assumed a series of nappes there. STUTZ & STECK (1986) observed strong deformation and shearing in the Nimaling sequence and therefore follow BAUD assuming the existence of a Langtang Nappe. Certainly the sequence is disturbed, but in my view it is the chronological succession and not a pile of tectonic units.

Admittedly there may be some ambiguity to discern whether a disturbed sequence is stratigraphic or tectonic, because nappes can show similarities and close relations near their root zone (e. g. parautochthonous Helveticum and Helvetic Nappes in the Alps).

In their frontal portions, however, nappes should be distinct from each other and from their autochthonous base. Therefore in 1985 I went to southern Zanskar, where BAUD and his co-workers describe the front of their nappes. There it should be possible to clarify the problem whether the Tibetan Zone was allochthonous or not.

After the first reconnaissance work by STOLICZKA (1865) and LYDEKKER (1883) geological research in southern Zaskar was not taken up again before the seventies of this century. A series of reports were presented by Indian parties (NANDA & SINGH, 1976; NANDA et al., 1978; RAINA & BHATTACHARYYA, 1977; KANWAR & AHLUWALIA, 1979; KANWAR & BHANDARI, 1979; JOSHI & ARORA, 1979; SRIKANTIA et al., 1980). GUPTA describes many fossil finds from this area (GUPTA & RAVI KAUL, 1975; GUPTA & WEBSTER, 1980; GUPTA & JANVIER, 1981; GUPTA & MICHALIK, 1981; GUPTA & SHAW, 1981, 1985; THAKUR & GUPTA, 1983; WEBSTER & GUPTA, 1984; GUPTA, 1981, 1986). The Italian geologists team, partly working together with BAUD, presented a series of detailed accounts on the stratigraphy of southern Zaskar (GAETANI et al., 1980, 1983, 1985, 1986; BAUD et al., 1984; NICORA et al., 1984; JADOUŁ et al., 1984; CASNEDI et al., 1985).

Unfortunately they had no geological map as a basis for their measured stratigraphic sections, only the generalized tectonic sketch map of Zaskar by BAUD. In respect to the general geology of Zaskar the stratigraphers followed the views of BAUD (BAUD et al., 1982a,b; 1983, 1984; GAETANI et al., 1986). According to this concept the observed sequence of formations ranging from the Precambrian up to the Paleocene is seen as a pile of "nappes". The fact that these "structural units" are found in the original stratigraphic order is explained by the assumption of decollements.

Thus the present situation is the following: There exists a lot of new stratigraphic information, but no adequate geological map – only the sketch map by NANDA & SINGH (1976). Therefore I understand my work as complementary:

- 1) The geological map (Pl. 1) and the geological sections (Pl. 2) presented in this paper give the frame for the stratigraphic knowledge already existing.
- 2) Careful examination of the critical parts of the sections, where BAUD et al. assume their nappe boundaries, shall clarify the problem of tectonics, which is a principal one concerning the entire Tethyan Zone of the Himalaya.
- 3) Investigation of the facies development in the Cretaceous of southern Zaskar may help to complete our knowledge of the palaeogeography just before the beginning of the Himalayan orogenesis.

2. Stratigraphy

2.1. The Central Crystalline

On our 1985 expedition the Central Crystalline was marginally touched in the Tsarap Valley between Ichar and Padam. There it consists of two-mica augengranite-gneisses, nebulitic migmatites, grey and dark paragneisses (coarse-to fine-grained) containing garnet and sillimanite. This migmatite complex is frequently penetrated by aplite and pegmatite bearing tourmaline. Between Ichar and Padam the highly metamorphosed migmatitic gneisses are overlain by slightly altered argillites and siltites of the Phe Formation. There is a great contrast in metamorphism and it is clear that the two rock units are separated by a tectonic plane, as already stressed by BAUD et al. (1982a) and GAETANI et al. (1985).

E of Ichar, however, the original transitional contact Crystalline/sedimentaries is still preserved: E of the village coarse-grained two-micaschists (\pm garnet and kyanite) become predominating, the gneisses gradually disappear. Then further E the micaschists pass into phyllitic micaschists and dark phyllites intercalated with dark grey to violet quartzitic beds. SE of the impressive Syncline of the Karsha Formation near Abnop the phyllitic series grades into phyllitic slates with beds of metasiltstone and metasandstone, and SW of Purni finally the metamorphism dies away. Thus there is a passage from the Crystalline to the sedimentaries of the Tibetan Zone, which from my experience from other regions of the Himalaya may be called a rule (compare also GRIESBACH, 1891, p. 209; HAYDEN, 1904, p. 9–10; HEIM & GANSSER, 1939; GANSSER, 1964, 1983, p. 33; SRIKANTIA, 1981; BORDET et al., 1971, 1975; HONEGGER et al., 1982).

It is of great interest that further E in the traverses from Lahoul towards the N over the Bara Lacha La respectively Shingo La typical Central Crystalline, which can be traced continuously from the NEFA-Himalaya in the E of the Rohtang Pass area in the W, forming the backbone of the Himalaya, is interrupted in Lahoul. There the Rohtang Crystalline plunges towards the NW and the Crystalline of the Brahman-Zaskar Range plunges axially SE. This fact already known to LYDEKKER (1883, see his map) is shown by all later geological maps (e. g. GANSSER, 1964; FUCHS, 1982c). In the axial depression of Lahoul the sedimentary series of Spiti – Zaskar are connected with those of the Chamba-Kashmir Synclinoria. Therefore along the road from the Chandra Valley to Darcha and the Bara Lacha La respectively the Shingo La most of the country rock belongs to the Phe Formation. This thick argillo-arenaceous complex shows varying grades of metamorphism, generally not exceeding greenschist facies. Alteration commonly increases near granitoid intrusions (e. g. Jaspa Granite, Gumboranj). Sedimentaries younger than the Phe Formation occur in synclines around Bara Lacha La and at Tandri in the Chandra Valley. The rocks of the latter syncline are altered like the underlying series (POWELL & CONAGHAN, 1973).

NANDA & SINGH (1976) termed the Central Crystalline of the Zaskar Range "Suru Formation" and distinguish four members. The uppermost, the Darcha Member actually belongs to the Phe Formation, which is intruded by discordant granites. The Crystalline is separated from the overlying sedimentary series not by a sharp boundary, but by a passage zone. A good portion of the Crystalline consists of altered sedimentaries and the basal parts of the sedimentary succession have suffered slight metamorphism. From place to place the front of metamorphism reached into various levels of the sedimentary column. In Lahoul and eastern Zaskar the alteration dies away in the Early Palaeozoics, whereas in the Rangdum area of western Zaskar it reaches up high into the Mesozoic series. In view of this, it is meaningless to subdivide the Central Crystalline into stratigraphic units, and as said above, it is doubtful where to draw a boundary between Crystalline and sedimentaries. In this paper the high-grade metamorphics and the transitional zone are dealt in the chapter Central Crystalline, the slightly altered sedimentaries and intrusive bodies are described in the next chapter.

2.2. The Phe Formation and Intrusive Granitoids

As the name Phe Formation (NANDA & SINGH, 1976) is in common use, I keep to it, though no doubt the formation is identical with the Haimanta Formation of Spiti (HAYDEN, 1904). The monotonous argillaceous-arenaceous succession attains thickness of at least 2000 m. It consists of thick-bedded green to grey, massive-unstratified or laminated sandstone and siltstones alternating with green to dark grey, finely laminated silty slates and slates occasionally being carbonaceous. The sandstones are predominantly fine-grained, but there are also medium-grained, micaceous sandstones, fine-conglomeratic layers, and clay gall breccias. Petrographically the sand- and siltstones are immature, micaceous subarkoses (CASNEDI et al., 1985). The thick-bedded arenaceous rocks disintegrate to coarse irregular blocks. Characteristic are the laminated rocks with fining up units, current ripple cross laminations, lenticular, irregular, flaser and cross stratifications (fig. 1, 2). Flame structures at sandstone-slate inter-



Fig. 1. Lamination and graded bedding in block of the Phe Formation. Note the transversal schistosity in the dark pelitic laminae. N of the Shingo La (cover of photo lens gives the scale).

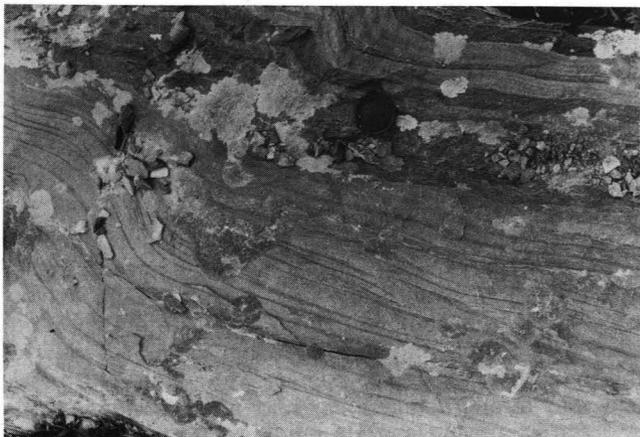


Fig. 2. Metasandstone to Metasiltstone showing lenticular flaser- and slight cross bedding. Units fining towards the top (near lens cover). Phe Formation, lower part of the valley leading from Kado Topko Valley to Shingo La.



Fig. 3. Graded and current bedded metasandstone (light) and metasiltite (dark) ca. 10 km S of Shingo La. Note flame structures in the central part of the photo.



Fig. 4. Bulbous load convolutions in Phe Formation N of Purni.



Fig. 5. Load casts in fine-grained sandstones of Phe to Karsha Formation. N of Kurgiakh (lens cover for scale).

faces are not rare (fig. 3). Load convolutions ball- and pillow structures, and beds disturbed by slumping are frequent (fig. 4, 5). Also scour and fill structures are observed. On the s-planes of the sandstones various types of flute casts, rill moulds, groove moulds, burrows

and linguoid ripples are found (figs. 6–10). The ripples, which were also reported by BAUD et al. (1984) and CASNEDI et al. (1985), are of a type quite different from shallow-water oscillation ripple marks.

Considering the sedimentary structures, lithology, great thickness and the vast areal extent of this type of formations throughout the Himalaya, deposition in a basin with flyschoid conditions is suggested (SRIKANTIA, 1981; FUCHS, 1982a,b, 1985). Thus I do not agree with BAUD et al. (1984), CASNEDI et al. (1985) and GAETANI et al. (1986), who assume a tidal flat environment with estuarine deposits. This assumption is inconsistent with the large thickness. There was sufficient supply of sediment, which was deposited in a rapidly subsiding unstable trough. The areal extent exceeds by far a tidal flat. There are clear indications of activity of turbidity currents in a flysch environment, though these conditions did not persist necessarily throughout the formation (in time and space). The mudcracks and ripples cited as shallow-water indicators (CASNEDI et al., 1985) may be explained as pseudo-mudcracks (DZULYNSKI & WALTON, 1965, p. 167) respectively ripples or sinuous anastomosing pattern of rill moulds (op. cit., p. 59, fig. 43) in a flysch environment.



Fig.6.
Flute casts in flysch sandstone.
Block from upper Phe to Karsha Formation, N of Kurgiakh (lens cover for scale).



Fig. 7.
Bulbous load cast and small flute casts.
Phe Formation S of Char.



Fig. 8.
Flute casts in Phe Formation S of Purni.

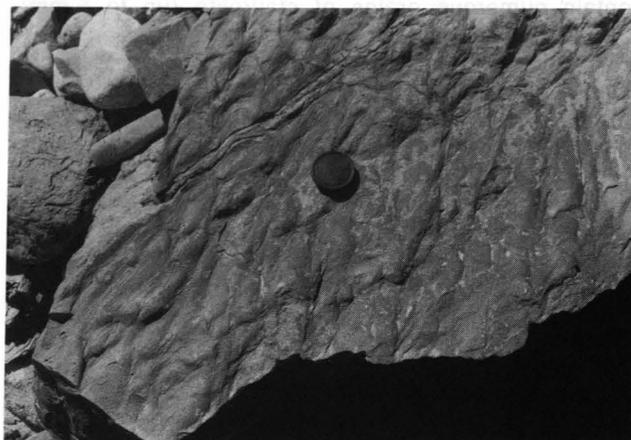


Fig. 9.
Flute casts in the Phe Formation between the villages Yal and Tetha.

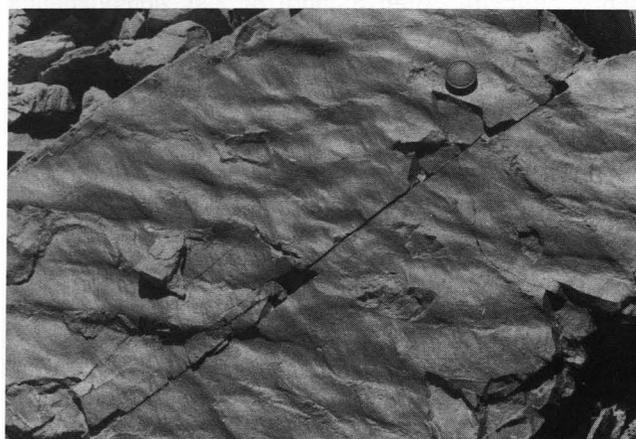


Fig. 10.
Linguoid ripple marks not inconsistent with a flysch environment. The author finds these ripples reminiscent of the "sinuous, anastomosing pattern of rill moulds", fig. 43 in DZULYNSKI & WALTON (1965).
Phe Formation between the villages Yal and Tetha.

Tectonics frequently caused small-scale folding or transversal schistosity in the laminated rocks (fig. 1). The grade of metamorphism shows local variation. Epimetamorphic rocks predominate: Phyllitic slates, phyllites, metasandstones and -siltstones. Even if the

grade of greenschist facies is exceeded the sedimentary structures are still preserved.

The increase of metamorphism is easily recognized on the descent from the Shingo La to Langkang, which apparently was caused by the Gumboranján Granite. At the northern foot of the pass the phyllitic rocks pass into phyllitic micaschists. Porphyroblasts of biotite (up to 5 mm thick) grow partly across the s. They are often amoeboid and filled with quartz grains showing internal s, which was partly rotated. Metamorphic minerals are light brown biotite, sericite, clinozoisite and tourmaline. The sedimentary lamination is still preserved. There are also a few layers of amphibolite consisting of coarse-grained, green hornblende, some biotite porphyroblasts, quartz, plagioclase, clinozoisite, apatite and ore; chlorite and sphene are of secondary origin.

E of the Langkang encamping ground, already very close to the Gumboranján intrusion, the grade of alteration increases. Coarse-grained two-micaschists contain numerous grains of staurolite (up to 5 mm), which enclose quartz and ore; chlorite is secondary after biotite and staurolite. The micaschists bearing small quantities of oligoclase may pass into two-mica paragneiss (\pm garnet). Both are interbedded with light gneisses of ortho type. It appears that the gneiss-micaschist alternation reflects the sedimentary sandstone-siltstone-slate layering of the Phe Formation. The orthogneisses have granitic composition: Microcline, somewhat perthitic, oligoclase, quartz, biotite, muscovite, subordinate apatite, garnet, zircon, ore and secondary chlorite. Also in the described micaschist-gneiss series there are some rather rare amphibolitic layers.

The Gumboranján Granite occurs as a small boss in the centre of a domal structure. It is full of inclusions of the country rock and does not form a homogeneous intrusion rather a network of dikes and sills. First a generation of sills penetrated the country rocks subparallel to their s planes, thus following the domal structure. Then a more or less homogeneous mass of leucogranite intruded into the centre of the dome and swarms of dikes cut the country rock and older sills in all directions. There are quartz-tourmaline veins, and predominating aplites and pegmatites bearing tourmaline, muscovite, garnet, traces of secondary copper minerals and occasional beryl crystals of up to 5 cm length. Frequently the dikes are composite showing banding parallel to the margins. The boundary to the country rock is mostly sharp, in some cases, however, where impregnations occurred, it is not very distinct. The granite in the centre of the intrusion is a fine to medium-grained, light granite to aplite-granite poor in mica. Impregnations with tourmaline are common. A detailed study of the intrusion would reveal several generations of veins and an interesting intrusive history.

As to the age of the Gumboranján Granite SRIKANTIA et al. (1980) suggested an Early Palaeozoic, whereas GAETANI et al. (1985) prefer a Late Himalayan age judging from the lack of foliation and the composition of the granite. To me these arguments seem very reasonable and I too think that the intrusion belongs to the group of Miocene leucogranites widespread in the Himalayas.

According to GAETANI et al. (1985) the Gumboranján Granite is faulted along its northern contact, which I did not observe. After crossing the intrusive body the metamorphism dies away, the sills become rare and we

are close to the Phe/Karsha Formations contact. Thus the granite intruded in a high level of the Phe Formation.

From Darcha walking up the Kado Tokpo Valley in direction to the Shingo La after ca. 2 km one enters a huge granitoid intrusion. It appears that it represents the direct continuation of the Jaspa Granite, which was dated by FRANK et al. (1976) 495 ± 16 m. a.

With intrusive contact coarse-grained, massive leucogranite, bearing muscovite and tourmaline, borders the only slightly metamorphic Phe Formation, which builds up all the region of Darcha. This marginal facies is followed by coarse-grained two-mica granite containing sporadic, idiomorphic phenocrysts of potassium feldspar (up to 5 cm length). There are also irregular dark patches rich in biotite. These patches reach sizes of several cm and seem to indicate contamination. Under the microscope the granite exhibits hypidiomorphic structure. The rocks are almost free of foliation, but may be cataclastic. Perthitic microcline shows idiomorphic phenocrysts with Karlsbad twinning and oriented inclusions of plagioclase. Plagioclase (oligoclase) partly automorphic and zonary, encloses numerous flakes of sericite and patches of carbonate. Quartz frequently is undulaceous. Biotite is brown and contains sagenite and zircon. Muscovite and sericite are rather frequent. Accessory minerals are zircon, apatite, and ilmenite with leucogen rims.

Such porphyric and slightly hybrid granites build up the area around the place Razik. Further upstream to the tributary coming from Shingo La granitic and granodioritic types are cropping out. In the latter the plagioclase predominates the microcline. It is zonary oligoclase to andesine, partly idiomorphic, and contains sericite and clinozoisite. Brown biotite with some sagenite; accessories: zircon apatite; secondary minerals: chlorite, clinozoisite, and sericite. The structure is hypidiomorphic.

The granitoid rocks along the Kado Tokpo Valley are rather massive, only occasionally they are foliated. Higher up in the orographically left slopes of the valley the light-coloured granitoids are seen intertonguing with the overlying dark Phe Formation. There are inclusions of the metasilites in the magmatites measuring dm to several hundred meters, and there are numerous dikes penetrating the sedimentaries (fig. 11). There can be no



Fig. 11. Granite of the Kado Topko Valley containing enclosure of metasilite of the Phe Formation.

doubt the contact being intrusive. Besides inclusions of slates and metasilites also gabbroic and dioritic rocks are found in the granitoids. They are probably rocks from the first stages of differentiation of the magmatic body. There are also fine- and coarse-grained granitoids penetrating each other.

The trail leading up the tributary towards Shingo La crosses the boundary between the granitoids and the succeeding sedimentaries. In the orographically left slope the contact is interlocking in decametric dimensions, on the right side elongate decametric bodies of the magmatites can be seen amidst the metasilite series. It is evident there that the contact is intrusive and not tectonic as interpreted by GAETANI et al. (1985). These authors mention that the lithology of the sedimentaries "may suggest an affinity with the Phe Formation". However, I should like to stress that it is the Phe Formation, which is continuous there from Zanskar via Lahoul to Chamba. The Tethyan Zone is connected from Zanskar-Spiti to Chamba, thus we are in one tectonic unit not in several units making up the "High Himalayan Crystalline" tectonically separated from the Tibetan Zone in the N. The granitoids form discordant intrusions in this vast sedimentary complex and do not represent the Central Crystalline (s. s.).

In the terrain built up by the Phe Formation metadiabases and metagabbros are occasionally found. These form dikes, up to decametric dimensions, penetrating the Phe rocks unconformably. They seem to be related with the extrusion of the Panjal Trap (see chapter 1.9.).

Finally the age of the Phe Formation should be discussed. The formation is practically devoid of fossils. NANDA & SINGH (1976, p. 372) refer the finding of trilobites from the upper part of the formation, from their Thonde Member; from this member the authors also mention the occurrence of grey carbonate rocks, thus I infer that the Upper Cambrian fossils are from the Karsha Formation. The Karsha Formation, no doubt, corresponds with the Middle- to Upper Cambrian Parahio Formation of Spiti (HAYDEN, 1904). The underlying Phe Formation correlates to the Haimantas. The Haimantas pass into the Parahio Formation by alternation, as does the Phe Formation into the Karsha Formation. Therefore the Haimanta – Phe complex comprises the Cambrian up to its middle portion and most probably also Upper Precambrian. THAKUR and GUPTA (1983) regard the Phe Formation Cambrian – Lower Ordovician. In my view this is too young because in Spiti the Ordovician conglomerate transgresses on the Haimantas and Parahio Formation with angular unconformity (HAYDEN, 1904; FUCHS, 1982a).

2.3. The Karsha Formation

The name was introduced by NANDA & SINGH (1976) for the thick alternation of argillo-arenaceous and carbonate rocks succeeding on the Phe Formation. These authors assumed Ordovician age, which from the above said is very unlikely. THAKUR & GUPTA (1983) and GUPTA & SHAW (1985) report on ill-preserved trilobite and brachiopod faunas and suggest Upper Ordovician to Lower Silurian age. Like BAUD et al. (1984) I prefer a Middle to Upper Cambrian age from analogy with Spiti.

The lower boundary of the Karsha Formation is not sharply defined. I draw it with the first appearance of carbonate beds. The deposition of flyschoid dark grey to green slates, siltstones, and subarkoses persisted from the Phe into the Karsha Formation. The first carbonate intercalations are thin (up to a few meters) and sporadic, but become abundant in the higher part of the formation. There we find algal reefs up to 200 m thick. The carbonates weathering in bright ochreous colour are predominantly light to medium grey, rarely green-grey dolomite. These very fine-grained to dense rocks are mostly massive and unstratified. However, locally also cm alternation of dolomite and shale was observed; in these cases the carbonate bands were frequently distorted to small scale boudins. The dolomites, particularly the riff complexes, disintegrate to huge irregular blocks. Stromatolites are not rare and figs. 12 and 13, photographs from the top of the formation, show algal colonies resembling bread loaves.



Fig. 12.
Top of the Karsha Formation showing algal colonies resembling bread loaves (rucksack for scale).
ESE of Tanze on the trail to Sinchan.

The flyschoid series interbedded with these shallow-water dolomites consist of green to dark grey and black slates and phyllites, laminated, green, silty slates, siltstones, and fine to medium-grained micaceous sandstones. The latter are partly thick-bedded, partly platy. Sedimentary structures observed are bulbous load casts, burrows, but also ripple marks. CASNEDI et al. (1985) and GAETANI et al. (1986) additionally record



Fig. 13.
Close-up photo of stromatolites of fig. 12 (lens cover for scale).

cross-bedding, mudcracks, bioturbation, patch reefs and peritidal structures. These authors found cycles of shale, sandstone and dolomite and infer an environment of tidal flat to coastal sands and peritidal carbonates. In my view the basin in which the Phe Formation was deposited, was finally filled up. This is shown by the increasing frequency and thickness of the shallow water carbonates. In the uppermost portion of the formation, gradual increase of water depth is indicated (GAETANI et al., 1986).

The thickness of the Karsha Formation is estimated about 800 m by GAETANI et al. (1986), whereas I think that it may exceed 1000 m. There is uncertainty about the primary thickness because of tectonic disturbance. The rigid reefal dolomite bodies within the ductile argillo-arenaceous rocks led to much shearing along the dolomite boundaries.

At Phuktal the top of the Karsha Formation consists of slates, siltstones, light grey sandstones and thick-bedded, fine-grained light quartzites. Such quartzites are not very characteristic of the Karsha Formation, and seem to be confined to the Phuktal area.

In connection with the Karsha Formation it is necessary to mention the occurrence of veins containing ore. In the Surichun Chu thick-bedded dolomite of the Karsha Formation forms the core of a secondary anticline (pl. 1, 2 [16, 17]). These dolomites are discordantly penetrated by several veins, up to 1 m thick. Prof. Dr. W. SIEGL (Montan. Univ. Leoben, Austria) kindly has made preparates of my samples and determined the main ore minerals: chalcopyrite, pyrite, and tetrahedrite. By courtesy of Dr. O. SCHERMANN, Dr. H. NEINAVAI (VOEST-Alpine AG, Eisenerz) kindly examined my samples also by microprobe. His results of two typical samples are presented:

- 85/11/5: The ore consists predominantly of tetrahedrite, chalcopyrite and subordinate cobalt glance. Pyrite occurs sporadically. Malachite, azurite and Fe-hydroxyds are secondary. The groundmass of the vein is composed of prevailing dolomite and some quartz. The cobalt glance occurs in xenomorphous to idiomorphous grains, with random distribution in the matrix and as fine inclusions in tetrahedrite; it is also found intergrown with chalcopyrite. Cobalt glance always contains traces of Fe, Cu, and Sb as revealed by microprobe analysis.
- 85/11/7: The ore consists predominantly of tetrahedrite and pyrite, sporadic chalcopyrite, bornite, and covellite. Secondary ore minerals are azurite, malachite and

Fe-hydroxyds. The gangue is composed frequently of quartz (cataclastic and mainly recrystallized) and baryte (particularly associated with tetrahedrite). Pyrite occurs in xenomorphous to idiomorphous grains, which are often cataclastic and replaced by Fe-hydroxyd. The idiomorphous pyrite grains are mostly observed in tetrahedrite. The latter contains small quantities of Fe, Zn and As.

In the above samples the tetrahedrite and chalcopyrite fills interspaces, joints up to 0,2 mm, and the intergranularies of the gangue minerals.

2.4. The Kurgikh Formation

CASNEDI et al. (1985) and GAETANI et al. (1986) use the term Kurgikh Formation for a flysch sequence, at least 300 m thick, following on the Karsha Formation. They describe dark bioturbated pelites with layers of nodular dolomite and basaltic tuffs in the lower part. The upper part is a "thickening – coarsening upward megasequence of thin-bedded greenish siltstones characterized by Tb–d Bouma sequences passing upwards to thick-bedded, very fine-grained subarkoses. The Kurgikh Formation records the transition from shelf and slope sedimentation in poorly oxygenated waters to non-channelized distal turbidites. The sedimentary evolution thus testifies active tectonic subsidence which largely exceeded sedimentation rates" (GAETANI et al., 1986, 447–448). It is symptomatic that this geologist's group has mistaken the above flysch series in the type area for the Phe Formation (BAUD et al., 1984, fig. 8), though these authors deny the flyschoid nature of the Phe Formation.

The Kurgikh Formation can be traced throughout the Tanze-Chumik-Marpo area as a greenish band on top of the brown dolomite cliffs of the Karsha Formation. The rocks of the Kurgikh Formation are less resistant than the surrounding formations, thus they form soft terrain frequently covered by talus. I observed green to dark grey, very fine slates and needle shales, frequently laminated, alternating with green to light grey, micaceous sandstones, mainly fine-grained; load casts, rill marks, tool marks etc. are frequent.

This basin facies indicates a renewed subsidence after the shallow-water carbonates of the Karsha Formation. GAETANI et al. (1986, p. 447) report Middle Cambrian trilobites from the lower part of the formation, which shows that this subsidence occurred still in the Cambrian. There is disagreement with GUPTA, who suggests for each formation of the Lower Palaeozoic a considerably younger age (THAKKUR & GUPTA, 1983).

2.5. The Thaple Formation

NANDA & SINGH (1976) introduced this name for a varicoloured, mainly red and brown formation, a marker horizon from the Kurgikh area of Zanskar to Spiti. The Thaple Formation (some tens to 200 m thick, attaining 300 m in the Chumik Marpo area) is composed of conglomerates, quartzites, sandstones, carbonate sandstones, slates and thin lenses of dolomite. The red, purple and brown conglomerates prevail in the lower part of the formation. They are unstratified to thick-bedded, ill-sorted and contain moderately to well-rounded components up to 30 cm sizes; the latter are varicoloured sandstones, quartzites and slates of the

same formation, and dolomites, limestones, phyllites, quartz, greenstone etc. from the beds underlying. The ochreous weathering matrix is arenaceous-calcareous. The conglomerates pass into conglomeratic sandstones, red coarse to medium-grained sandstones, quartzites, carbonate-sandstones and quartzites. Cross-bedding and claygall breccias are very common in these rocks, rarely ripple marks were observed. According to GAETANI et al. (1986) the arenaceous rocks are predominantly litharenites. There are also impure argillites and thin discontinuous cream dolomites. In the orographically left slopes of Chumik Marpo dark haematitic quartzites crop out in the neighbourhood of the Muth Quartzite. As the rocks are vertical along a fault there is some ambiguity whether the rocks belong to the Muth Quartzite or represent Thaple Formation – I favour the last possibility. The hard, thick-bedded quartzites are ill-sorted, moderately to poorly rounded quartzarenites rich in calcareous algae. The latter are frequently replaced by haematite.

In the Kenlung area (Yunan Valley) the Thaple Formation has lost the bright red colour due to metamorphism (greenschist facies).

From the lithofacies and fining-up cycles GAETANI et al. infer a subaerial, alluvial environment of alluvial fan to braid-plain (1986, p. 449). The Thaple Formation marks a break in the sedimentary development: After a long period of flyschoid basin deposition (Phe Formation) a phase of shallowing caused by retarded subsidence (Karsha Formation) and renewed flysch sedimentation (Kurgiak Formation) the conglomeratic, mainly terrigenous beds of the Thaple Formation transgress after a gap. In Spiti a marked angular unconformity is found at the base of these conglomerates (HAYDEN, 1904; FUCHS, 1982a). There the purple conglomerates and quartzites pass upwards into a mixed argillo-arenaceous carbonate series, which has yielded Caradocian to Wenlockian faunas (HAYDEN, 1904; REED, 1912). Thus the age of the conglomerates is determined as Ordovician in Spiti. The orogenic phase indicated by the unconformity is further documented by an invasion of granites in the Himalaya dated by FRANK et al. (1976), MEHTA (1977), HONEGGER et al. (1982) and LE FORT et al. (1986). In Zaskar the fossiliferous Ordovician–Silurian sequence of Spiti overlying the conglomerates is missing, however THAKUR & GUPTA (1983) report on crinoids and trilobites from the Thaple Formation (their Tanze Formation). On the basis of these fossils they suggest an Upper Silurian–Lower Devonian age. Similar young age is proposed by GUPTA & SHAW (1985). In my view the break in sedimentation occurred at the same time in Spiti and Zaskar: at the Cambrian/Ordovician boundary. GUPTA's fossils, however, may indicate that the conglomeratic facies persisted for a longer period in Zaskar than in Spiti. Thus the Thaple Formation would represent the Ordovician conglomerates and Quartzites as well as the fossiliferous Ordovician to Silurian sequence of Spiti.

The orogenic event documented by the Thaple Formation is related with the Pan-African orogeny according to BAUD et al. (1984), CASNEDI et al. (1985) and GAETANI et al. (1986). The 550–500 m.a. event in the Himalaya is interpreted by these authors as the last pulse of the Pan-African Orogeny. Thus they disagree with my concept of a Caledonian orogeny (FUCHS, 1967) "on chronological and spatial grounds" (BAUD et al., 1984, p. 184). There is apparently misunderstand-

ing of my views, because I never assumed a connection between the Himalaya and the North-European orogene but correlated in time. The granites clustering about 500 m. a. and the Ordovician conglomerates in Spiti–Zaskar mark an initial phase, because in other parts of the Himalaya (Nepal–Kumaun, Kashmir) the basin facies persisted through the Ordovician and the significant facies change took place in the Silurian. The epicontinental Muth Quartzite (Devonian) signals the end of the Caledonian cycle.

2.6. The Muth Quartzite

(STOLICZKA, 1865)

The massive to thick-bedded, white Muth Quartzite is a marker horizon from Kumaun to Kashmir. In the area investigated its thickness varies between 0 and 20 m, occasionally reaching a maximum of 50 m. The primary thickness seems to have been reduced, and by deformation the band of the Muth Quartzite was frequently squeezed and distorted to lenticular bodies (e. g. near Tanze).

The rocks are white to light grey, very hard quartzites, massive or thick-bedded. They disintegrate to large irregular blocks, weathered surfaces being cream coloured. Cross-bedding and oscillation ripple marks are common; burrows were also observed. For petrographic details I refer to GAETANI et al. (1986, p. 449).

In the Chumik Marpo area sporadic beds of ochreous weathering dolomite were found in the Muth Quartzite. Such carbonates accompany the quartzites in Spiti (FUCHS, 1982a), Kumaun (HEIM & GANSSER, 1939) and western Nepal (FUCHS, 1977a).

The Muth Quartzite was deposited in a stable environment with a low rate of subsidence allowing repeated recycling, which led to the superstable composition and high grade of maturity.

Generally the Muth Quartzite is poor in fossils. On the basis of plants and faunas found in different parts of the Himalaya GUPTA (1973) and THAKUR & GUPTA (1983) assigned a Middle to Upper Devonian age.

2.7. The Lipak Formation

(HAYDEN, 1908)

In the investigated area the Lipak Formation consists of grey, dark bluish grey and black limestones, dolomitic limestones, sandy siliceous limestones and marls and light-coloured evaporitic series in the upper part. The thickness varies between 25 and 250 m, probably due to the mobility of the evaporitic rocks. The carbonate sequence is always well-bedded-platey to thick-bedded with even or nodular s-planes. The individual beds often show fine lamination, slightly lenticular stratification and intraformational breccias. Crinoidal limestones and shell beds are very common. The latter contain brachiopods and bivalves.

The rich fossil content of the Lipak Formation is referred by THAKUR & GUPTA (1983) and most recent finds are recorded by WEBSTER & GUPTA (1984) and GUPTA (1986). A Lower Carboniferous age of the Lipak Formation is well-established. In the lowermost carbonates following immediately on the Muth Quartzite however, GUPTA (1986) discovered an upper Upper Devo-

nian (Fammenian) conodont fauna. Thus the change from arenaceous to carbonate deposition took place in the uppermost Devonian, similarly to Spiti (HAYDEN, 1904; FUCHS, 1982a, p. 338).

Regarding facies of the carbonates GAETANI et al. (1986) infer a "shallow subtidal environment, possibly an open to restricted carbonate shelf" (p. 451).

The gypsum facies in the upper Lipak Formation is of much interest: It commences with ca. 10 m of blackish limestones alternating with red shales, pink limestones and brown to cream shaly marls. The carbonates are micritic-detrital, pelletal or sandy limestones showing numerous shells of ostracods. GAETANI et al. (1986) record ostracods, crinoids, brachiopods, bivalves, and gastropods from this lower part; one of these fossils *Tomiproductus* ranges in age from Middle Tournaisian to Early Viséan.

Then follow basic volcanic rocks and the first gypsum layers. The volcanics are concordantly interbedded, green-grey, schistose rocks. The fabric is fine-grained ophitic with numerous patches of carbonate, which are partly enclosures of the syngenetic carbonates partly amygdales filled with carbonate. Around these carbonate patches the plagioclase laths are arranged parallel to the boundary. The components of the metavolcanics – lavas to tuffs – are idiomorphic plagioclase, chlorite, carbonate, ore, and small quantity of quartz.

Above these volcanics the main mass of white, coarse-grained gypsum follows, several tens of m thick. Interbedded with the gypsum we find pink limestone. These carbonates are micritic-detrital, pelletal, showing strong bioturbation. Crinoidal and algal remains are frequent.

Above the evaporitic series we find well-bedded carbonates like the lower part of the Lipak Formation. There may be a repetition by folding or the facies returned from evaporitic to carbonate shelf conditions near the top of the formation.

2.8. The Po Formation

HAYDEN (1904) introduced this name for the thick shale-quartzite series overlying the Lipak carbonates in Spiti. In the investigated area of southern Zaskar the Po Formation is 200–300 m thick, locally it may attain even 400 m. The formation is a thick-bedded alternation of quartzites, sandstones, siltstones, slates, and impure limestones. The hard quartzites are white, grey, green and break into large irregular blocks. The green, grey, and brown sandstones and subarkoses show current bedding and uneven s-planes. They may contain sporadic mud-supported well-rounded pebbles and cobbles. Greenish siltstones pass over silty shales into black slates, often disintegrating as "needle shales". The dark argillites exhibit bleaching on weathered surfaces. The grey to blue limestones are mostly impure by silt or sand content. Brachiopods, crinoids, and gastropods are sometimes observed. Burrows and other biohieroglyphs are not rare. GAETANI et al. (1986) suggest a shallow epicontinental shelf environment for the lower part of the formation, more proximal deltaic deposition for the upper portions.

Different stratigraphic subdivisions of the Carboniferous are used by SRIKANTIA et al. (1980) and THAKUR & GUPTA (1983). In the present paper the term Po Formation assigns the clastic series between the underlying

Lipak Formation and the transgressing Panjal Trap. The conglomeratic quartzites and black slates immediately below the Panjal Trap, however, are excluded from the Po Formation and belong to the transgressing Permian series. This is shown by the fact that the conglomeratic quartzite accompanies the trap irrespectively what formation is underlying.

The age of the Po Formation is Middle and Upper Carboniferous on the basis of the fossil content referred in literature.

2.9. The Panjal Trap

(Ralakung Formation, NANDA & SINGH, 1976)

The dark band of the Panjal Trap is a conspicuous marker horizon in the landscape of southern Zaskar and can be traced also on satellite imagery. The Panjal Trap rests with an angular unconformity on various older Formations (Karsha to Po Formation). This conspicuous unconformity was rightly recognized as stratigraphic by NANDA & SINGH (1976), but recently misinterpreted as nappe boundary (BAUD et al., 1982a,b, 1984).

The base of the Panjal Trap is formed by a 8 to 10 m band of thick-bedded quartzite with partings of black silty argillite. The very hard quartzite is white, green, or grey, fine- to coarse-grained with conglomerate to breccia layers. The components of the latter reach 3 cm sizes and show rounded to angular shapes. They consist of white quartz and dark grey to black quartzite and slate in light quartzitic matrix. The quartzite shows under the microscope angular grains of quartz, fine-grained quartzite, tourmaline, zircon, ore and flakes of white mica in a predominantly siliceous groundmass, which is generally subordinate. The quartzite is moderately to well-sorted, frequently cross-bedded and shows fining up units. The interlayered argillite is black, silty-micaceous shale. At the top just beneath the Panjal Trap the uppermost dms of the sediments are darker and hardened under the influence of the magmatic contact. In thin-section it can be observed that the groundmass has recrystallized with growth of chlorite, sericite, and sphene. In the section NNW of Tanze, where I met the above beds for the first time, the lithology is not so much different from the underlying Po Formation. But I observed that this quartzite band overlapped different beds of the underlying formation. Then I found the conglomeratic quartzites at the base of the Panjal Trap at Phuktal and in blocks in the Thongde area, where the Po Formation is missing. Thus it is evident that the quartzite band marks the Permian transgression so widespread in the Himalayas (W-Nepal, FUCHS, 1967, 1977a; Kumaun, HEIM & GANSSER, 1939; Spiti, HAYDEN, 1904; FUCHS, 1982a). It should be stressed that the lower contact of the quartzite to the Po Formation is a stratigraphic one, the upper to the flows of the Panjal Trap is a magmatic contact, both boundaries being undisturbed by tectonics. BAUD et al. (1984, fig. 2, 10) assumed a thrust separating their Pughtal- and Zangla Units at the base of the Panjal Trap. GAETANI et al. (1986, fig. 5) draw this nappe boundary lower down within the Po Formation or at its base. Actually none of these envisaged thrusts does exist.

The Panjal Trap consists of green basaltic rocks weathering into sharp-edged blocks. According to HON-EGGER et al. (1982) the traps are mainly silica-saturated or nepheline normative basalts of the tholeiitic or al-



Fig. 14.
Ropy flow structures in block of Panjal Trap, E of Thongde Gompa.

kaline series. There are thick-bedded series of flows showing very fine-grained chilled margins and being medium- to coarse-grained in the central portions of the flow. Pillow structures are sometimes to be found. Vesicular rocks are common, the amygdalites filled by chlorite, epidote, quartz, calcite etc. Further cm-wide gas pipes are found perpendicular to the margins of the flow. Structures due to lava flow, such as ropy lava, are not rare (fig. 14). Agglomerates and other pyroclastic rocks are generally multicoloured – red, green, and purple. The components reach dm sizes. Interlayered, and particularly at the top, purple and green tuffaceous slates are associated with the traps. For details of petrography and geochemistry I refer to SINGH et al. (1982) who studied the Panjal Trap of Zaskar particularly.

The thickness of the Panjal Trap in Zaskar – approximately 300 m – is small compared to the thousands of meters in Kashmir. In the Lingti Valley the Panjal Trap pinches out towards the E.

NANDA & SINGH (1976) and SINGH et al. (1982) report on fossiliferous limestones interstratified with the trap. On the basis of the fossils a Lower to Middle Permian age is proved for the Panjal Trap of Zaskar (THAKUR & GUPTA, 1983).

All the older formations underlying the Panjal Trap are penetrated by swarms of basic dikes. Their thickness varies from one to tens of meters. Increased frequency of the dikes near the Panjal Trap, as observed

for instance N of Phuktal, shows the connection of the mafic dikes with the Panjal volcanism. GAETANI et al. (1986, 454–455) studied some samples of the mafic dikes and found them to compare well with the Panjal Traps. It is surprising that in spite of these facts BAUD et al. (1984) and GAETANI et al. (1986) think the Panjal Trap as belonging to their “Zangla Nappe” separated by a thrust from the underlying formations (“Phuktal Nappe”), which are cut by the mafic dikes. In my view the observations only allow the conclusion that, when the flows of the trap extruded, the underlying formations were penetrated by numerous dikes from the same magmatic source. Besides the undisturbed contacts this is another evidence that the Panjal Trap forms one stratigraphic succession with the underlying Palaeozoic formations.

2.10. The Kuling Formation

(STOLICZKA, 1865)

The formation varying in thickness between 20 and 50 m is composed of quartzite, sandstone, impure limestone, and silty shales. Thick-bedded white, grey and brown, coarse-grained quartzites dominate in the basal part of the formation. They also contain breccia layers. Associated with the quartzites we find green-grey impure micaceous sandstones. These rocks are succeeded by brown weathering, green-grey, medium-grained carbonate sandstones, -quartzites, grey arenaceous limestones and blue-grey marly limestones and shales. The upper portions of the formation consist of dark silty, micaceous argillites with sporadic black nodules, a series well-known in the Tethys Zone under the name Kuling Shales. NICORA et al. (1984) give a more detailed description of the Kuling Formation, to which I refer.

The Kuling Formation is very rich in fossils and they are found throughout the formation. Brachiopods, bryozoans, corals, gastropods, bivalves, and echinoderms are found. Near the top the first ammonoids occur. The Kuling Formation following the Panjal Trap seems to be mainly Middle and Upper Permian (SINGH et al., 1982) whereas in the E, where the Volcanics are missing, the formation comprises the whole of the Permian (JOSHI & ARORA, 1979; THAKUR & GUPTA, 1983, 15–16). There GUPTA uses the local term Sarchu Series.

The environment of the Kuling Formation was shallow-water. It is a transgressive series like the basal beds of the Panjal Trap Formation. These effusions seem to be related with rifting, which led to the opening of the Neotethys (ANDREWS-SPEED & BROOKFIELD, 1982; HONEGGER et al., 1982). The transgressive sequence of the Permian reflects this break up and the following subsidence (BAUD et al., 1984; GAETANI et al., 1986).

2.11. The Triassic Formations

In western and northern Zaskar the Triassic is represented by an approximately 1000 m thick sequence of limestone, dolomite, and shale. This succession is rather uniform and does not show distinct litho-units suitable for subdivision. It is difficult even to separate

the Kioto Limestone from the underlying Triassic beds, if the Quartzite Beds are missing. Additional difficulty to subdivide arises from the tight folding of the sequence. Thus on a reconnaissance survey I used the term Triassic-Jurassic Carbonates (FUCHS, 1982b) or Zanskar-Carbonates (1986) for this series.

In SE-Zanskar, however, the litho-units known from Spiti are more and more recognizable. The subunits are indicated in the map (pl. 1) and sections (pl. 2) in traverses along the Shingri- and Tsarap Chu.

In recent papers the old term "Lilang" has come in common use again. BAUD et al. (1984) and GAETANI et al. (1986) use the name Lilang Group in the sense of HAYDEN (1908) for the Triassic sequence from the base up till the Kioto Limestone. SRIKANTIA et al. (1980) include also the Kioto Limestone. The latter seems preferable to me, because on satellite imagery or by binocular observation from afar the carbonate belt can be traced only as a whole.

2.11.1. The Tamba Kurkur Formation

SRIKANTIA et al. (1980) introduced this name for a very distinct litho-unit traceable from Nepal to Zanskar. It is relatively thin, generally less than 50 m – W of the Zanskar River it reaches 100 m according to NICORA et al. (1984) and GAETANI et al. (1986). Composed predominantly of well-bedded limestone the Tamba Kurkur Formation can be followed as a thin resistant band in the scenery.

The formation starts with a thin-bedded alternation of grey, dense limestone and grey shale. Some limestone beds abound in ammonites, which are commonly much deformed. The central parts of the formation are thick-bedded to massive forming escarpments. They consist of grey to bluish, frequently nodular limestone, rather barren in macrofossils. The upper part of the Tamba Kurkur Formation is composed of thick-bedded, dark grey to blue nodular limestones with some shale partings. They are rich in Anisian ammonites. BAUD et al. (1984), NICORA et al. (1985) and GAETANI et al. (1986) show by means of conodont faunas that the Scythian/Anisian boundary is in the upper part of the central member. The Tamba Kurkur Formation comprises the Scythian and Anisian in Zanskar, in Spiti it reaches into the Lower Ladinian according to DIENER (1912, p. 71) and KRYSSTYN (FUCHS, 1982a).

As to the environment GAETANI et al. (1986) suggest "pelagic sedimentation in upper bathyal condition with low sedimentation rate" (p. 457), which agrees very well with my views (FUCHS, 1967).

2.11.2. The Daonella Shales

At the top the limestones of the Tamba Kurkur Formation become marly and are increasingly interbedded with shale. Thus there is a passage into the succeeding Daonella Shales (ca. 40 m). These consist of soft earthy-coloured shales, marls and dark mudstones, which are generally much contorted and covered by talus. HAYDEN (1904), DIENER (1912) and GUPTA (1975) assign Ladinian age to the sporadic fossils. The Daonella Shales correlate to member 1 of the Hanse Formation of GAETANI et al. (1986). The fossils found by the named authors (p. 459) fit well with this correlation.

2.11.3. The Daonella Limestone

Above the geomorphologically soft terrain of the Daonella Shales the well-bedded Daonella Limestone forms cliffs several tens of meters high. It consists of dark grey, blue, and black limestone partly nodular, and subordinate black marls and shales. The name-giving lamellibranchs are rather frequent (e. g. on the trail from Sinchan to Phirtse La).

In Spiti the Ladinic/Carnic boundary is assumed within this limestone series (HAYDEN, 1904). In Zanskar, however, BAUD et al. (1984) and GAETANI et al. (1986) report Late Ladinic ammonite faunas from the upper part of their member 2 of the Hanse Formation, which corresponds to the Grey Beds of Spiti. Only the lower part of member 2 correlates to the Daonella Limestone. Thus there is ambiguity whether the age of the Grey Beds in Spiti should be revised to be Late Ladinic or a change in lithofacies should be assumed.

2.11.4. The Grey Beds

Above the Daonella Limestone marly and argillaceous rocks become predominant. Like the two underlying formations the sediments are of dark colour and are bleaching light grey if weathered. The sequence of thin-bedded shales, marls, and limestones is much deformed. The thickness of the Grey Beds – less than 100 m – is much smaller than in Spiti. The Grey Beds are regarded as Carnic in Spiti (HAYDEN, 1904; DIENER, 1912). The lithologically corresponding series in Zanskar has yielded a Late Ladinian fauna (BAUD et al., 1984; GAETANI et al., 1986).

The argillaceous-calcareous sequence succeeding the Tamba Kurkur Formation is deposited on pelagic outer shelf (GAETANI et al., 1986). The uppermost part of the Hanse Formation (member 3) of these authors indicates transition to shallow water carbonate environment. This member 3 corresponds to the lower portions of the Tropites Limestone, which follows on top of the Grey Beds. GAETANI et al., suppose their member 3 to reach into the Carnic, which fits well with the above correlation.

2.11.5. The Tropites Limestone

In Spiti a 250–300 m carbonate succession forms a marked cliff above the soft Grey Beds. HAYDEN (1904) named the series Tropites Beds and I used the term Tropites Limestone (FUCHS, 1982a) for this very distinct litho-unit.

Like in Spiti the Tropites Limestone shows tripartition in eastern Zanskar (Tsarap Valley N of Phuktal):

- 1) The lowest member consists of dark thick-bedded limestones and dolomites.
- 2) The middle member is distinctly sandy and weathers in brownish colour. It is composed by a thick-bedded alternation of grey sandy limestones and dolomites, calcareous and dolomitic sandstones, and fine-grained light sandstones and quartzites. Cross-bedding, intraformational breccias, scour and fill structures, oolites, crinoid and shell layers suggest shallow-water deposition. Fine-lamination, partly graded, is common; burrows were observed.
- 3) The upper member consists of thick-bedded dolomites and limestones.

The Tropites Limestone is approximately 300 m thick and rather poor in fossils. On the basis of the fossils found HAYDEN (1904) and DIENER (1912) regard the Tropites Limestone as Carnic. In the nomenclature of BAUD et al. (1984) and GAETANI et al. (1986) member 3 of their Hanse Formation and their Zosar Formation seem to correlate to the Tropites Limestone. GAETANI et al. found a fauna of megalodontids at the top of their Zosar Formation, which according to them may suggest Noric age. It should be noted, however, that megalodontids occur already in the Carnic. GAETANI et al. (1986) regard the series as regressive, a transition from subtidal inner shelf to interior platform/tidal flat (p. 461).

2.11.6. The Juvavites and Monotis Shales

From Nepal to Kumaun, Spiti, and Zanskar the Noric is characterized by shaly-silty-arenaceous beds being predominant or alternating with limestone: Tarap Shales, Kuti Shales, Juvavites-Monotis Shales etc. From the E towards the W the carbonate content increases and in western Zanskar and Kashmir finally the Noric is calcareous-dolomitic. In the region of the upper Zanskar River the Noric seems to lose its distinct character towards the NW. In parts of Spiti the Noric is divisible into the lower Juvavites Shales and the upper Monotis Shales by a marker horizon – the Coral Limestone (HAYDEN, 1904). Where the latter is missing the lower and upper shale series are difficult to separate. A similar situation is in Zanskar:

The Tropites Limestone is succeeded by a 100–200 m alternation of nodular, partly thick-bedded blue limestone, green, grey to black, silty slates, siltstone, and impure, fine-grained sandstone. Flaserly, lenticular stratification, and cross-bedding are common. As to the fossil content I refer to HAYDEN (1904), DIENER (1912), GUPTA (1975), and GAETANI et al. (1986).

BAUD et al. (1984) and GAETANI et al. (1986) designate only one formation – the “Quartzite Series” – between their Zosar Formation (Tropites Lms.) and the Kioto Limestone. Though BAUD et al. (1984, p. 181) refer to HAYDEN (1904) in using the term “Quartzite Series”, it is clear from their description that the series comprises both the Monotis-Juvavites Shales (HAYDEN, 1904) and the Quartzite Series (HAYDEN, 1904). GAETANI et al. (1986) discern two litho-zones and it is of great interest that on the top of the lower one they recognized a coral horizon (lithofacies d). It is very suggestive to correlate these “small coral boundstones, occasionally reaching plurimetric size” (p. 462) to the Coral Limestone of Spiti. Thus their lithozone A seems to correspond with the Juvavites Shales, lithozone B with the Monotis Shales. In these series the arenaceous beds are mostly fine-grained subarkoses. The Quartzite Series in the sense of HAYDEN start with the “medium grained quartzarenites with subrounded but moderately sorted grains” below the boundary with the Kioto Limestone (p. 462). To the same horizon BAUD et al. (1984, p. 181) refer by noting quartzarenites “confined to the top of the unit and to the base of the overlying Kioto Limestone”. Thus their “Quartzite Series”, being ca. 300 m thick, represents HAYDEN’s Monotis- and Juvavites Shales and only the uppermost quartzarenites may be correlated to HAYDEN’s Quartzite Series. This discussion was necessary to remove the

confusion in nomenclature arising from the above use of the term “Quartzite Series”.

Regarding environment there is a marked increase in terrigenous influx in the Noric, which may be traced throughout the Tibetan Zone. GAETANI et al. (1986, p. 463) infer “deltaic systems in an inner shelf becoming more diversified upwards (channels, bars)”.

Along the strike the facies of the Noric beds changes from flyschoid basin conditions in Nepal to shallow water in the western Himalaya.

2.12. The Quartzite Series

Between the underlying shaly-silty-arenaceous-calcareous alternation and the Kioto Limestone thick-bedded quartzites form a marker horizon throughout the Tethys Himalaya. In Zanskar, however, the Quartzite Series is not as well-developed as in other regions. It is a few tens of meters thick only or may be missing at all in some sections. Characteristic are the thick-bedded quartzites of white, grey, brown, or green colour alternating with brown-weathering carbonate quartzites, blue limestones of Kioto Limestone type and a few shaly beds. The limestone beds may contain large shells of *Megalodon* and *Dicerocardium*. Intraformational breccias and current-bedding are frequent in these shallow-water beds, marking a general regression in the Himalaya. Towards the top the sand content decreases and the Quartzite Series passes into the Kioto Limestone.

The age of the Quartzite Series is generally accepted to be Upper Noric to Rhaetic.

2.13. The Kioto Limestone

(HAYDEN, 1908)

From the Quartzite Series a 500–600 m thick carbonate sequence develops, forming conspicuous cliffs and rock faces. The Kioto Limestone is a thick-bedded succession of grey, blue, and black, partly nodular limestones, grey dolomites, subordinate marls and a few arenaceous layers in the lower part. Many of the dolomites are the product of dolomitization. Oolitic, oncoidal layers, fossil debris, current bedding large scale ripples and intraformational breccias indicate deposition in shallow water. From their facies studies GAETANI et al. (1986) infer a “transgressive-regressive sequence starting with medium to high energy inner shelf environment characterized by bars, channels and small patch reefs. Low to medium energy subtidal inner shelf conditions with poor but differentiated fauna and extensive bioturbation follow. In the middle part of the unit low energy, interior platform conditions are documented. The upper Kioto Limestone is interpreted as medium energy inner shelf with terrigenous supply possibly connected to short term base level fluctuations” (p. 464–465).

The fossils are mainly algae, benthic foraminifers, corals, bryozoa, brachiopods, gastropods, bivalves, and crinoids. Typical are shell beds of *Megalodon*, *Dicerocardium*, and *Lithotia*. The age is accepted Rhaetic to Early Dogger.

2.14. The Ferruginous Oolite

Throughout the Tethys Himalaya a thin ochreous weathering band follows the Kioto Limestone and underlies the dark Spiti Shales. This marker horizon of Upper Dogger age was studied in much detail by JADOUL et al. (1985) and GAETANI et al. (1986) in southern Zanskar:

- A) The lowest lithozone (0.5–10 m) an oolitic ironstone rich in fossils follows on the Kioto Limestone after a gap, which was larger in the E.
- B) Varicoloured shales with scattered belemnites, ammonites, and ferruginous ooids (2–20 m).
- C) Cross-bedded bioclastic quartzarenites (<20 m)
- D) Fossiliferous oolitic arenites (2–5 m)

The Spiti Shales follow with sharp contact.

The time gap between the Kioto Limestone and the Ferruginous Oolite (Early resp. Middle Callovian to Late Callovian) spans at least 10 m. a. (JADOUL et al., 1985). During this time deposition continued in other parts of the Tibetan Zone. In Nepal, for instance, the Kioto Limestone grades into the Lumachelle Formation, which in turn is succeeded by a ferruginous impure limestone bed of Callovian age (EGELER et al., 1964; FUCHS, 1967; BORDET et al., 1971). In Kumaun the Laptal Series corresponds with the Lumachelle Formation, and in the Shalshal Cliff the beds between the Kioto Limestone and the Sulcacutus Beds (DIENER, 1912, p. 101, fig. 9). In these regions there may be a slight gap at the base of the Callovian ferruginous bed, in the western Himalaya, however, its time span is obviously larger.

2.15. The Spiti Shales

(STOLICZKA, 1865)

The formation consists of soft, green-grey to black, silty shales with sporadic thin layers of dark impure limestone or siltstone. Dark concretions are not rare. Ammonites and belemnites are frequently found but poorly preserved. GAETANI et al. (1986) observed a layer of fine-grained sandstone and graded calcirudite rich in belemnites and ammonite fragments at the base of the formation. In the same position a belemnite bed is recorded from Spiti (FUCHS, 1982a, p. 351). The Spiti Shales are ca. 20 m thick in western Zanskar, ca. 100 m in the lower Oma Chu, and attain 100 to 150 m in the lower Niri Valley. Due to the soft rocks the Spiti Shales are frequently covered by float and good exposures are rare.

The formation was deposited in deeper water (outer shelf) under euxinic conditions as indicated by the dark sediment colours.

The age of the Spiti Shales is generally accepted as Upper Oxfordian to Lower Neocomian.

2.16. The Giumal Sandstone

(STOLICZKA, 1865)

The Giumal Sandstone shows brown ferruginous weathering colours, by which the formation can be easily traced on satellite imagery. In the region of the Zanskar Valley the Giumal Sandstone consists in its lower part of a thick-bedded sandstone sequence with subordinate pelites interbedded, and an upper part with

prevailing dark argillites. The lower part rich in sandstone is approximately 200 m thick in the Namtse La section, 120 m at Zangla; the upper more shaly portion is 80 m in the first, 180 m in the second area. The sandstones and quartzitic sandstones are fine to medium-grained and show grey-green colours. S-planes are often uneven and burrowed and the rocks disintegrate to large irregular blocks. There are also beds of white, green, grey, and black fine-to medium-grained quartzite. The arenites are interbedded with black shales and silty shales, which are often found as clay fragment breccias in the sandstone. In the Oma Chu-Zangla area the uppermost sandstone bed frequently shows dark blackish colour. As I suspected a correspondence with the phosphoric beds at the top of the Giumal Sandstone in other parts of Ladakh described by FUCHS (1979), BAUD et al. (1982b, p. 355) and GAETANI et al. (1986, p. 468), I gave a sample for chemical examination. Dr. P. KLEIN, Geol. B.-A., kindly informed me that there was a P₂O₅ content of only 0.6 %, Mn 0.06 %, but Fe 23.8 %. Thus the dark sediment colour is obviously caused by iron compounds.

GAETANI et al. (1986) on the basis of detailed studies subdivided the Giumal Sandstone into three parts: the lower one (160–200 m) consists of dark grey sandstones and pelites, the latter becoming prominent towards the E (Tantak). A forams find points to Late Aptian, possibly Albian age. The middle part (110–130 m) is composed of dark grey shales and thin-bedded laminated sandstones. The upper portion (90–100 m) commences with very coarse-grained cross-bedded quartzarenites, followed by pelites, volcanic arenites and biocalciruditic layers with belemnites. Then come black glauconitic sandstones several m thick. As the arenaceous bodies are fining if traced to the E, the middle and upper Giumal are difficult to separate in the Zangla area.

The terrigenous debris comes from the SW from a continental source. It was deposited in deltaic systems, which pass laterally into offshore pelites towards the NE (BAUD et al., 1984; GAETANI et al., 1986; FUCHS, 1986, p. 426). The basic volcanic influence recognized by GAETANI et al. is a problem. Should we accept a local source from basaltic intercalations in the Spiti-Shales recorded by KANWAR & BHANDARI (1979)? Was it basaltic volcanism related to the initial rifting between India and Australia as envisaged by GAETANI et al. (1986, p. 469)? Or should we assume that the northern margin of India was already in a distance from the Indus suture to be influenced by the volcanic arc (Dras) already active then?

The age of the Giumal Sandstone is Upper Neocomian to Late Cenomanian. The upper boundary has become younger by recent ammonite finds (GAETANI et al., 1986, p. 468).

2.17. The Chikkim Limestone and Shillakong Formation

The dark coloured terrain built by the Giumal Sandstone is overtowered by light-weathering carbonate formations of distinct pelagic character. They are either grey or blue – the Chikkim Limestone named by STOLICZKA (1865) – or consist of a varicoloured alternation of limestone, marl, and pelites – a couches

rouges facies – termed Shillakong Formation by FUCHS (1982b; synonym Fatu La Formation). In western Zanskar the Chikkim Limestone is confined to the south-western portions of the Tibetan Zone. Towards the N it thins out from 50 m to a few m only. The Shillakong Formation, on the contrary, is missing in the SW and attains several hundred m thickness in the N. Thus in the N the multicoloured facies replaces the grey one. In the transitional zone the Chikkim Limestone always underlies the Shillakong Formation. This facies change is more abrupt in western Zanskar because the northern parts (N. Z. U.) border the southern parts of the Tibetan Zone along a thrust of a few km displacement (FUCHS, 1982b). E of the Zanskar River this tectonic plane has died away and the northern and southern facies belts are connected. It was my aim to study the facies intertonguing and the way of mutual replacement of the Mid and Upper Cretaceous formations.

The Chikkim Limestone is a well-bedded sequence of grey, rarely blue, partly nodular dense limestone with extensive bioturbation. The rocks are free of terrigenous detritus and full of foraminifera, however ill-preserved. Shale partings are subordinate. The forams determined by R. OBERHAUSER in my samples suggested Cenomanian to Campanian age (FUCHS, 1982b, p. 9). GAETANI et al. (1986, p. 469) were able to define the age of the base as Early Turonian, the top as uppermost Santonian. From their description it is not evident, why these authors assume a hiatus between the Chikkim Limestone and the Kangi La Formation. Contrary I found passage beds yielding a Campanian fauna (FUCHS, 1982b, p. 9).

The Chikkim Limestone was deposited in upper bathyal pelagic environment poor in oxygen and with low rate sedimentation (GAETANI et al., 1986).

The Shillakong Formation (FUCHS, 1982b) consists of an alternation of cream, red, green, grey, and blue limestones and red, purple, green slates and marls. This series is banded in dm to decametric rhythms. Frequently the rocks show fine recrystallization, phyllitic alteration, and transversal cleavage.

The abundant foraminifera are recognized by the unaided eye, but difficult to determine due to recrystallization. In the following I shall describe a series of stratigraphic sections in the region investigated. In southern Zanskar the Shillakong Formation has its westernmost outcrops in the lower Oma Chu, further W it is replaced by the Chikkim Limestone and Kangi La Flysch.

Our westernmost section was measured along the ascent from the Oma Chu to the Haluma La (trail to Lingshet): The boundary between the Giumal Sandstone and the succeeding pelagic limestones is sharp, but tectonically disturbed. In the orographically left slope a wedge of the carbonates is pushed into the upper portion of the Giumal Sandstone. KELEMEN & SONNENFELD (1983, p. 272) seem to interpret this situation as facies intertonguing between the Shillakong Formation and Giumal Sandstone. But without doubt this is a local tectonic reduplication.

The uppermost bed of Giumal Sandstone is almost black, fine- to medium grained sandstone with some cross bedding. In thin section it can be seen that the groundmass as well as part of the quartz grains have been replaced by black to dark brown iron compounds (analyt. kindly by Dr. P. KLEIN, Geol. B.-A., Vienna). With sharp boundary well-bedded, blue-grey limestones

follow. Sample 85/38 immediately above the base yielded (all determinations kindly by Dr. R. OBERHAUSER, Geol. B.-A., Vienna*): Strongly recrystallized forams, from their shape highly probable Cenomanian (to Lower Turonian).

Sample 85/36 from the basal blue-grey limestones yielded: *Rotalipora* and *Dicarinella* of an association suggesting Uppermost Cenomanian:

R. ex gr. cushmanni

R. ex gr. deeckeii

Praeglobotruncana ex gr. algeriana-imbricata

Approximately 20 m above the base of the carbonates they become multicoloured. Sample 85/39 taken in these beds contains:

Globotruncana ex gr. sigali-schneegansi

Age: Turonian (or younger)

The basal grey-blue beds correspond in facies with the Chikkim Limestone the overlying multicoloured limestones are Shillakong facies. Both facies together are 50–100 m thick. At the top the Shillakong Formation is succeeded by dark grey to black marly and silty slates, a ca. 1000 m thick series assigned to the Lamayuru Formation by FUCHS (1982b). Sample 85/40 from their lower part yielded: well-preserved Globotruncanas.

G. arca

G. ex gr. stuarti

Age: Upper Campanian (Maestrichtian can not be excluded)

The next section was studied along the ascent to Namtse La from the S: The Giumal Sandstone is succeeded with sharp boundary by blue-grey, thick bedded limestone. Sample 85/32 from the base of the carbonates yielded: abundant small *Thalmaninella*, *Praeglobotruncana*, and *Globigerina* proving Upper Albian age. This is the only sample free of recrystallization.

8 m above the base the carbonates become multicoloured. The red and green marly limestones exhibit bioturbation. Sample 85/33 contains a poorly preserved fauna, which allows only the identification as Upper Cretaceous.

Sample 85/34 ca. 15 m above the base, rather sheared, yielded *Globotruncana cf. coronata* BOLLI. The fauna suggests Upper Turonian to Coniacian age.

In the Namtse La section the Chikkim facies is 8–12 m, the Shillakong facies about 40 m thick. The carbonates are overlain by a several hundred meters thick complex of black slates. A sample 85/35 from the lowest portion of these slates yielded small Globotruncanas, *G. ex gr. arca*, suggesting Upper Campanian.

Further E the next section was studied in the gorge N of Zangla: the dark silty slates and siltstones of the upper Giumal Sandstone are followed with distinct boundary by thick-bedded, grey to dark blue limestones with black shale partings. Sample 85/26 taken from the lowest limestone bed yielded abundant, but ill-preserved *Rotaliporas* and *Praeglobotruncanas*.

*) Dr. R. OBERHAUSER notes that most of the foraminifera tests (all of them planktonic forms of Middle to Upper Cretaceous age) are strongly recrystallized. Therefore the examinations often had to be based on outer shape and the size, naturally limiting the possibilities of determination.

R. ex gr. appenninica (very frequent)
R. cf. cushmanni (very frequent)
R. reicheli (rare)
Pr. stephani (frequent)
Age: middle part of Cenomanian

Sample 85/27 ca. 12 m above the base contains ill-preserved planktonic forams. As Praeglobotruncanas are associated with the first double-carinated forms, the sample is from the Cenomanian – Turonian boundary. About 40 m above the base the varicoloured carbonates (85/28) yielded: poorly preserved one keeled and flat double-keeled tests, such as *Globotruncana coronata*. Age: Upper Middle to Upper Turonian (Lower Coniacian can not be excluded).

Sample 85/29 is derived from the core of the syncline: In the schistose rock flat double-keeled forms are just recognizable. The age is probably Upper Turonian – Coniacian.

Sample 85/30 was taken from the lowest multi-coloured beds just above the Chikkim facies of the northern limb of the syncline. It yielded undeterminable Globotruncanids.

From the upper Chirche Valley NE of Zangla BAUD et al. (1982b, p. 535) describe a section across the Cretaceous rocks of a syncline NE of the one described above:

The uppermost bed of the Giumal Sandstone – a sandstone with black phosphate nodules – yielded an Albian microfauna. Varicoloured marly limestones showing bioturbation follow (Shillakong Formation). From the lowest bed BAUD et al. recovered an Upper Albian microfauna. Higher up Cenomanian faunas were found in the Shillakong Formation. The change from multicoloured pelagic carbonates to black shale facies occurred in the Upper Cenomanian. The dark series yielded Upper Cenomanian, Upper Turonian and Turonian – Coniacian faunas. The dark shales pass into monotonous marly limestone of brownish colour tentatively related to the Kangi La Flysch (FUCHS, 1979).

The SE continuation of the Cretaceous syncline described above was studied near the village Shade. There the Giumal Sandstone, composed mainly of silty shales, is overlain by blue-grey marly limestone succeeded by black marly slates. Samples 85/41 and 85/42 are derived from the dark basal limestones: The first – lower in the sequence – yielded ill-preserved Globotruncanas.

Rotalipora cf. reicheli
Rotalipora ex gr. cushmanni
Praeglobotruncana stephani

Age: Probably lower Middle Cenomanian

85/42 contains poorly-preserved partly double-keeled Globotruncanas leaving open Upper Turonian to Campanian age. In the float of the eastern slope of the hill N of Shade I found sporadic rock fragments of red colour, but the Shillakong facies seems to be very subordinate or missing in the Shade area. There the Chikkim facies appears to pass directly into the black shale (Lamayuru) facies. The multicoloured (Shillakong) facies is only locally interbedded.

From the above descriptions it is evident, that the Shillakong Formation from place to place is of different age.

The Shillakong facies seems to start first in the Chirche (BAUD et al., 1982b) and Namtse La areas – in

the Albian. Cenomanian faunas are reported by BAUD et al. (1982b), who found the change from couches rouges to black shale facies already in the Upper Cenomanian (Chirche Valley). Very likely these Turonian black shales join up with the black slates replacing part of the Turonian pelagic limestones and marls in the Khurnak area (FUCHS, 1984a, 1986). There Turonian as well as Santonian to Maestrichtian Shillakong Formation are documented. GAETANI et al. (1986) find the formation bracketed between Turonian and Early Campanian in the region W of the Zanskar River. In the northern parts of Zanskar from the Khurnak area mentioned above towards the W (Fatu La) the Shillakong Formation reaches up into the Upper Campanian (BASSOLLET et al., 1978b; FUCHS, 1986) and attains its greatest thickness.

As to the environment it is characteristic that the Shillakong Formation and the Chikkim Limestone are free of terrigenous debris, consisting mainly of planktic foraminiferal remains and pelitic-calcareous muds. The bright colours of the Shillakong formation indicate better oxygenation than the Chikkim Limestone (GAETANI et al., 1986, p. 470). The first appears to be deposited on sills, pelagic plateaus or seamounts (FUCHS, 1982b; GAETANI et al., 1983), whereas, the latter points to deeper less aerated conditions. Both formations are succeeded by thick clastic formations. The Campanian to Lower Maestrichtian Kangi La Flysch follows on the Chikkim Limestone. Its arenaceous material was derived from the S from the Indian Craton. N of this terrigenous basin the pelagic sedimentation persisted on a swell, unaffected by detrital influx. The pelagic facies interfingers with euxinic basin facies (Lamayuru) bordering mainly in the N. With the Maestrichtian the dark silty-pelitic series transgresses the subsiding swell, putting an end to the Shillakong facies.

2.18. The Upper Parts of the Lamayuru Formation

In the last chapter it was described that in all sections the multicoloured Shillakong facies is overlain by black silty argillites. FUCHS (1982b) correlated these beds to the Lamayuru Formation in the N and explained it as an overlap of the basin facies due to subsidence of the pelagic ridge. KELEMEN & SONNENFELD (1983) and GAETANI et al. (1983, 1986) connected these series with the Kangi La Flysch of SW-Zanskar. Though both complexes are flyschoid I felt it necessary to distinguish them for following reasons:

- **Lithology:** At the top of the Shillakong Formation the red and green colours turn into dark grey to black, but the slates and marls still abound in foraminifers, easily recognizable by the naked eye. Though the formation becomes more silty, it can not compare with the arenaceous Kangi La Flysch. The prevailing rocks are dark grey to black, silty slates bleaching on weathering. The lithology is so similar to the Lamayuru Formation that it is almost impossible to discern the overthrust Lamayuru rocks of the Spongtang Outlier from the underlying series in question, where the separating Tertiary formations (Lingshet Limestone, Kong Slates) are cut out by tectonics.

Contrary the Kangi La Flysch shows ochreous weathering and grey, dark grey and green sediment colours. The rocks are siltstones, silty marls, slates, and thin-bedded sandstones. In the upper portions of the formation sandstones become prominent.

- Age: By increase of silt and sand the Chikkim Limestone (Upper Santonian) passes into the Kangi La Flysch. The passage beds yielded Campanian faunas (FUCHS, 1982b; GAETANI et al., 1986). The top of the Kangi La Flysch is Maestrichtian (GAETANI et al., 1986) and is succeeded by Upper Maestrichtian – Paleocene shallow-water carbonates (Spanboth Formation).

The Shillakong Formation spans a wide range of time – from Upper Albian to Upper Campanian. It is interfingering with the Lamayuru basin facies in the N. In the SE the basin facies starts to overlap the pelagic carbonates in the Upper Cenomanian (BAUD et al., 1982b) respectively Upper Turonian (sample 85/40), finally putting an end to this facies after the Upper Campanian. The parautochthonous Lamayuru Formation around the Spongtag Klippe yielded only Maestrichtian foraminifers (FUCHS, 1982b). These black pelites are succeeded, possibly after a hiatus by the Paleocene Lingshet Limestone. So the black slates overlying the Shillakong Formation are Upper Cenomanian – Maestrichtian, respectively only Maestrichtian, whereas the Kangi La Flysch is Campanian – Lower Maestrichtian.

For the above reasons I prefer to discern between Kangi La Flysch and the Cretaceous portions of the Lamayuru Formation. The difference to the views of KELEMEN & SONNENFELD (1983) and GAETANI et al. (1983, 1986), however, is not so great. There are transitions between these formations in the Kong-Wakha area of western Zaskar (FUCHS, 1982b) and I do not doubt that they were originally connected. The Kangi La Flysch derived the terrigenous material from the S and has the character of distal flysch deposited in outer shelf to bathyal environment (GAETANI et al., 1983, 1986; BROOKFIELD & ANDREWS-SPEED, 1984). The Lamayuru Formation indicates turbidite deposition on a basin plain or possibly the outer part of a deep-sea fan (BROOKFIELD & ANDREWS-SPEED, 1984, p. 260). I infer that the Kangi La facies was closer to the cratonic source. Its shallowing trend, shown by increase in grain size, led to filling up of a basinal depression in the Zaskar Shelf. The ridge with pelagic carbonate sedimentation N of the mentioned depression was finally transgressed by basin facies after the Campanian. In Maestrichtian times after the subsidence of the swell the site of Kangi La Flysch was connected with the Lamayuru basin in the N. Probably there was a perfect passage between the two flysch facies, but the wedge thrusting S of the Spongtag Outlier interrupted this transition: More northern parts – the Lamayuru Formation of the N. Z. U. – came in touch with the Kangi La Flysch (Tibetan Zone s. s.), thus strengthening facial differences (FUCHS, 1982b).

2.19. The Stratigraphic Evolution of the Tethyan Zone of Zaskar

After the description of the formations occurring in the area studied, an outline of the stratigraphic development is given.

The Late Precambrian – Cambrian formations indicate rich supply of detrital material and rapid deposition in an unstable subsiding trough. The extension of this depositional site was considerable being represented in the whole Himalayas. Monotonous series were deposited, thousands of meters thick, partly under flysch conditions. The algal reefs of the Karsha Formation signal a gradual filling up of the basin. The Kurgakh Formation documents a recurrence of flysch conditions after the foregoing episode.

The conglomerates of the Ordovician Thaple Formation mark a significant break in the conditions of sedimentation: Long continued basin deposition is followed by continental sedimentation. Along with the angular unconformity in Spiti and the invasion of granites clustering around 500 m. a. an orogenic event is indicated. It is the first phase of the Caledonian orogeny, which phase was active particularly in the western Himalaya. In other parts (Nepal, Kumaun Kashmir) the marked change occurs in the Silurian.

The Devonian Muth Quartzite signals conditions of an epicontinental environment. The supermature quartzarenites indicate a low rate of subsidence and deposition on a stable platform. These stable conditions were brought about by the foregoing Caledonian orogeny. The Lower Carboniferous dark carbonates and gypsum facies suggest deposition on partly restricted inner shelf resp. Sabkha environment (GAETANI et al., 1986).

The Upper Carboniferous Po Formation shows increased supply of continental debris rapidly deposited on the shelf. This indicates a disturbance of the stable conditions prevailing since the Devonian. GAETANI et al. (1986) infer from petrographic data penecontemporaneous basaltic volcanism in progress, which points to beginning rifting.

Thus the Upper Carboniferous sedimentation signals disturbance, which was of epirogenetic type. In Spiti pre-Permian faulting and erosion different from block to block are documented (FUCHS, 1982a, p. 344).

The mapped area is an excellent example for the Upper Paleozoic unconformity found in so many areas of the Tethys Himalaya (HAYDEN, 1904; HEIM & GANSSE, 1939; NANDA & SINGH, 1976; FUCHS, 1977a, 1982a, a. o.): The Permian beds transgress over various older formations, from the Po Formation down to the Ordovician. In the area of Tanze the unconformity is an angular one. The Palaeozoic succession complete from the Precambrian to the Upper Carboniferous and dipping ENE at medium to steep angles, is transgressed by the Panjal Trap gently hading NE. Within the short distance of approximately 5 km the post-Cambrian formations disappear towards the NW and the Panjal Trap rests on the Karsha Formation (pl. 2, 3). BAUD et al. (1984) and GAETANI et al. (1985, 1986) interpreted the situation as tectonic overlap of the "Zangla" over the "Phuktal Unit". In the present paper, however, it is shown that the contact between the Po Formation and the transgressive conglomeratic quartzite as well as the magmatic contact of the latter with the succeeding Panjal Trap are both undisturbed. There is no observation suggesting the existence of a thrust. NANDA & SINGH (1976) have given the right explanation as a stratigraphic unconformity.

It is suggestive to correlate the Upper Carboniferous – Permian epirogenetic movements to the extrusion of the Panjal Trap. ANDREWS-SPEED & BROOKFIELD (1982),

HONEGGER et al. (1982) a. o. envisage a connection of the Panjal volcanism with continental rifting.

The Permian Kuling Formation like other Permian series (e. g. Thini Chu Formation) is a shallow-water transgressive series. The basal arenites followed by the dark silty Kuling Shales shows the progressive deepening. Important subsidence to bathyal conditions occurs in the Lower Triassic (Tamba Kurkur Formation). The subsidence is unbalanced, because of low supply in sediment. Influx of pelitic material increases in the Ladinian. The environment was pelagic outer shelf with anoxygenic muddy bottom conditions (GAETANI et al., 1986). The Carnian Tropites Limestone was deposited in a regressive phase under shallowing conditions (subtidal inner shelf to tidal flat). The Noric is characterized by subsidence (inner shelf, GAETANI et al., 1986) and increased supply in terrigenous material. These features are found from Nepal to Zanskar. In the latter area, however, the deeper facies influenced by terrigenous debris passes into the carbonate platform of western Zanskar – Kashmir, where the Noric is not very much distinct. The Quartzite Series marks a regression in the Upper Noric–Rhaetic, which affected the entire Tibetan–Tethyan Zone. The following Kioto Limestone (Rhaetic–Lower Dogger) was deposited in rather shallow-waters of a carbonate platform. After a gap the Callovian Ferruginous Oolite transgresses the Kioto Limestone. The formation indicates deposition in shallow water high energy environment with influx of terrigenous material.

The Upper Jurassic to Neocomian Spiti Shales are sediments of deeper water in an euxinic environment pointing to a transgressive phase. The Neocomian to Late Cenomanian Giumal Sandstone shows a marked change in sedimentation: There was rich supply of terrigenous detritus from the craton in the SW. The coarser material was deposited in a deltaic environment (SW-Zanskar). Fining in the NE direction indicates the deepening of the shelf. Phosphates and glauconite are derived from shallow water by multiple reworking. The deposition of the ill-sorted immature rocks was not in a high energy coastal environment (BROOKFIELD & ANDREWS-SPEED, 1984). In my view the Giumal Sandstone is the first signal of the Himalayan orogenesis.

When the supply of terrigenous material ceased in the Upper Albian respectively Upper Cenomanian, pelagic limestones were deposited on the Zanskar Shelf. The Chikkim Limestone (Turonian – top of Santonian) formed in deeper less aerated waters, whereas the multicoloured Shillakong Formation (Upper Albian – Upper Campanian) indicates deposition on ridges, pelagic plateaus etc. These submarine heights remained undisturbed by terrigenous detritus when the Chikkim Limestone became buried under the Kangi La Flysch (Campanian–Lower Maestrichtian). Like the Giumal Sandstone the Kangi La Flysch derived the terrigenous debris from the SW. The clastic sedimentation was triggered by epirogenetic movements in the Indian Craton probably related to first disturbances along the Indus Suture Zone. The dark silty slates (Upper Cenomanian to Maestrichtian) progressively overlapping the multicoloured pelagic limestones are either distal parts of the Kangi La Flysch or Lamayuru Formation. With the Maestrichtian the last pelagic swell areas submerged in the silty, muddy, euxinic basin facies (Lamayuru). This event in-

dicates the subsidence of the northern margin of the Indian Continent coming in touch with the suture zone (FUCHS, 1982b). This submergence was only of short duration – still in the Maestrichtian the southern parts of the Zanskar Shelf became very shallow (Spanboth Formation), in the Paleocene the northern portions of Zanskar followed (Lingshet Lms.). A gap in the Lower Paleocene is inferred by GAETANI et al. (1983, 1986).

The Paleocene shallow-water carbonates are succeeded by multicoloured fresh-water beds – the Chulung La Slates in southern Zanskar, respectively Lower Eocene marine beds, the Kong Slates in central Zanskar. These are the youngest sediments of Zanskar. After their deposition thrust masses slid from the Indus Suture Zone onto the Zanskar Shelf and folding began.

In the area mapped the Upper Maestrichtian Eocene shallow-water series are not exposed.

3. Tectonics

The investigated region of south-eastern Zanskar comprises the marginal parts of the Central Crystalline and the adjoining Tibetan Zone. The latter forms the wide Spiti-Zanskar Synclinorium and we are dealing here with its SW-limb. The relation of the Central Crystalline to the overlying sedimentaries and the problem, whether the sequence of sedimentary formations is stratigraphic or tectonic, were of central interest in this research.

3.1. The Axial Depression of Lahoul

It is a peculiarity of this part of the Himalaya that the northern sedimentary belt (Tibetan–Tethys Zone) exposed in Spiti and Zanskar is connected with the sedimentaries of the Chamba–Kashmir Synclinoria. This is brought about by an axial depression in Lahoul. The Central Crystalline of the Brahman–Zanskar Range plunges towards the SE and reappears in the Rohtang area and the Great Himalayan Range of southern Spiti. The sedimentaries covering the Central Crystalline in Lahoul are mainly the Phe-Haimanta complex. Only locally younger formations are exposed such as in the Tandi Syncline of the Chandra Valley. The alteration of the sedimentaries is mainly greenschist, locally lower grade of amphibolite facies, and the rocks are still recognizable by the sedimentary features preserved.

Like in the Kulu–Rohtang area there are discordant granitoid intrusions also in northern Lahoul (e. g. Jasper Granite, 495 ± 16 m. a., FRANK et al., 1976). The named granite seems to be connected with the large intrusion of the Kado Tokpo Valley. Large tongues and smaller inclusions of the sedimentaries in the granite and apophyses of the latter document the magmatic contacts. There is no observation supporting the interpretation as a tectonic contact (GAETANI et al., 1985).

On the traverses from the Bhaga Valley in Lahoul to Zanskar via Bara Lacha La or Shingo La it is evident that the silty-phyllitic series of Lahoul are coherent with the Phe Formation of Zanskar. GAETANI et al. (1985) note the "affinity with the Phe Formation" but expect more than one structural unit in the Shingo La section.

In their fig. 1 they draw a thrust plane between the phyllitic series around Darcha and those of the Bara Lacha La and the upper Kurgiakh Valley. Thus they did not realize that the Phe Formation of the latter areas and those of Lahoul ("phyllites") form one unit, continuous even with Chamba.

This connection is a strong argument against the hypothesis of a "Phuktal Nappe" (BAUD et al., 1982a, 1984; GAETANI et al., 1985, 1986). The existence of this nappe would imply allochthony of the Chamba sedimentaries in respect to the underlying Crystalline. However these units are structurally inseparable as shown by FUCHS (1975) and FRANK et al. (1976).

GAETANI et al. (1985) recognized the intrusive nature of the Gumboranj Granite with the metapelitic wall-rocks, its northern contacts, however, they interpret as tectonic. In their fig. 1 the named granite belongs structurally to the "phyllites" of Darcha, the rocks adjoining the granite in the N are designated to the "Phuktal Nappe". Contrary I found no indication of a thrust. The Gumboranj Granite intrudes the upper portions of the Phe Formation, which shows domal structure with the leucogranite in the core. The sills and dikes are also found in the northern limb of this dome, but there the Phe Formation soon passes into the overlying Karsha Formation.

Thus the region Shingo La - Bara Lacha La - Lahoul is composed of the Phe-Haimanta complex intruded by various granitoid bodies. The sedimentaries are slightly metamorphosed and represent a transitional series between the Tibetan Zone and the Central Crystalline, which is so often observed in the Himalaya. The extraordinary wide extent is a consequence of the Lahoul axial depression. There the Central Crystalline is covered by the weakly altered basal sedimentary series of the Tibetan Zone. The Central Crystalline plunges towards the SE somewhere W of Shingo La. This is the reason why the migmatite complex of the Padam area is lacking towards the SE. The gneisses disappear because of axial plunge beneath the metapelites and not due to overlapping of the "Phuktal Nappe" (GAETANI et al., 1985).

3.2. The Relation between the Central Crystalline and the Sedimentaries of the Tibetan Zone

In the mapped area the Central Crystalline is found only in the W - in the area Padam-Ichar. From Muni to Padam and W thereof the Crystalline consisting of migmatites of high metamorphic grade (sillimanite zone) is overlain by epizonal Phe Formation. The contact certainly is tectonic, as found by BAUD et al. (1982a,b, 1984) and GAETANI et al. (1985). According to them the dip of this structural plane, which is shallow in the Bardan-Padam area, becomes steeper W of Padam. The named authors explain the sedimentaries as a nappe formed by decollements. I doubt that the epizonal sediments came in contact with the crystallines by thrusting from the N over large distances as envisaged by the named authors: Near Rangdum and in the Suru-Kashmir area it is evident that the Palaeo-Mesozoic series of the Tibetan Zone pass into the high grade crystallines - a thrust contact is impossible there (FUCHS, 1977b, 1979, 1982b; HONEGGER, 1983). Also in

the Tsarap Valley between the villages Purni and Ichar the metamorphism increases gradually and the transition from the sedimentary series to the Crystalline is almost perfect. Similar passages can be observed in Kashmir, Chamba (FUCHS, 1975), Spiti (GRIESBACH, 1891; HAYDEN, 1904), Kumaun (HEIM & GANSSER, 1939) and Nepal (FUCHS, 1967, 1977a; BORDET et al., 1971, 1975; PECHER & LE FORT, 1986). The fact that the Tibetan Zone is linked with the underlying Central Crystalline in so many places is a strong argument against its allochthony. In its frontal parts a nappe can not become coherent with the underlying units when followed for some distance along the strike. It is easier to explain the observed tectonic contacts as local disturbances. In my view there was generally a transition from the sedimentaries to the Crystalline, which was disturbed by shearing in certain regions. I envisage a mechanism of gravity gliding during the Himalayan uplift similar to the "failles soustractives" reported from the Tibet/Nepal border by BURG (1983). When the Great Himalayan Range was rising, the sedimentary cover was locally decoupled from the crystallines, remained behind, or slumped down along NE-dipping shearing planes. Gravity tectonics are also accepted by PECHER & LE FORT (1986).

In their 1983 paper BAUD et al. speak of a "Ringdom-Phuktal Unit", which consists of a crystalline basement (Tibetan slab), Palaeozoic metasediments and the Late Palaeozoic Panjal Trap (p. 139). Thus BAUD et al. seem to give up the hypothesis of a tectonic separation of the Central Crystalline from the Tibetan sedimentaries.

3.3. The Structure of the Tibetan Zone in SE-Zanskar

The investigated area lies in the south-western parts of the Tibetan Zone. We are here in the marginal portions of the Zanskar Synclinorium, where the sequence from the crystallines up to the Upper Cretaceous is exposed in the SW-limb of this synclinorium. The sedimentary succession, however, is complicated by folding, imbrication and faulting. In my description I shall start in the NW in the Zanskar-Oma Chu area going towards the SE to the Bara Lacha La.

W of the wide Zanskar Valley at Padam the Central Crystalline dips NE at medium angles and is succeeded by the Phe Formation with tectonic contact (pl. 1, pl. 2 [3-5]). The beds of the Phe Formation dip conform with this structural plane, but higher up they show gentle dip towards the NE and even slightly SW having s-planes. W of Karsha the dip becomes steeper and near the monastery we find steep folding in the rocks of the Karsha Formation. The folded series is followed by gently NE-dipping Panjal Trap (pl. 3). The dark band of the trap cutting the steeply folded Karsha Formation was taken as the base of their "Zangla Nappe" by BAUD et al. (1982a,b, 1984, p. 192) and GAETANI et al. (1985). In my view it represents an excellent instance of the Upper Palaeozoic angular unconformity.

N of Karsha the Panjal Trap is affected by imbrication. The competent and rigid band is broken into three slabs pushed towards the SW into the incompetent Kuling and Lower to Mid Triassic formations. The scale structure is of the order of a few hundred meters only

and has nothing to do with nappe tectonics. A little further N – opposite of Thongde – the Panjal Trap is steeply folded with the Permo-Triassic series (pl. 2 [5]). Like in other parts of the Tibetan Zone the folding of competent and incompetent formations led locally to the formation of wedge structures.

Between N Thongde and Zangla both sides of the Zanskar Valley show Triassic–Jurassic carbonates tightly folded. The vergency of the folds varies frequently between SW and NE (pl. 1, 2 [2–6]); the axial planes are generally steep.

At Zangla the Triassic–Jurassic carbonate series are succeeded by Mid-Jurassic to Upper Cretaceous formations, which form an important syncline. This syncline begins E of Zazar and widens towards the NW to a huge synform, in the core of which further W the Spongtag Klippe is found. At its south-eastern end the Zangla Syncline is marked by vertical Spiti Shales. Towards the Zumlung Chu also the Cretaceous series come in, and in the NE-flank we find a steep subsidiary syncline (pl. 1, 2[5]). N of Zangla the Upper Cretaceous black slates come in as the youngest formation in the core of the syncline. They gain large extension around Namtse La. N of Zangla it is obvious that the Triassic–Jurassic carbonates NE of the syncline represent the limb of it and do not form a next higher nappe (“Zumlung Nappe”, BAUD et al., 1982b, 1983, 1984; GAETANI et al., 1985). At medium angles the carbonates bend down beneath the younger formations and then become vertical (pl. 2 [4]). They form an anticline between the Zangla Syncline and the syncline of Chirche La (BAUD et al., 1982b, 1983).

NW of Namtse La the NE flank of the syncline becomes overturned and sheared. The Spiti Shales and Giupal Sandstone are cut out and Shillakong Formation and Kioto Limestone come in touch along the “Kangi–Naerung Fault” of KELEMEN & SONNENFELD (1983). This zone of disturbance is the result of different tectonic acts (see FUCHS, 1982b):

- 1) When the Spongtag Klippe took its place the Jurassic–Tertiary formations were partly sheared off from the Triassic–Jurassic carbonates (decollement).
- 2) During later compression the limb between the Spongtag Synclinorium and the Honupatta Anticlinorium was overturned and squeezed.
- 3) The tendency of the Honupatta Anticlinorium to override the Spongtag Synclinorium persisted apparently until Quaternary times. These complications around the Spongtag Outlier are no evidence for a hypothetical “Shillakong–Zumlung Nappe” (GAETANI et al., 1985).

The idea of a “Zanskar–Shillakong Nappe” (BASOULLET et al., 1983) is abandoned now by the French geologists (GILBERT, 1986; COLCHEN, personal communication 1986).

Certainly the Kangi–Naerung Fault is a major zone of disturbance but not a nappe boundary. This is evident by the fact that the lineament dies out in the SE and the NW. In the Zangla area the shearing of the northern limb of the Zangla Syncline becomes insignificant and it is obvious that the carbonates N of the syncline are part of that fold structure. The stratigraphic sequence from Triassic carbonates up to the Upper Cretaceous black shales is only folded but otherwise undisturbed. In the same way the lineament loses its importance W of Kangi (FUCHS, 1982b). In the upper Wakha Valley

the lineament is no more discernible – the series N and S of it form one coherent stratigraphic succession affected only by isoclinal N-directed folding.

Thus the northern limb of the Zangla Syncline is tectonically disturbed from N of Namtse La to W of Kangi. But also the southern flank is sheared. From Zazar to the Zanskar – Oma Chu junction the stratigraphic succession is well-preserved, but in the lower Oma Chu enormous shearing is observed in the Spiti Shales (pl. 1, 2 [1]). There is intensive folding directed SW and the extraordinary thick Spiti Shales are sheared off from their base. This is evident from the many bands and lenses of the Ferruginous Oolite within the Spiti Shales. In my view this decollement is the SE-end of the thrust separating the Tibetan Zone (s. s.) from the Northern Zanskar Unit (N. Z. U., FUCHS, 1982b,c).

The last named unit is a subunit of the Tibetan Zone, a wedge, not a nappe. The maximum displacement should be a few km only. This amount is suggested by facies differences N and S of the thrust: Chikkim Limestone in the S – prevalence of Shillakong Formation in the N; Kangi La Flysch in the S – euxinic flysch (Lamayuru) in the N. Spanboth Limestone in the S – Lingshet Limestone in the N; Chulung La Slates in the S – Kong Slates in the N (see FUCHS, 1982b, Pl. 2A). My correlation of the N. Z. U. Thrust with the disturbed zone of the lower Oma Chu is based on the rich development of the multicoloured pelagic limestones (Shillakong Formation) NE of the tectonic line. This is a characteristic of the N. Z. U., whereas this facies is unknown SW of the thrust in the upper Oma Chu – Spanboth – Kangi La region.

I suppose that the N. Z. U. Thrust like the Kangi–Naerung Fault is caused by the Spongtag Klippe. It develops as a decollement in the lower Oma Chu and dies out in highly deformed Triassic carbonates of the Phulungma Valley. That gives a regional extent of 70 to 80 km along the strike, which is about equal to the length of the Kangi–Naerung Fault. The maximum displacement along the N. Z. U. Thrust seems to be between Photak La and the Chulung Chu, where even the Dras Unit of the Spongtag Outlier comes in contact with the Chulung La Slates of the Tibetan Zone (s. s.) (FUCHS, 1982b, Pl. 1, 2).

The Spongtag Klippe as a rigid mass seems to be responsible for the development of wedge structures SW and NE of it. These reverse faults date back to the compression following the emplacement of the outlier. In this tectonic phase, probably in the Miocene, the Indus Molasse was folded and overthrust from the S, all the tectonic units of the Indus Zone became overturned, and the carbonate belt of northern Zanskar was tightly folded and became fan-shaped (Honupatta Anticlinorium, KELEMEN & SONNENFELD, 1983) N of the Spongtag Outlier (see FUCHS, 1982b, pl. 2).

So my recent mappings in the Zanskar Valley join up with the investigations of my 1980 expedition published in 1982b.

Finally it should be noted that besides folding and imbrications there are also vertical faults. Near Pidmu along the ascent to the Namtse La the trail follows a ENE–WSW trending traverse fault. The north-western block is subsided along this fault for several tens to a hundred meters. This fault is already recorded by GAETANI et al. (1985).

Now I shall describe the tectonics from the Zanskar River towards the SE.

At Kumi, NE of Padam, the Karsha Formation is isoclinally folded with the overlying Panjal Trap. Bands of Kuling- and Tamba-Kurkur Formations in the upper parts of the Panjal Trap near Thongde show that the great thickness of the Trap is caused by internal folding. The Triassic formations NE of Thongde are folded with steep axial planes and varying direction, like W of the Zanskar Valley (pl. 2 [6]).

Further SE between the villages Ichar and Abnop there is a conspicuous synform in the Karsha Formation N of the Tsarap River. The light colour of the involved dolomites is easily recognized even on satellite imagery. The axis of this steep syncline is directed NE-SW across the regional strike. The cross folding may be related with the axial plunge of the Central Crystalline and the forming of the Lahoul depression (see chapter 2.1.).

SW of Phuktal the dolomites of the Karsha Formation dip at low angles towards the NE. The upper parts of the Karsha Formation are penetrated by numerous discordant dikes of Panjal Trap. Their thickness and frequency increases towards the top of the formation (e. g. N of the monastery). It is evident there that the Karsha Formation represents the original base for the flows of the Panjal Trap. Between the Karsha Formation and the trap there are, however, a few meters of conglomeratic quartzite indicating the Permian transgression just before the effusions of the trap. The outcrops at the new water pipe above the precipices of the gompa show that the Panjal Volcanics follow the underlying rocks stratigraphically and not as the base of the "Zangla Nappe" (BAUD et al., 1982a,b, 1984; GAETANI et al., 1985). There are no observations suggesting a tectonic contact. Contrary the transgressing beds as well as the many dikes of trap in the underlying series document the primary coherence of the sequence. Apparently BAUD et al. (1983) realized that it was not possible to place a nappe boundary between the Karsha Formation and the Panjal Trap and so they assumed the thrust at the top of the Panjal Trap (fig. 2, 138-139). Actually both nappe boundaries are not existing.

The Tsarap Valley N of Phuktal provides a complete section from the Permian up to the Kioto Limestone. The series are folded with subvertical axial plane and are younging towards the NE. Between the knee of the Tsarap Chu and the Niri Chu there are several synclines of Spiti Shales in the Kioto Limestone. These synclines are in the strike of the Zangla Syncline and may be regarded as south-eastern continuation of this fold (pl. 1, 2 [8-12]).

At the junction of the Tsarap and Niri Chu the "Zangla Nappe" is followed by the "Zumlung Nappe" according to GAETANI et al. (1985, Fig. 1). There like further up in the Niri Chu there is no support for the assumption of a nappe boundary. One can only observe the folded succession Kioto Limestone to Giumal Sandstone.

NE of the zone just mentioned we find a major syncline, which is the direct continuation of the syncline of Chirche La described by BAUD et al. (1982b, 1983). From satellite imagery it seems that the NE-limb of the syncline is tectonically disturbed: The light-weathering Upper Cretaceous sediments are immediately succeeded by Triassic-Jurassic carbonates (Pl. 1, 2 [4-7]). In the Shade-Tantak area the shearing was apparently not so strong: Ferruginous

Oolite and Spiti Shales come in between the mentioned carbonates and the Giumal Sandstone. Though disturbed the stratigraphic sequence is more complete there (Pl. 2 [8-10]). Also this shear zone was taken as a nappe boundary, between the "Zumlung-" and the succeeding "Khurna Nappe" (GAETANI et al., 1985, fig. 1). Actually the NE-flank of the syncline was somewhat reduced by shearing, which may be called a wedge or imbrication, but there is no indication of a nappe. The Shade-Tsho Tok Phu area shows the syncline consisting of a series of subsidiary folds (pl. 1, 2 [9-12]). The vergency of the folding is SW.

On satellite imagery the syncline may be traced farther SE by the brown colours of the Giumal Sandstone, and the light weathering of the Upper Cretaceous formations. SW of this syncline brownish patches amidst the Triassic-Jurassic Carbonates indicate the occurrence of different rock series, which I would interpret as Palaeozoic formations occurring in an anticlinal zone. However this is speculation.

After the description of the tectonics of the Tsarap region I shall now deal with the Tanze-Kurgiakh area: In the basal formations of the Tibetan Zone there is an interesting structure. Kurgiakh Formation forms the core of a syncline, the flanks consist of Karsha Formation. The axial strike is roughly N-S and the direction of thrust is towards the E. This transverse syncline was described by BAUD et al. (1984, fig. 8, 10, Sect. III) as an imbricate structure: An anticline of Phe Formation should be thrust onto Karsha Formation. The "Phe Formation" is the Kurgiakh Formation, the southern continuation of the type section along the Kurgiakh River downstream of Tanze (CASNEI et al., 1985). As the named formations both exhibit distinct flysch type, they are easily mistaken. There is no doubt, however, about the synclinal character of the structure. The Karsha rocks of the eastern flank dip W beneath the flysch, and so BAUD et al. (1984) who took this as Phe Formation, assumed a thrust. The W-limb dips E at medium to steep angles, but is overturned near the southern end of the syncline (in the Lunak Valley NW of Kurgiakh Village) (pl. 1, 2 [15]). The syncline crosses the Kurgiakh Valley towards the N, becomes isoclinally dipping E and ends E of Kuru. It is suggestive that the described syncline is a pre-Ordovician fold element, which is cut out by the transgressing Thaple Formation (Ordovician-Silurian). This, however, is difficult to prove, because of the complicated geology of the area:

Besides the unconformity marked by the Ordovician conglomerate there is the Upper Palaeozoic angular unconformity at the base of the Panjal Trap, along which the whole succession Kurgiakh Formation to Po Formation pinches out NW of Tanze. BAUD et al. (1982a,b, 1984) interpreted this discordance as tectonic (thrust between the "Phuktal" and "Zangla Units"). 1983 BAUD et al. assumed the base of the Zangla Unit at the top of the Panjal Trap; GAETANI et al. (1986, fig. 5) draw the thrust at the base of the Po Formation just above the evaporites of the Lipak Formation. In my view nappes and thrusts do not exist in the whole area. In Zanskar like in other parts of the Tibetan Zone stratigraphic boundaries are frequently disturbed. But, if one follows these disturbances along the strike, in most cases they are shown to be local. There are also some wedges and imbrications, which can be followed over tens of km (e. g. Kangi-Naerung Fault, N. Z. U.-Thrust). Also these shear zones finally end and we find

the undisturbed stratigraphic sequences, which contradicts the assumption of nappes.

Returning from these general considerations to the Tanze area, I have shown in the stratigraphical part that the conglomeratic quartzites at the base of the Panjal Trap mark a transgression. The stratigraphic contact of these quartzites to the underlying Po Formation as well as the magmatic contact to the succeeding trap are both undisturbed by tectonics. Naturally the evaporites in the upper portions of the Lipak Formation are disturbed, which is easily explained from the material. Imbrication leads to reduplication of the stratigraphic sequence in the slopes E of Tanze (pl. 2 [15]). Further the thin band of the Muth Quartzite is frequently interrupted by shearing. The rigid quartzites are often squeezed between the Thaple and Lipak Formations. Thus the sedimentary succession is certainly affected by tectonics, particularly where rocks of rather different properties join each other. But the local shearing of stratigraphic boundaries, imbrications etc. do not document the existence of nappes. Several dikes of Panjal Trap in the underlying formations show that these sedimentaries formed the substratum for the volcanic flows, that means that the sequence is stratigraphic and not tectonic.

SE of the village Tanze, in the Surichun La – Phirtse La region, besides folds vertical faults determine the structure. The regional dip is towards the ENE at moderate to medium angles. Deca- to hectometric folds complicate this simple picture (pl. 2 [16, 17]).

Further complication comes from a series of faults (pl. 1, 2) W of the Sinchan camping ground a N–S trending fault crosses the valley leading to Phirtse La. The rocks E of the fault are thrown down. Another fault strikes from SW of Sinchan across the Surichun Valley and the Surichun La to the Chumik Marpo area. Along this NW–SE fault the NE block is subsided. Parallel to the mentioned fault another one crosses Phirtse La recognized already by GAETANI et al. (1985, fig. 1). Again the NE-side is thrown down. The same is shown by a fault crossing the Sinchan Valley near its bend. There the Upper Palaeozoic formations abut against Triassic carbonates. There is also a E–W striking fault NW of Phirtse La and a small NNE–SSW fault at the village Tanze. Generally there is a tendency that the northern and eastern blocks are subsided along these faults. Probably this is related to the uplift of the Great Himalayan Range and the development of the axial depression of Lahoul. Both processes seem to be late orogenic events.

The region between Chumik Marpo and the Yunan Valley shows similar structure. Gently folded the Palaeozoic formations dip beneath the Triassics N of the Lingti Valley (pl. 1, pl. 2 [18–20]). Also in this area there are numerous dikes of Panjal Trap penetrating the underlying series, thus there can be no doubt that the latter represent the original underground, on which the lavas flowed.

A fault crosses the Chumik Marpo Valley in its middle course and may be followed to the lower Kamirup Chu and into the slopes S of the Lingti Chu. Along this lineament the series to the N are subsided.

In the lower Lingti Valley near the Sarchu Plain a peculiar structure is found, which needs more detailed work for its clarification. It seems that the Triassic carbonates are sheared off from their Palaeozoic base along a horizontal (in the W) to NNE-dipping plane

(Yunan Valley). The Triassics are in contact with various Palaeozoic formations (pl. 1, 2 [20–22]). I think this structure to be a “faillie soustractive” a late orogenic gravity slide like the thrust at the top of the Central Crystalline in the Padam area.

The above shear zone cuts the structures of the underlying Palaeozoics unconformably. S of the Sarchu Plain an anticline crosses the Yunan Valley. This fold is directed SW. Further upstream the sequence Karsha-to Lipak Formation is exposed in both flanks of the Yunan Valley. The series are subhorizontal and appear little disturbed. On the crest W of the valley, however, the Lipak Formation is succeeded by Muth Quartzite and Thaple Formation showing the existence of a huge recumbent fold. Near the Kenlung camping ground it can be observed that the recumbent syncline closes towards the S and therefore is directed NE. BAUD et al. (1984, fig. 7) described the same syncline as SW-vergent. The closure of the syncline at Kenlung proves this interpretation to be wrong. Such NE-directed megafolds along the south-western margin of the Tibetan Zone are not rare. In Nepal a huge NE-vergent recumbent anticline can be followed from the Annapurna- to the Dhaulagiri- and Kanjiroba Group (EGELER et al., 1964; FUCHS, 1967, 1977a; BORDET et al., 1971, 1975).

S of the overturned fold zone of Kenlung most of the country is built by the thick basement series, mainly the Karsha Formation. Younger series, the Thaple Formation and Muth Quartzite, are seen only on the tops of the mountains N of Bara Lacha La. They mark the cores of synclines.

Along the tributary leading from Bara Lacha La to the Bhaga Valley a fault strikes approximately WNW–ESE (pl. 1, 2 [21, 22]). NANDA & SINGH (1976) show the fault already in their fig. 3. S of this fault the rocks are thrown down.

There we find also younger formations up to the Po Formation. The sequence Karsha- to Po Formation is exposed in a wide syncline. Binocular observation suggests that in the mountains S of Bara Lacha La limestones of the Lipak Formation follow on top of the Po Formation. This implies an overturned limb. In my view it is the southern flank overthrown towards the N, which means the existence of another N-directed recumbent syncline (pl. 2 [22]).

The peak W of Pateo is formed by Muth Quartzite marking a small syncline, which may be the continuation of the above dealt syncline E of Pateo.

All the synclines of the Bhaga–Bara Lacha La–Yunan region are ordinary folds of the Karsha to Po succession. There is no reason to assume a thrust (GAETANI et al., 1985, fig. 1). The syncline W of Pateo is shown by these authors as an outlier of the “Phuktal Nappe”, thus the younger formations are structurally separated from the underlying Karsha- and Phe rocks (“Phyllites”). E of Pateo, however, the Karsha Formation is included together with the younger formations in the Phuktal Nappe. Actually the Phe (“Phyllite”) to Po succession forms a stratigraphic sequence, which was folded but not divided to thrust sheets.

In connection with the tectonics of the Bhaga–Bara Lacha–Yunan area it is necessary to note the varying grade of metamorphism. The Palaeozoic formations of the orographically right slope of the Lingti Valley exhibit phyllitic alteration. I first noticed this metamorphism at the junction of the Karnirup Chu and

it seems to increase towards the E. S of the Sarchu Plain I observed dikes of porphyric granite cutting the phyllitic rocks of the Karsha- or Phe Formation. The alteration also affects the younger formations of the Yunan Valley. The red sedimentary colour of the Thaple Formation disappears and changes to greenish or silvery tints (sericitization and chloritization). The carbonates of the Lipak Formation recrystallized to marble. To my surprise the metamorphism fades away towards the S, between Kenlung and Bara Lacha La, and the rock series of the Bara Lacha La-Pateo area are almost free of alteration. S the Bhaga around Darcha a phyllitic metamorphism is recognized again.

In the Tibetan Zone it is a common phenomenon that the grade of alteration increases towards the Great Himalayan Range in the S, and there are frequent passages into the Central Crystalline. Therefore I was surprised about the metamorphism dying away towards the S. The particularities of the geology of the region, however, explain this fact:

- 1) There is no Central Crystalline to the S of the Tibetan Zone. The latter is connected with the Chamba Synclinorium. The Crystalline plunged beneath this Lahoul axial depression.
- 2) I expect a granitic intrusive body beneath the sedimentaries of the Yunan Valley. An indication are the granite dikes S of the Sarchu Plain. Further I observed by binoculars that S of Chumik Marpo and in the upper Kamirup Valley swarms of granitic sills and dikes penetrate the country rocks. Thus in the eastern continuation of the Gumboranjani Granite more granitic intrusions are to be expected, and they probably show a similar aureole of contact metamorphism.

4. Conclusions

In Lahoul the Central Crystalline of the Zanskar Range plunges towards the SE and reappears in the Rohtang area and continues SE in the range bordering Spiti to the S. In this axial depression the sedimentaries of the Tibetan Zone are connected with those of the Chamba Synclinorium. Therefore the Central Crystalline crops out only in the western part of the area investigated. In the E exclusively we find the slightly metamorphosed Tethyan series. They are intruded by several granitoids of Lower Palaeozoic (Jaspar Granite) or Alpine (?) age (Gumboranjani Leucogranite). These granitoids may have their magmatic source in the underlying Central Crystalline, but they do not represent this crystalline. As the magmatites show primary contacts with the sedimentaries, they belong to one structural unit. This is in contrast to GAETANI et al. (1985) who assumed tectonic contacts and division in several tectonic subunits.

A major problem is the relation of the sedimentary succession to the Central Crystalline. Recently BAUD et al. (1982a,b, 1984) and BAUD et al. (1985, 1986) proposed the sedimentaries to represent a series of nappes following tectonically on the Central Crystalline. If this was so, the whole of the Tibetan Zone as well as the sedimentary basins of Chamba and Kashmir would be allochthonous in respect to the underlying crystallines. This assumption is contradicted by the fact that in most areas there is a transition between the

crystallines and the sedimentaries. In Zanskar also such passages can be observed between Ichar and Purni or in the Zulidoc-Rangdum area. The named authors were misled to their nappe hypothesis, because the primary coherence is disturbed in the area Muni-Padam-Doda Valley. The disturbance, however, is of the nature of an imbrication, probably a gravity slump of the sedimentaries down from the crystallines, when the Great Himalayan Range was uplifted. The limited extent of the tectonic plane – towards the NW and the SE it dies away and the primary transitions are still preserved – shows that it can not be a nappe boundary.

Similarly I am critical to the concept that the Tibetan Zone consisted of a pile of nappes (BAUD et al., 1982b, 1983, 1984; GAETANI et al., 1985, 1986). My doubts come from the experience that the tectonics of the Tibetan Zone are characterized by folding and imbrication with varying vergency, large scale horizontal transport being practically absent. This tectonic style is also typical for Zanskar (pl. 2, FUCHS, 1982b, pl. 2). It can be recognized also in the section given by BAUD et al. (1982b, fig. 4), if we omit their interpretations at depths not accessible to observation. Formation boundaries are sometimes tectonically reactivated – also within the assumed nappes – as stated by BAUD et al. and GAETANI et al. (1985).

Overtured limbs of folds may be sheared, but that does not indicate the existence of nappes. There is virtually no proof of large scale thrusts by windows or outliers.

There are no tectonic repetitions or old series succeeding younger ones. Contrary the whole "pile of nappes" is a sequence of formations corresponding to the stratigraphic succession. This fact is explained by the advocates of nappes as decollement thrust sheets. In my view there is not any indication supporting the assumption of nappes in the Tibetan Zone (the nappes of the Spongtag Klippe are excepted of course – they are units derived from the Indus Zone and are lying on the Tibetan Zone).

The following points suggest the autochthony of the Tibetan Zone:

- 1) The sedimentaries of the Tibetan Zone are connected with those of Chamba and Kashmir. In all these regions transitions into the underlying crystallines are documented. Passages between frontal parts of different nappes are difficult to explain. Contrary it is easy to explain local disturbances of primarily coherent series.
- 2) The recumbent folds in the "Phuktal Nappe" showing the SW-direction of the nappe tectonics (BAUD et al., 1984, fig. 7; GAETANI et al., 1985) are actually directed NE (see pl. 2 [21, 22]). They are probably of young age, however can not be cited as reference for thrusting.
- 3) The proposed nappe boundary between the "Phuktal-" and "Zangla Units" was studied in detail to prove or disprove the tectonic nature. BAUD et al. (1982a,b, 1984) and GAETANI et al. (1985) assumed the Panjal Trap to form the base of their Zangla Unit. On the spur NNW of Tanze the Po Formation is transgressed by a few meters of conglomeratic quartzite, which in turn is followed by the Panjal Trap with magmatic contact. All the contacts are undisturbed by tectonics. I suppose

that GAETANI et al. (1986) made the same observation and therefore shifted the thrust down to the base of the Po Formation. But also there I did not find indication of a nappe boundary.

Also above the monastery of Phuktal I observed the conglomeratic quartzite, here transgressing on Karsha Formation. Again the quartzite forms the primary base of the flows of Panjal Trap and the contacts are not affected by tectonics. Further W in the Thongde area again the quartzites are found associated with the Panjal Trap. Thus the conglomeratic quartzites and the traps follow as transgressive Permian series on various older formations, showing that the unconformity is stratigraphic and not tectonic.

- 4) Regarding the same thrust it is significant that numerous dikes of Panjal Trap penetrate the underlying formations. That these mafic dikes really correspond with the Panjal Trap is also strengthened by petrographic examination (GAETANI et al., 1986, 454–45). If the Panjal Trap really would belong to another structural unit (Zangla Unit) the swarms of veins in the formations of the underlying "Phuktal Unit" would be difficult to explain. In my view it is obvious that the Precambrian–Carboniferous formations cut by the Panjal Trap dikes represent the substratum of the volcanic flows and therefore form one original succession.
- 5) Several folds in the Mesozoic sequence show sheared limbs, which have been interpreted as nappe boundaries (BAUD et al., 1982b, 1983, 1984; GAETANI et al., 1985). The fact that they lose their importance when followed along the strike shows that they are just wedges.

In the southern flank of the Spongtag Synclinorium a thrust was found to separate a northern wedge – the Northern Zanskar Unit (N. Z. U.) – from the rest of the Tibetan Zone (FUCHS, 1982b). This shear zone dies away in the lowest course of the Oma Chu.

Also the northern limb of the Spongtag Synclinorium is sheared. The lineament between the synform and the Honupatta Anticlinorium was called the Kangi-Naerung Fault by KELEMEN & SONNENFELD (1983). It fades away W of Kangi and N of Namtse La, where the normal stratigraphic sequences are preserved.

The Chirche Syncline (BAUD et al., 1982b) seems to be sheared in its NE-limb. In the Shade-Tantak area it is obvious that the Triassic–Jurassic carbonates N of the shear zone belong to the overturned NE limb and not to a next higher nappe ("Khurna Nappe", GAETANI et al. [1985]).

Thus imbricate structures are not rare, but their limited extent contradicts the interpretation as nappe boundaries.

Considering all the arguments there is convincing evidence now that the Precambrian–Lower Eocene succession exposed in Zanskar represents a stratigraphic and not a tectonic sequence. This clarification was necessary before treating questions of the stratigraphic evolution and palaeogeography.

Like in the other regions of the Himalaya the basal Late Precambrian to Early Palaeozoic sedimentary complex is quite distinct from the succeeding

formations. It is typical basin facies: The Phe Formation consists of several thousand meters of siltstones, very fine-grained subarkoses, and silty slates. This monotonous sequence frequently shows rhythmic sedimentation. Lamination, graded bedding, ripple cross lamination, flame structures, load convolutions, scour and fills, disturbed bedding, flute casts, groove moulds, linguoid ripples and burrows give a flyschoid character. From the sedimentary features we may infer that there was rich supply in terrigenous material, which was rapidly deposited in a subsiding instable trough. The sedimentation was rhythmic, in part at least controlled by turbidity currents. All this and the large areal extent of these deposits suggests basin sedimentation instead of a tidal flat assumed by BAUD et al. (1984), CASNEDI et al. (1985), and GAETANI et al. (1986).

The Karsha Formation (Middle to Upper Cambrian) indicates filling up of the basin. Algal horizons and reefs are interstratified in the flyschoid series, their frequency and thickness increases upwards.

After this shallow-water episode producing several hundred meters of pelites, siltstones, sandstones, and dolomite, the Kurgiak Formation was deposited in a renewed flysch environment.

In Zanskar the Cambrian / Ordovician boundary is marked by a break in sedimentary development. The basin deposits are followed by the red conglomerates and sandstones of the Thaple Formation, indicating an alluvial fan to braid-plain environment (GAETANI et al., 1986). This change in sedimentation was brought about by the orogenic event documented in Spiti by an angular unconformity at the base of the Ordovician conglomerates (HAYDEN, 1904; FUCHS, 1982a). The orogeny is further proved by an invasion of granitoids clustering around 500 m. a. (FRANK et al., 1976; MEHTA, 1977; LE FORT et al., 1986, a.o.). In other regions of the Himalaya (Nepal, Kumaun, Kashmir) the sedimentary break occurs later in the Silurian. Considering the sedimentary development of the whole Himalaya I proposed a Caledonian orogeny already in 1967. Recently the existence of an Early Palaeozoic orogeny is favoured also by BAUD et al. (1984) and GAETANI et al. (1986) who accept a Late Precambrian–Cambrian Pan African orogeny. LE FORT et al. (1986) stress the fact that very similar 500 m. a. granites have wide distribution also in other fragments of former Gondwanaland, such as Australia and Antarctica. LE FORT et al. point to the importance of the magmatic activity, but consider the associated effects of metamorphism and deformation to be small. The last holds true for the granites in the Chail Units of the Lesser Himalaya, but not for the Central Crystalline where surrounded by migmatites the granites formed during regional metamorphism.

The basin type sedimentation lasted from the Late Precambrian to the Upper Cambrian, regionally to the Silurian and a new era starts with the Devonian Muth Quartzite. The significant breaks in sedimentation were at the Cambrian/Ordovician boundary (SE-Zanskar, Spiti), after the Ordovician (Nepal, Kashmir). In my view these were phases of the Caledonian era, which does not imply a connection with the NW-European mountain belt.

The Muth Quartzite (Devonian) indicates stable conditions in an epicontinental environment with strong terrigenous influence. The Lower Carboniferous Lipak Formation was deposited on a shallow carbonate

shelf. The gypsum in the upper portions of the formation documents evaporitic environment (sabkha). The Upper Carboniferous Po Formation, an alternation of conglomerates, arenites, and pelites points to an increase of terrigenous detritus, which was rapidly deposited in deltas. Thus the shelf became more unstable, which is also indicated by contemporaneous basaltic volcanism petrographically documented in the Upper Po Formation (GAETANI et al., 1986). This stresses the correlation with the Agglomeratic Slates of Kashmir and Chamba.

The Panjal Trap of the Permian is a marker horizon in the NW-Himalaya. According to HONEGGER et al. (1982), ANDREWS-SPEED & BROOKFIELD (1982), GAETANI et al. (1986) a.o. the Panjal volcanism indicates the rifting related to the opening of the Neotethys. Preceding the volcanism epirogenetic movements caused partial erosion of the Silurian to Upper Carboniferous formations. The thin conglomeratic quartzites at the base of the Panjal flows mark the Permian transgression – the Upper Palaeozoic unconformity.

GAETANI et al. (1986) called the long history of Zanskar from the Permian to the beginning of the Himalayan revolution in the Eocene the passive continental margin stage. The Panjal Volcanics are succeeded by the Kuling Formation of Middle to Upper Permian age. The sequence, shallow-water arenites at the base leading upwards to dark silty shales, reflects the deepening of the invading sea. This tendency is continued in the Triassic. The pelagic limestones and shales of the Tamba Kurkur Formation (Scytho–Anisian) indicate upper bathyal conditions with low rate of sedimentation (GAETANI et al., 1986).

The Daonella Shales and -Limestone, and Grey Beds are all deposits of deeper poorly aerated water with varying carbonate/clay ratio. After the Ladinian beds shallowing and terrigenous influx are indicated by the Carnian Tropites Limestone. The terrigenous detritus supply still increases with the Noric producing the sandy-shaly-calcareous alternation of the Juvavites and Monotis Shales. Traced from the E (Nepal) towards the W (W-Zanskar, Kashmir) the Noric formations show passage from flyschoid series to monotonous limestone-dolomite beds, which I explain by accepting a decrease in water depth.

The Quartzite-Series (Upper Noric – Rhaetic) marks a significant regression traceable throughout the Tethys-Tibetan Zone. The succeeding Kioto Limestone (Rhaetic–Lower Dogger) was deposited on a very shallow carbonate shelf.

Between the Kioto Limestone and the Ferruginous Oolite of Callovian age JADOUL et al. (1985) found a gap of several m. a. The detritus of the shallow-water formation was derived from the craton in the SW. The Upper Jurassic – Lower Neocomian Spiti Shales were deposited in deeper water in an euxinic environment. GAETANI et al. (1986) accept undisturbed mid to outer shelf.

The Upper Neocomian Giumal Sandstone may reach into the Upper Cenomanian according to GAETANI et al. (1986). After long continued carbonate-pelite sedimentation on the Zanskar Shelf this is the first entirely sandy-silty formation. The rich clastic supply in my view was triggered by epirogenetic movements of the Indian Continent. The provenance of the debris is in the SW as shown by the fining towards the NE. The de-

position was below the high-energy zone, because of the poor sorting.

With the Middle Cretaceous the facies becomes rather diversified on the Zanskar Shelf. Whereas the clastic sedimentation of the Giumal Sandstone may reach into the Late Cenomanian (GAETANI et al., 1986), the multicoloured pelagic limestones of the Shillakong Formation may commence already in the Upper Albian in other places (BAUD et al., 1982b). This couches rouges facies was deposited on sills or oceanic plateaus. It represents a pelagic well-aerated facies not reached by terrigenous detritus. The Chikkim Limestone may start in the Albian or Cenomanian–Turonian, it is also a pelagic foraminiferal limestone, but deposited in deeper less oxygenated water. Generally the blue Chikkim Limestone facies appears before the Shillakong facies, which replaces it upwards and towards the N. However there are further euxinic silty shales – the Lamayuru facies – interfingering with the pelagic limestones. The beginning as well as the end of the different facies vary from place to place. Generally the Shillakong facies is better developed in the N of Zanskar, where it reaches up into the Upper Campanian (BASSOULLET et al., 1978b). There it is overlapped by the Lamayuru facies in the Maestrichtian, whereas further S this may happen as early as in the Turonian. In SW-Zanskar the Shillakong facies is missing at all and the Chikkim facies (Albian, resp. Cenomanian to Campanian) is directly overlain by the Campanian to Lower Maestrichtian Kangi La Flysch. This formation derived its clastic material also from the SW like the Giumal Sandstone. We may infer that this flysch sedimentation buried the pelagic Chikkim Limestone facies in the SW of Zanskar. In the central and northern parts pelagic sedimentation persisted on ridges and oceanic uplifts. The latter were surrounded by the Lamayuru basin facies, which was in communication with the Kangi La Flysch after the final drowning of the pelagic sills, sea mounts, or plateaus in the Maestrichtian. FUCHS (1982b) took this overlap of the Lamayuru facies as indication that the northern margin of the Indian Continent was already close to the subduction zone. The succeeding Upper Maestrichtian to Upper Paleocene shallow water carbonates probably signal the first touch of the Indian Continent with the Dras Island Arc. After the sedimentation of the Lower Eocene Kong Slates thrust masses slipped from the Indus Suture Zone onto the Zanskar Shelf and folding began.

Regarding the sedimentary evolution I agree very well with the stratigraphic work done by the Italian workers – except in the question of the environment of the Phe Formation and the nomenclature of the Quartzite Series. The major difference is that the Italians deduced the sedimentary history from a sequence, which they thought to be a pile of individual tectonic units, whereas for me it is the original stratigraphic succession. I hope that I was able to demonstrate in the 1982b., 1986 and this paper that the Tibetan Zone of Zanskar is an autochthonous fold belt, primarily connected with the Central Crystalline.

Acknowledgements

The "Fonds zur Förderung der wissenschaftlichen Forschung" provided the financial means for this research (Project No. 5744), for which I am very much obliged.

The "Bundesministerium für Wissenschaft und Forschung" granted my leave for the duration of the expedition. The application for leave was supported by the Director of the Geologische Bundesanstalt, HR Prof. Dr. T. E. GATTINGER. I am very thankful for all that help.

Last not least I want to thank the members of the "Fachabteilung für Kartographie und Reproduktion" of the Geologische Bundesanstalt for the preparation of the plates and figures.

References

- ANDREWS-SPEED, C. P. & BROOKFIELD, M. E.: Middle Palaeozoic to Cenozoic Geology and the Tectonic Evolution of the Northwestern Himalaya. — (Cambridge Earth Science Ser., Contr. 108), *Tectonophysics*, **82**, 253–275, Amsterdam (Elsevier) 1982.
- BASSOULLET, J. P., COLCHEN, M., MARCOUX, J. & MASCLE, G.: Une transversale de la zone de l'Indus de Khalsi à Phothaksar, Himalaya du Ladakh. — *C. R. Acad. Sc. Paris*, **286**, 563–566, Paris 1978a.
- BASSOULLET, J. P., BELLIER, J. P., COLCHEN, M., MARCOUX, J. & MASCLE, G.: Découverte de Crétacé supérieur calcaire pélagique dans le Zaskar (Himalaya du Ladakh). — *Bull. Soc. géol. France* (7), **20/6**, 961–964, Paris 1978b.
- BASSOULLET, J. P., COLCHEN, M., JUTEAU, T., MARCOUX, J. & MASCLE, G.: L'édifice de nappes du Zaskar (Ladakh, Himalaya). — *C. R. Acad. Sc. Paris*, **290**, Sér. D., 389–392, Paris 1980.
- BASSOULLET, J. P., COLCHEN, M., MARCOUX, J. & MASCLE, G.: Les masses calcaires du flysch Triassico–Jurassique de Lamayuru (Zone de la suture de l'Indus, Himalaya du Ladakh): klippes sédimentaires et éléments de plate-forme remaniés. — *Riv. Ital. Paleont.*, **86/4**, 825–844, Milano 1981.
- BASSOULLET, J. P., COLCHEN, M., JUTEAU, T., MARCOUX, J., MASCLE, G. & REIBEL, G.: Geological Studies in the Indus Suture Zone of Ladakh (Himalayas). — *Contr. Himal. Geol.* (ed. V. J. GUPTA), **2**, 96–124, Delhi (Hindustan Publ. Corp.) 1983.
- BAUD, A., GAETANI, M., FOIS, E., GARZANTI, D., NICORA, A. & TINTORI, A.: Les Series Tibétaines de l'Himalaya sont-elles Allochthones: Nouvelles observations dans le Zaskar Oriental (Inde du N). — Vol. IX RAST, p. 1, Paris 1982a.
- BAUD, A., ARN, R., BUGNON, P., CRISNEL, A., DOLIVO, E., ESCHER, A., HAMMERSCHLAG, J.-G., MARTHALER, M., MASSON, H., STECK, A. & TIECHE, J.-C.: Le contact Gondwana–péri-Gondwana dans le Zaskar oriental (Ladakh, Himalaya). — *Bull. Soc. géol. France*, (7), **24/2**, 341–361, Paris 1982b.
- BAUD, A. et al.: Geological observations in the Eastern Zaskar Area, Ladakh, Himalaya. — *Contr. Himal. Geol.* (ed.: V. J. GUPTA), **2**, 130–142, Delhi 1983.
- BAUD, A., GAETANI, M., GARZANTI, E., FOIS, E., NICORA, A. & TINTORI, A.: Geological observations in southeastern Zaskar and adjacent Lahul area (northwestern Himalaya). — *Eclogae Geol. Helv.*, **77/1**, 171–197, Basle 1984.
- BORDET, P., COLCHEN, M., KRUMMENACHER, D., LE FORT, P., MOUTERDE, R. & REMY, M.: Recherches Géologiques dans l'Himalaya du Nepal, région de la Thakhol. — *Centr. Nat. Rech. Sc.*, 279 p., Paris 1971.
- BORDET, P., COLCHEN, M. & LE FORT, P.: Some features of the geology of the Annapurna Range, Nepal Himalaya. — *Himal. Geol.*, **2**, 537–563, Delhi 1972.
- BORDET, P., COLCHEN, M. & LE FORT, P.: Recherches géologiques dans l'Himalaya du Népal, région du Nyi-Shang. — *Cent. Nat. Rech. Sci.*, 138 p., Paris 1975.
- BROOKFIELD, M. E.: Reconnaissance Geology of the area between Leh and the Markha valley, Ladakh. — *Contr. Himal. Geol.* (ed. V. J. GUPTA), **2**, 173–179, Delhi 1983.
- BROOKFIELD, M. E. & ANDREWS-SPEED, C. P.: Sedimentology, Petrography and Tectonic significance of the shelf, flysch and molasse clastic deposits across the Indus Suture Zone, Ladakh, N. W. India. — *Sed. Geol.*, **40**, 249–286, Amsterdam (Elsevier) 1984.
- BURG, J. P.: Tectogenèse comparée de deux segments de chaîne de collision: Le sud du Tibet (Suture du Tsangpo) — La chaîne Hercynienne en Europe (Sutures du Massif Central). — *Diss. Univ. des Sciences et Techn. Languedoc, Montpellier* 1983.
- CASNEDE, R., GARZANTI, E. & JADOU, F.: Lower Paleozoic sedimentary evolution in Zaskar (NW Himalaya). — 6. European Reg. meet. Sedim. I. A. S. Lleida '85, Abstracts, 79–82, Lleida 1985.
- DIENER, C.: The Trias of the Himalayas. — *Mem. G. S. I.*, **36/3**, 1–159, Calcutta 1912.
- DZULYNSKI, S. & WALTON, E. K.: Sedimentary Features of Flysch and Greywackes. — *Developments in Sedimentology*, **7**, 274 p., Amsterdam (Elsevier) 1965.
- EGLER, C. G., BODENHAUSEN, J. W. A., DE BOOY, T., NIJHUIS, H. J.: On the geology of Central West Nepal — a preliminary note. — 22nd Int. Geol. Congr. India 1964, Pt. 11, 101–122, New Delhi 1964.
- FRANK, W., THÖNI, M. & PURTSCHELLER, F.: Geology and Petrography of Kulu — South-Lahul Area. — *Colloqu. Intern. C. N. R. S.*, **268**, *Écologie et Géologie de l'Himalaya*, 147–172, Paris 1976.
- FRANK, W., GANSSER, A. & TROMMSDORFF, V.: Geological Observations in the Ladakh Area (Himalayas). A preliminary Report. — *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.*, **57**, 89–113, Zürich 1977.
- FUCHS, G.: Zum Bau des Himalaya. — *Denkschr. Österr. Akad. Wiss., math.-naturw. Kl.*, **113**, 1–211, Wien 1967.
- FUCHS, G.: Contributions to the Geology of the North-Western Himalayas. — *Abh. Geol. B.-A.*, **32**, 1–59, Wien 1975.
- FUCHS, G.: The Geology of the Karnali and Dolpo Regions, Western Nepal. — *Jb. Geol. B.-A.*, **120/2**, 165–217, Wien 1977a.
- FUCHS, G.: Traverse of Zaskar from the Indus to the Valley of Kashmir — a preliminary note. — *Jb. Geol. B.-A.*, **120/2**, 219–229, Wien 1977b.
- FUCHS, G.: On the Geology of Western Ladakh. — *Jb. Geol. B.-A.*, **122/2**, 513–540, Wien 1979.
- FUCHS, G.: The Geology of the Pin Valley in Spiti, H. P., India. — *Jb. Geol. B.-A.*, **124/2**, 325–359, Wien 1982a.
- FUCHS, G.: The Geology of Western Zaskar. — *Jb. Geol. B.-A.*, **125/1–2**, 1–50, Wien 1982b.
- FUCHS, G.: Explanations of the Geologic-Tectonic Map of the Himalaya. — *Geol. B.-A.*, 1–50, Wien 1982c.
- FUCHS, G.: Note on the Geology of the Markha–Nimaling Area in Ladakh (India). — *Jb. Geol. B.-A.*, **127/1**, 5–12, Wien 1984a.
- FUCHS, G.: The Tibetan (Tethys) Zone — is it Allochthonous? — *Contr. Himal. Geol.* (ed. V. J. GUPTA), **3**, Delhi 1984b.
- FUCHS, G.: The Geology of the Markha–Khurnak Region in Ladakh (India). — *Jb. Geol. B.-A.*, **128/3+4**, 403–437, Wien 1986.
- GAETANI, M., NICORA, A. & PREMOLI-SILVA, I.: Uppermost Cretaceous and Paleocene in the Zaskar Range (Ladakh-Himalaya). — *Riv. Ital. Paleont.*, **86/1**, 127–166, Milano 1980.
- GAETANI, M., NICORA, A., PREMOLI-SILVA, I., FOIS, E., GARZANTI, E. & TINTORI, A.: Upper Cretaceous and Paleocene in Zaskar Range (NW Himalaya). — *Riv. Ital. Paleont.*, **89/1**, 81–118, tav. 7–10, Milano 1983.
- GAETANI, M., GARZANTI, E. & JADOU, F.: Main structural elements of Zaskar, NW Himalaya (India). — *Rend. Soc. Geol. It.*, v. **8**, 3–8, Rome 1985.
- GAETANI, M., CASNEDE, R., FOIS, E., GARZANTI, E., JADOU, F., NICORA, A. & TINTORI, A.: Stratigraphy on the Tethys Himalaya in Zaskar, Ladakh. — *Riv. It. Paleont. Strat.* **91/4**, 443–478, Milano 1986.
- GANESAN, T. M., RAZDAN, M. L., RAZDAN, R. K. & MUTHU, V. T.: Stratigraphy, Structure and Geological History of the Zaskar Basin in the North-Western Parts of the Zaskar Mountains, Ladakh, Jammu and Kashmir. — In: SINHA, A. K. (Ed.): *Contemporary Geoscientific Researches in Himalaya*, 1, 177–188, Dehra Dun (Singh) 1981.
- GANSSER, A.: Geology of the Himalayas. — *Interscience Publishers*, 1–289, London etc. (J. Wiley & Sons) 1964.
- GANSSER, A.: Geology of the Bhutan Himalaya. — *Denkschr. Schweiz. naturf. Ges.*, **96**, 181 p., Basel (Birkhäuser Verl.) 1983.

- GILBERT, E.: Structures et deformation dans le nord de la Plaque Indienne en Himalaya du Ladakh. — These Univ. Poitiers, 225 p., Poitiers 1986.
- GRIESBACH, C. L.: Geology of the Central Himalayas. — Mem. G. S. I., 23, 1–232, Calcutta 1891.
- GUPTA, V. J.: Indian Palaeozoic Stratigraphy. — 207 p., Delhi (Hindustan Publ. Corp.) 1973.
- GUPTA, V. J.: Indian Mesozoic Stratigraphy. — 265 p. Delhi (Hindustan Publ. Corp.) 1975.
- GUPTA, V. J.: Lower Palaeozoic Cystoids and Crinoids from Ladakh. — *Himal. Geol.*, 9/1 (1979), 348–351, Dehra Dun 1981.
- GUPTA, V. J.: Lower Carboniferous Conodonts from Ladakh Himalaya, India. — *Publ. Cent. Adv. Stud. Geol.*, Panjab Univ. (N. S.), 2, 91–98, Chandigarh 1986.
- GUPTA, V. J. & JANVIER, Ph.: An Osteolepid Fish from the Middle Devonian of Zaskar, Ladakh, India. — *Recent Res. i. Geol.*, 8, 66–80, Delhi (Hindustan Publ. Corp.) 1981.
- GUPTA, V. J. & MICHALIK, J.: Brachiopods from the Laptal Formation of Chharap Valley, Himachal Pradesh, India. — *Recent Res. i. Geol.*, 8, 81–92, Delhi (Hindustan Publ. Corp.) 1981.
- GUPTA, V. J. & RAVI KAUL: Lower Carboniferous Fossils from Ladakh. — *Res. Bull. Panjab Univ.* 26 (I–IV), 83–87, Chandigarh 1975.
- GUPTA, V. J. & SHAW, F. C.: Lower Palaeozoic Trilobites from Ladakh. — *Recent Res. i. Geol.*, 8, 55–65, Delhi (Hindustan Publ. Corp.) 1981.
- GUPTA, V. J. & SHAW, F. C.: Lower Palaeozoic Trilobites from Zaskar Valley, Ladakh Himalaya, India. — *Res. Bull. Panjab Univ.*, 36 (III–IV), 335–344, Chandigarh 1985.
- GUPTA, V. J. & WEBSTER, G. D.: Mesozoic Crinoids from the Chharap Valley, Himachal Pradesh, India. — *Riv. Ital. Paleont.*, 86/1, 55–66, Milano 1980.
- HAYDEN, H. H.: The geology of Spiti, with part of Bashahr and Rupshu. — *Mem. G.S.I.* 36/1, 1–129, Calcutta 1904.
- HAYDEN, H. H.: Geography and Geology of the Himalaya (part 4), 233–236. — *G. S. I. (Ed.)*, Calcutta 1908.
- HEIM, A. & GANSSER, A.: Central Himalaya, geological observations of the Swiss expedition 1936. — *Mem. Soc. Helv. Sci. nat.*, 73/1, 1–245, Zürich 1939.
- HONEGGER, K.: Strukturen und Metamorphose im Zaskar Kristallin (Ladakh-Kashmir, Indien). — *Diss. E. T. H. Zürich* 1983.
- HONEGGER, K., DIETRICH, V., FRANK, W., GANSSER, A., THÖNI, M & TROMMSDORFF, V.: Magmatism and Metamorphism in the Ladakh Himalayas. — *Earth and Planetary Sci. Letters*, 60, 253–292, Amsterdam 1982.
- JADOUL, F., FOIS, E., TINTORI, A. & GARZANTI, E.: Preliminary results on Jurassic stratigraphy in Zaskar (NW Himalaya). — *Rend. Soc. Geol. It.*, 8, 9–13, Rome 1985.
- JOSHI, V. K. & ARORA, R. K.: On the Palaeontological finds in Zaskar Area, Ladakh, with Reference to the Permo-Carboniferous and Triassic Sequence. — *Himal. Geol. Seminar*, New Delhi 1976, Misc. Publ. G. S. I. 41 (I), 201–208, Calcutta 1979.
- KANWAR, S. S. & AHLUWALIA, A. D.: Lithostratigraphy of Upper Palaeozoic Tethyan Sequence in Chandra Valley near Bara Lacha La District Lahaul and Spiti, Himachal Pradesh, India. — *Contr. Himal. Geol.* (ed. V. J. GUPTA), 1, 147–153, Delhi (Hindustan Publ. Corp.) 1979.
- KANWAR, S. S. & BHANDARI, A. K.: Stratigraphy, Structure and Sedimentation of part of Lahaul and Spiti District, Himachal Pradesh. — *Misc. Publ. G. S. I.*, 41/1, 169–178, Calcutta 1979.
- KELEMEN, P. B. & SONNENFELD, M. D.: Observations on Stratigraphy, Structure, Petrology and Tectonics from Traverses in Central Ladakh and Zaskar. — *Schweiz. min., petr. Mitt.*, 63, 267–287, Zürich 1983.
- LE FORT, P., DEBON, F., PÉCHER, A., SONET, J. & VIDAL, P.: The 500 Ma magmatic event in alpine southern Asia, a thermal episode at Gondwana scale. — *Mem. Sci. Terr.* 47, 191–209 (Ed. Fond. Sci. Géol. et de ses Appl.) Nancy 1986.
- LYDEKKER, R.: The Geology of the Kashmir and Chamba Territories and the British District of Khagan. — *Mem. G. S. I.*, 22, 1–344, Calcutta 1883.
- MEHTA, P. K.: Rb-Sr Geochronology of the Kulu-Mandi Belt: Its implications for the Himalayan Tectogenesis. — *Geol. Rdsch.*, 66, 156–174, Stuttgart 1977.
- NANDA, M. M. & SINGH, M. P.: Stratigraphy and Sedimentation of the Zaskar area, Ladakh and adjoining parts of Lahaul region of Himachal Pradesh. — *Himal. Geol.*, 6, 365–388, Dehra Dun 1976.
- NANDA, M. M. & SINGH, M. P. & SINHA, P. K.: On the volcanics of the Zaskar Valley, Ladakh. — *J. and K. Rec. G. S. I.*, 110/2, 194–202, Srinagar 1978.
- NICORA, A., GAETANI, M. & GARZANTI, E.: Late Permian to Anisian in Zaskar (Ladakh, Himalaya). — *Rend. Soc. Geol. It.*, 7, 27–30, Rome 1984.
- PÉCHER, A. & LE FORT, P.: The metamorphism in central Himalaya, its relations with the thrust tectonic. — *Mem. Sci. Terr.*, 47, 285–309, (Ed. Fond. Sci. Geol. et de ses Appl.) Nancy 1986.
- POWELL, C., MAC, A. & CONAGHAN, P. J.: Plate tectonics and the Himalayas. — *Earth & Planetary Sci. Letters*, 20, 1–12, Amsterdam (North Holland Publ. Comp.) 1973.
- RAINA, V. K. & BHATTACHARYYA, D. P.: The Geology of a part of the Charap and Sarchu Valleys, Lahaul and Spiti District, Himachal Pradesh. — *Golden Jubilee Vol. Geol. Min., Metall. Soc., India*, 129–142, Calcutta 1977.
- REED, F. R. C.: Ordovician and Silurian fossils of the Central Himalayas. — *Pal. Ind., G. S. I.*, ser. 15, 7 (7), 168 p., Calcutta 1912.
- SINGH, M. P., NANDA, M. M. & SINHA, P. K.: The Ralaking Volcanics of the Zaskar Valley, Ladakh — its Geological Setting, Petrography, Petrochemistry and a Comparative Study with the Panjal Volcanics of the Northwestern Himalaya. — *Himal. Geol. Seminar*, New Delhi 1976, Misc. Publ. G. S. I., 41 (II), 218–228, Calcutta 1982.
- SRIKANTIA, S. V.: The Lithostratigraphy, Sedimentation and Structure of Proterozoic-Phanerozoic Formations of Spiti basin in the higher Himalaya of Himachal Pradesh, India. — In: SHINA, A. K. (Ed.): *Contemporary Geosc. Res. Himal.*, 1, 41–48, Dehra Dun (Singh) 1981.
- SRIKANTIA, S. V., GANESAN, T. M., RAO, R. N., SINHA, P. K. & TIRKEY, B.: Geology of Zaskar Area, Ladakh, Himalaya. — *Himal. Geol.*, 8/2, 1009–1033, Dehra Dun 1980.
- STOLICZKA, F.: Geological Sections across the Himalaya Mountains from Wangtu Bridge on the River Sutlej to Sungdo on the Indus, with an account of the formations in Spiti, accompanied by a revision of all known fossils from that district. — *Mem. G. S. I.*, 5, 1–154, Calcutta 1865.
- STUTZ, E. & STECK, A.: La terminaison occidentale du Cristallin du Tso Morari (Haut-Himalaya; Ladakh meridional, Inde): Subdivision et tectonique de nappe. — *Ecl. geol. Helv.*, 79/2, 253–269, Basel 1986.
- THAKUR, V. C. & GUPTA, V. J.: Regional Stratigraphy, Palaeontology and Structure of Kashmir and Ladakh Himalayas. — *Contrib. Himal. Geol.* (ed. V. J. GUPTA), 2, 1–32, Delhi 1983.
- THAKUR, V. C. & VIRDI, N. S.: Lithostratigraphy, Structural Framework, Deformation and Metamorphism of the south-eastern region of Ladakh Kashmir Himalaya, India. — *Himal. Geol.*, 9/1, 63–78, Dehra Dun 1979.
- WEBSTER, G. D. & GUPTA, V. J.: A new crinoid and associated conodonts form near Surichun La, Ladakh, Himalaya, India. — *Bull. Ind. Geol. Assoc.*, 17/2, 139–143, Chandigarh 1984.

Manuskript bei der Schriftleitung eingelangt am 16. Februar 1987.

Fe-rich Amphibolites with Tholeiitic Affinity from the SE Margin of the Bohemian Massif

By OLGA MATĚJOVSKÁ*)

With 11 Figures und 2 Tables

Bohemian Massif
Moldanubicum
Amphibolites
Granulites
Mineral analyses
Major element analyses
Trace Element analyses
REE concentrations

Contents

Zusammenfassung	493
Abstract	493
1. Introduction	493
2. Petrographic Characteristics	497
3. Geochemistry	498
4. Discussion	498
5. Conclusions	502
Acknowledgements	502
References	502

Zusammenfassung

Am Rande der Böhmisches Masse treten zahlreiche Amphibolitkörper auf, welche oft in dünnen Bändern mit Biotitgneisen, Marmoren, Kalksilikatgesteinen, oder Quarziten wechselagern. Die Amphibolite kommen gewöhnlich zusammen mit sauren pyroxenfreien Granuliten, Eklogiten und Serpentiniten (\pm Granat) vor. Untersucht wurden die Haupt- sowie Neben- und Spurenelemente in den Amphiboliten. Ihr Gehalt ist ähnlich wie in den tholeiitischen Metabasalten. Der vorherrschende Teil der untersuchten Proben kann mit den mittelozeanischen Basalten des Übergangstyps (T-type MORB) verglichen werden. Die untersuchten Amphibolit-Proben sind leicht mit LIL und LREE angereichert. Das Verhältnis $(La/Yb)_N$ schwankt von 1 bis 2.8. Nur die Probe 5 zeigt höheren LIL- und LREE-Gehalt mit $(La/Yb)_N = 3.5$ und eine positive Anomalie des Nb- und Ta-Gehalts. Die geochemischen Verhältnisse der untersuchten Proben deuten auf den möglichen Ursprung der Amphibolite aus der ozeanischen Kruste. Die Gemeinschaft der Amphibolite mit den Metarhyoliten, die Abwesenheit der andesitischen Metavulkanite und auch die Natur der umliegenden Metasedimente zeugen, daß die heutigen Metabasite an einem Rift am Rand der kontinentalen Kruste, oder bei der Kollision der kontinentalen Kruste und der ozeanischen Lithosphäre entstehen konnten.

Abstract

Numerous amphibolite bodies alternating with the thin layers of biotite gneisses, crystalline limestones, calcsilicate rocks and quartzites, and accompanied with the acid granulites, eclogites and serpentinites occur in the high crystalline complex in the SE marginal area of the Bohemian massif. On the basis of the major, minor and trace element contents, the amphibolites correspond to metabasalts of tholeiitic character. The pre-

dominant part of the studied samples is comparable with the mid-ocean ridge basalts of transitional character (T-type MORB). They exhibit slight enrichment in LIL and LREE. $(La/Yb)_N$ equals from 1 to 2.8. Only sample 5 has higher LIL and LREE concentrations with $(La/Yb)_N = 3.5$ and a positive anomaly in the Nb and Ta contents. The geochemical characteristics of the studied metabasalts point at their origin from the ocean crust. Their association with the metarhyolites, absence of andesitic metavolcanites, and the character of the metasediments adjacent to the amphibolites and granulites indicate that the present metabasites could have originated during the rifting in the marginal part of the continental crust or during collision of the continental crust and oceanic lithosphere.

1. Introduction

Numerous bodies of amphibolites associated with serpentinites (\pm garnet), eclogites and garnet-biotite acid granulites are common constituents of moldanubian high-grade metamorphic terrain in the SE part of the Bohemian Massif (fig. 1). These lens-shaped layers with dimensions varying from metres to kilometres and with variable thickness, are intimately associated with metasediments. Particularly in the western part of the studied area, the amphibolites are often interlayered with metasediments. Particularly in the western part of the studied area, the amphibolites are often interlayered with calc-silicate rocks, crystalline limestones, quartzites and gneisses. Many bands have been fragmented to varying degrees by boudinage. In the surrounding regions, outcrops of garnet-biotite gneisses (+perthite) and leucocratic migmatitic rocks are found. Field relationships were studied during geological investigations for maps on a scale of 1 : 25.000 (JENČEK

*) Author's address: OLGA MATĚJOVSKÁ, Geological Survey of Czechoslovakia, Malostranské nám. 18, 11821 Praha 1, ČSSR.



Fig. 1. Distribution of amphibolite occurrences in the highly crystalline unit on the SE margin of the Bohemian Massif compiled from the unpublished maps of MATEJOVSKÁ and JENČEK (1980).
 1 = amphibolites; 2 = serpentinites; 3 = acid granulites; 4 = complex of paragneisses and migmatites; 5 = Moravicum of Thaya and Svatka Domes; 6 = Variscan two-mica granite; 7 = faults and thrusts; 8 = sampling points, numbered.

Table 1.
 Representative mineral analyses of amphibolites from the SE margin of the Bohemian Massif.
 Mineral chemical data were obtained by electron microprobe analysis performed on an ARL-SEMQ machine at the Geological Survey in Prague (analysts JILEMNICKÁ, JAKES). The determination of Fe²⁺/Fe³⁺ was carried out using the CHAB-KOTREBA (1980) program.

	1. Jemnice						2. Menhartice			3. Police					4. Bítov n.D.		
	Amphibole			Garnet			Amphibole			Amphibole		Garnet			Amphibole		
	rim	core	rim	rim	core	rim	rim	core	rim								
SiO ₂	44.24	44.8	45.62	38.66	38.51	39.43	43.43	45.65	42.96	45.3	44.64	40.27	39.43	39.45	41.04	43.17	42.83
TiO ₂	1.7	0.97	0.81	0.18	0.24	0.09	2.49	1.03	2.03	2.86	2.21	0.32	0.06	0.32	2.34	0.95	0.99
Al ₂ O ₃	11.72	11.22	10.86	20.24	20.66	21.89	13.65	12.52	13.55	8.87	8.68	22.33	21.74	22.12	12.48	9.0	8.99
FeO ^{tot}	16.82	17.47	18.04	24.1	23.8	22.83	9.86	10.33	10.28	17.41	16.81	18.82	18.9	18.9	15.69	14.3	14.62
MnO	0.21	0.00	0.31	2.75	2.64	1.41	0.09	0.18	0.01	0.21	0.27	0.52	0.54	0.54	0.27	0.48	0.47
MgO	10.49	10.64	10.34	3.02	2.4	2.91	13.39	13.92	13.14	8.28	9.49	11.29	10.72	10.78	11.61	14.44	14.72
CaO	9.31	9.15	8.96	9.08	9.31	9.87	11.08	10.79	9.24	12.39	12.3	5.93	5.21	5.65	11.87	10.73	10.00
Na ₂ O	1.41	1.5	1.23	0.02	0.04	0.02	1.07	1.12	1.07	1.55	1.95	0.00	0.00	0.01	1.54	3.19	3.11
K ₂ O	0.86	0.74	0.53	0.01	0.02	0.01	1.28	0.34	1.23	1.27	1.28	0.00	0.00	0.00	1.05	1.14	1.06
Σ	96.76	96.49	96.70	98.06	97.62	98.46	96.34	95.88	93.51	98.14	97.63	99.48	96.60	97.77	97.89	97.4	96.79
Si	6.51	6.59	6.72	5.16	6.18	6.19	6.30	6.56	6.40	6.80	6.74	6.05	6.10	6.04	6.05	6.35	6.27
Ti	0.19	0.11	0.09	0.02	0.03	0.01	0.27	0.11	0.23	0.32	0.25	0.04	0.01	0.04	0.26	0.11	0.11
Al	2.03	1.95	1.89	3.18	3.90	4.05	2.33	2.12	2.38	1.57	1.55	3.94	3.96	3.98	2.17	1.56	1.55
Fe ³⁺	0.81	0.94	0.74				0.55	0.80	0.44	0.00	0.00				0.82	1.02	1.46
Fe ²⁺	1.26	1.21	1.49				0.64	0.44	0.84	2.18	2.12				1.11	0.74	0.33
Fe ^{tot}				2.68	3.18	2.99						2.36	2.44	2.41			
Mn	0.03	0.00	0.04	0.31	0.36	0.19	0.01	0.02	0.01	0.03	0.03	0.07	0.07	0.07	0.03	0.06	0.06
Mg	2.30	2.33	2.27	0.60	0.58	0.69	2.89	2.98	2.92	1.85	2.14	2.54	2.49	2.47	2.55	3.17	3.21
Ca	1.47	1.44	1.41	1.30	1.60	1.66	1.72	1.66	1.47	1.99	1.99	0.95	0.86	0.93	1.88	1.69	1.57
Na	0.40	0.43	0.35	0.00	0.00	0.00	0.3	0.31	0.45	0.57	0.25	0.00	0.00	0.00	0.44	0.91	0.88
K	0.16	0.14	0.1	0.00	0.00	0.00	0.24	0.06	0.23	0.24	0.25	0.00	0.00	0.00	0.20	0.21	0.20
(MG)–	0.52	0.52	0.5				0.7	0.7	0.69	0.45	0.5				0.56	0.64	0.64
Mg/(Mg+Fe ²⁺)	0.65	0.66	0.61				0.82	0.87	0.78	0.46	0.50				0.70	0.81	0.91
	5. Hornice			6. Třebelovice			7. Starý Petřín								8. Podhradí		
	Amphibole			Amphibole			Amphibole				Garnet				Amphibole		
	rim	core	rim				from symplectites								rim	rim	
SiO ₂	44.87	42.68	44.03	43.07	43.47	43.54	44.1	44.32	44.85	40.42	40.17	45.91	39.69	39.92	39.14	41.66	41.62
TiO ₂	2.06	2.24	2.18	1.75	1.82	1.82	1.73	1.7	2.44	2.47	2.00	1.39	0.00	0.21	0.13	1.01	0.95
Al ₂ O ₃	10.12	11.84	10.5	13.33	12.9	12.69	12.62	12.61	10.16	15.55	15.34	8.01	20.91	21.57	21.68	13.32	12.81
FeO ^{tot}	20.6	20.69	20.96	14.25	13.89	14.19	16.5	16.74	16.14	15.16	15.48	17.41	22.7	22.18	22.97	18.21	17.84
MnO	0.47	0.43	0.42	0.5	0.48	0.00	0.3	0.21	0.08	0.00	0.00	0.17	1.67	0.22	0.77	0.31	0.33
MgO	8.29	7.3	7.53	12.3	13.00	12.08	9.56	9.76	11.18	10.17	10.24	11.52	4.24	6.83	4.41	9.45	9.46
CaO	9.92	9.85	9.86	10.23	9.91	9.88	10.91	10.68	10.39	10.66	9.95	10.47	9.11	8.46	10.99	10.18	10.14
Na ₂ O	1.45	1.37	1.46	1.87	2.09	2.15	1.28	1.28	1.68	1.9	1.9	1.37	0.00	0.06	0.03	1.21	1.19
K ₂ O	1.03	1.29	1.3	0.67	0.69	0.63	0.68	0.73	0.87	1.18	1.23	0.61	0.00	0.02	0.00	1.57	1.38
Σ	98.81	97.69	98.24	97.97	98.25	96.98	97.68	98.03	97.79	97.51	96.31	96.86	98.32	99.47	100.12	96.92	95.72
Si	6.61	6.40	6.57	6.17	6.18	6.31	6.47	6.46	6.56	5.94	5.94	6.76	6.24	6.16	6.06	6.19	6.25
Ti	0.23	0.25	0.24	0.19	0.19	0.20	0.19	0.19	0.27	0.27	0.22	0.15	0.00	0.02	0.02	0.11	0.11
Al	1.76	2.09	1.85	2.25	2.16	2.17	2.18	2.17	1.75	2.69	2.67	1.39	3.87	3.92	3.95	2.33	2.27
Fe ³⁺	0.78	0.76	0.70	1.25	1.37	1.04	0.57	0.71	0.70	0.76	1.08	0.97				1.11	1.10
Fe ²⁺	1.76	1.83	1.91	0.45	0.28	0.68	1.46	1.33	1.28	1.11	0.83	1.18				1.15	1.14
Fe ^{tot}													2.97	2.85	2.97		
Mn	0.06	0.05	0.05	0.06	0.06	0.00	0.04	0.03	0.01	0.00	0.00	0.02	0.22	0.03	0.10	0.04	0.04
Mg	1.82	1.63	2.67	1.63	2.75	2.61	2.09	2.12	2.44	2.23	2.26	2.53	1.00	1.58	1.03	2.09	2.12
Ca	1.57	1.58	1.58	1.57	1.51	1.53	1.72	1.67	1.63	1.68	1.58	1.65	1.54	1.40	1.82	1.62	1.63
Na	0.41	0.40	0.42	0.52	0.58	0.60	0.36	0.36	0.48	0.54	0.54	0.39	0.00	0.00	0.00	0.35	0.35
K	0.19	0.25	0.25	0.12	0.13	0.12	0.13	0.14	0.16	0.22	0.23	0.11	0.00	0.00	0.00	0.30	0.26
(MG)–	0.41	0.38	0.39	0.6	0.62	0.6	0.5	0.5	0.55	0.54	0.54	0.54				0.48	0.48
Mg/(Mg+Fe ²⁺)	0.51	0.47	0.47	0.85	0.91	0.79	0.59	0.61	0.66	0.67	0.73	0.68				0.65	0.65

The Podhradí samples (Nr. 8) were taken from the Moravicum.

Table 2.
Analyses of amphibolites from the SE margin of the Bohemian Massif.
Calculated FeO in No 1 = 1,48; in No 2 = 11,52; No 5 = 8,77; No 6 = 7,73; No 8 = 8,19.

	1	2	3	3a	4	5	6	7	7a	8	9	10	11	12	13	14	15	16
SiO ₂	46.06	47.87	48.93		48.24	52.18	48.76	48.73		49.53	47.09	47.60	47.02	52.45	46.72	51.30	48.43	47.89
TiO ₂	1.45	1.93	1.73		2.07	2.50	1.59	2.31		1.90	0.31	1.61	0.67	2.21	1.74	2.38	1.81	1.66
Al ₂ O ₃	16.19	14.33	14.41		14.67	15.98	16.12	14.58		15.53	15.50	14.50	18.02	13.59	15.73	13.12	15.88	14.64
Fe ₂ O ₃ *)	11.82	13.34	1.54		1.66	10.72	10.52	2.83		11.51	3.71	2.83	2.08	1.70	3.39	1.37	2.26	2.63
FeO			9.05		8.48			9.34			13.58	7.97	5.85	9.40	6.70	12.00	8.59	9.26
MnO	0.21	0.22	0.18		0.16	0.35	0.18	0.20		0.20	0.12	0.20	0.16	0.19	0.19	0.22	0.24	0.21
MgO	7.87	6.92	7.04		6.16	5.15	6.94	5.98		5.74	2.88	7.34	8.31	6.17	7.36	5.55	6.36	9.96
CaO	12.82	10.81	10.70		11.35	8.43	10.10	10.23		9.71	10.80	11.85	13.68	8.48	12.28	8.74	10.62	7.64
Na ₂ O	2.53	2.66	2.75		2.43	1.77	3.94	2.43		3.33	2.46	3.06	1.70	2.96	2.46	2.82	2.76	2.94
K ₂ O	0.35	0.51	0.62		1.47	1.51	0.78	0.75		1.58	1.13	0.26	0.28	0.72	0.63	0.49	0.35	0.36
P ₂ O ₅	0.13	0.19	0.17		0.24	0.49	0.16	0.20		0.23	0.10	0.13	0.07	0.26	0.27	0.38	0.25	0.12
Σ	99.43	98.78	97.12		96.93	99.08	99.09	97.58		99.26	97.68	97.35	97.84	98.13	97.47	98.37	97.55	97.31
Trace elements [ppm]																		
Rb	<5	<5	13	24	7	49	6	2	28	63								
Sr	161	331	237	150	251	326	289	160	290	196								
Ba	70	130	143	328	67	670	200	104	345	180								
Y	27	35	31	26	18	32	24	41	9	30								
Nb	6	<5	<5	<5	<5	36	6	7	<5	11								
Zr	66	100	87	103	73	199	82	111	18	127								
V	313	409	318	310	357	221	305	422	354	290								
Cr	235	108	254	76	250	93	181	154	100	119								
Ni	114	43	41	35	70	62	74	49	20	39								
Co	44	58	45	36	31	34	44	35	38	39								
Cu	79	64	40	46	22	17	26	39	22	17								
Zn	101	119	69	99	121	107	26	92	108	104								
Pb	<5	<5	<5	8	29	<5	7	15	17	7								
Hf	2.36	3.54	4.78		2.75	7.29	1.83	3.45	1	2.57								
Ta	<1	<1	<1		<1	2.36	<1	<1	<1	1.16								
La	4.20	11.0	17.3		4.95	38.7	9.73	8.07	7.65	12.4								
Ce	23.6	30.3	27.1		22.0	66.2	19.5	19.9	21.5	33.6								
Sm	3.16	4.28	3.66		2.72	7.18	2.94	4.30	2.28	4.12								
Eu	1.29	3.53	1.26		0.98	2.39	1.14	1.62	1.06	1.58								
Tb	<1	1.45	1.13		<1	1.45	<1	1.51	<1	<1								
Yb	2.09	3.11	3.00		4.41	2.52	19.5	4.70	1	2.16								
Lu	0.31	0.60	0.58		0.47	0.53	0.39	0.70	0.26	0.40								
Th	<1	<1	2.47		2.32	3.96	<1	<1	<1	1.90								
Sc	41.9	47.4	34.9		34.3	26.7	32.9	39.4	32.1	36.6								
Cs	1.13	<1	<1		<1	2.76	1.32	<1	1.98	<1								
Sb	<1	<1	1.65		<1	<1	1.24	<1	<1	2.57								
U	<3	<3	<3		<3	<3	<3	<3	<3	<3								
Au	<0.05	<0.05	<0.05		<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05								

*) Fe₂O₃ was determined as total content.

et al., 1979, 1980, MATĚJOVSKÁ et al., 1978, 1980, 1983, 1985, DORNIČ et al., 1985). On the southern and eastern margins of this crystalline area, a significant fault separates the Moldanubicum from the less metamorphosed unit of Moravicum. The mutual relationship between the Moldanubian and Moravian units

are rather complex and have not yet been completely elucidated (DUDEK, 1962, JENČEK & DUDEK, 1971; FUCHS & MATURA, 1976, THIELE, 1976).

Moldanubian metasediments and meta-igneous rocks were metamorphosed at high pressures during the Precambrian and then affected by lower-pressure

metamorphism connected with migmatization. The granulite-amphibolite metamorphic facies are dominant. The present mineral association can be seen to have polymetamorphic character and the minerals of both metamorphic stages are still distinct. Amphibolites are represented by the hornblende + plagioclase ± garnet ± clinopyroxene ± quartz, mineral assemblage. Diablastic intergrowth of amphibole and plagioclase, which was observed in several places, may point to an earlier higher metamorphic stage of the present-day amphibolites. The regional migmatization common here, has not essentially affected the amphibolites, probably because of their more resistant character. Similar metamorphic development is also assumed for the adjacent high-pressure acid granulites and granulite gneisses. Their mineral assemblage contains quartz, K-feldspar (perthite), plagioclase (± antiperthite), biotite, garnet, kyanite and/or sillimanite (MATEJOVSKÁ, 1967).

Some of the premetamorphic history of the present rocks can be revealed by careful interpretation of entire rock geochemistry. This paper presents some major and trace element data for the amphibolite bodies from the SE margin of the Moldanubian high crystalline area, to complete an earlier geochemical study of acid granulites (FIALA et al., 1987) adjacent to amphibolites.

Fourteen localities were chosen for the geochemical study of the Moldanubian amphibolites and two further ones were taken for comparison from the neighbouring Moravicum unit. Of the samples, only most homogeneous and least migmatized were analysed. The numbers of the individual localities correspond to the numbers of mineral and rock analyses listed in table 1 and 2.

2. Petrographic Characteristics

The most common amphibolites are dark, almost black, finegrained, sometimes thinly layered rocks.

They range from weakly to strongly foliated. The predominant mineral is dark green or brown-green amphibole. Subordinate minerals include plagioclase, K-feldspar, sometimes clinopyroxene, accessory quartz, titanite, apatite, zirkon, magnetite, ilmenite and rutile. Symplectites of plagioclase with light-coloured green amphibole are present in garnet rich amphibolites, which occur in places. Amphiboles belong to the Mg-richer members of the calcic amphiboles group (LEAKE, 1978), with a $Mg/(Mg+Fe^2)$ ratio of 0.46–0.9. Their component *si* exhibit a variability which corresponds to magnesio-hornblende, tschermakitic hornblende and tschermakite (alumino-tschermakite) – fig. 2. The correlation between the chemistry of amphiboles and rocks is positive. The garnets present are characterized by relatively high Fe content and very variable Mg content, up to 2.54 (see table 1 and fig. 3). The changes in the garnet composition seem not correlate with the MgO contents in the rocks. The amphibole and garnet chemical analyses are listed in table 1.

Brief Characteristics of the Sample Localities

- 1) Outcrop from the SW periphery of the town of Jemnice. Finegrained, dark amphibolite rich in garnet, up to 1 cm in size. The vicinity of the outcrop contains frequent interlayers of biotite-amphibolite gneiss. An amphibolite body, one hundred meters in size, associated with acid granulites.
- 2) Menhartice Brook valley 1500 m NE of Menhartice. Finegrained amphibolite, rich in garnet over 1 cm in size forms boudines about one metre in size in grey crystalline limestone enclosed in a large amphibolite body about one kilometer in size. The vicinity contains acid granulite.
- 3) Quarry in the valley of the Želetavka River, 1500 m SE of Police. Dark, almost black, fine-grained, garnet bearing amphibolite alternates with metre-thick beds of hornblende-biotite gneiss and biotite gneiss. Amphibolite body about one kilometer in size enclosed in acid granulite.
- 4) Borehole 17 km NW of Bítov. Dark, fine-grained amphibolite partly with light-coloured thin layers, often alternating with biotite paragneisses. Amphibolite body with dimensions

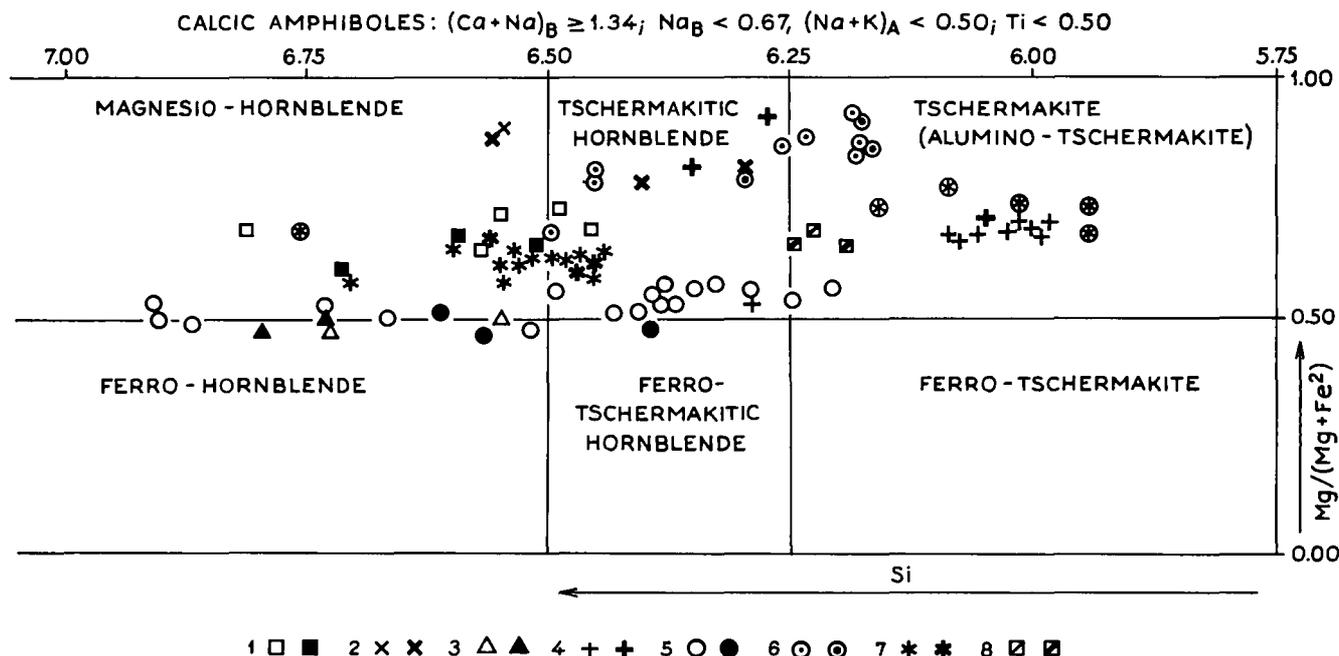


Fig. 2.

Composition of amphiboles from amphibolites of the SE margin of the Bohemian Massif. Plot of Si and $Mg/(Mg+Fe^2)$ according to LEAKE's classification (1978). 1 = Jemnice; 2 = Menhartice; 3 = Police; 4 = Bítov; 5 = Hornice; 6 = Třebelovice; 7 = Starý Petřín; 8 = Podhradí (Moravicum).

Full symbols are introduced in table 1.

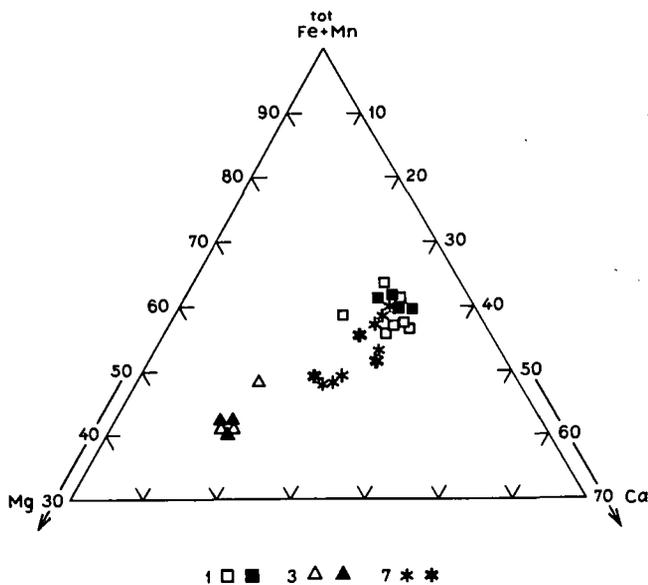


Fig. 3. Composition of garnet from amphibolites from the SE margin of the Bohemian Massif, plotted in terms of $Ca/(Ca+Fe+Mg+Mn)$; $Fe/(Ca+Fe+Mg+Mn)$; $Mg/(Ca+Fe+Mg+Mn)$. 1 = Jemnice; 3 = Police; 7 = Starý Petřín. Full symbols are introduced in table 1.

sions of several kilometers in the vicinity of acid granulite bodies.

- 5) The outcrops in the valley of the Bihanka River, 700 m west of Hornice. Dark, fine-grained amphibolite alternating with bands of biotite and quartz-gneisses. Tiny amphibolite strip in biotite gneiss.
- 6) Outcrop 1.5 km south of Třebelovice. Fine-grained, black amphibolite, in some places light-coloured thinly laminated. Tiny amphibolite layer in biotite gneiss.
- 7) Outcrops north of Starý Petřín. Tectonically limited block of Moldanubicum rocks inside Moravicum unit. Black, very fine-grained, massive amphibolite forms an almost two-km-wide body, associated with acid granulite.

- 8) Moravicum unit. Outcrops in the Dyje valley, north of Podhradí n. D. Black amphibolite with light-coloured bands in some places and interlayered by biotite gneiss or amphibole-biotite gneiss with a thickness of about one cm.
- 9) Outcrop in the Jevišovka River valley, 200 m east of Vevčice. Black amphibolite full of garnet grains (2–4 mm large). In the surroundings, small acid granulite occurrences, surrounded by leucocratic migmatitic rocks.
- 10) Quarry SW of Tulešice. Amphibolite body about one km in size. Massive, black amphibolite in the vicinity of an acid granulite body.
- 11) Dobřínsko Brook valley north of Dobřínsko. Black massive amphibolite very rich in garnet about one cm in size. Big amphibolite strip about one km in size on the periphery of an acid granulite body.
- 12) Quarry near the road E of Slavonice. Fine-grained, black amphibolite in beds several tens of metres in size, alternating with biotite gneiss. Tiny amphibolite strip in leucocratic migmatitic rocks. In the vicinity small, several hundred-meter large acid granulite bodies.
- 13) Outcrops 2.5 km SE of Sedlec (over the Jihlava river). Black massive amphibolite partly with light-coloured bands. Big amphibolite body several kilometers in size, inside the acid granulite body.
- 14) Outcrops in the brook valley 1 km south of Lhánice. Fine-grained amphibolite, garnetiferous, with some occurrences of rare clinopyroxene. Tiny amphibolite layer in the large granulite body.
- 15) Quarry 1 km NE of Vícenice. Fine grained amphibolite with subordinate light-coloured interlayers partly migmatized. Amphibolite body about one kilometer in size in the large acid granulite body. In the vicinity migmatized amphibolite of various types.
- 16) Moravicum unit. Quarry in the bank of the Vranov dam SW of Stítary. Massive amphibolite is accompanied in places by light-coloured bands.

3. Geochemistry

Previous studies of amphibolite chemistry were preliminary and were connected with geological investigations for geological maps on a scale of 1 : 25,000. The

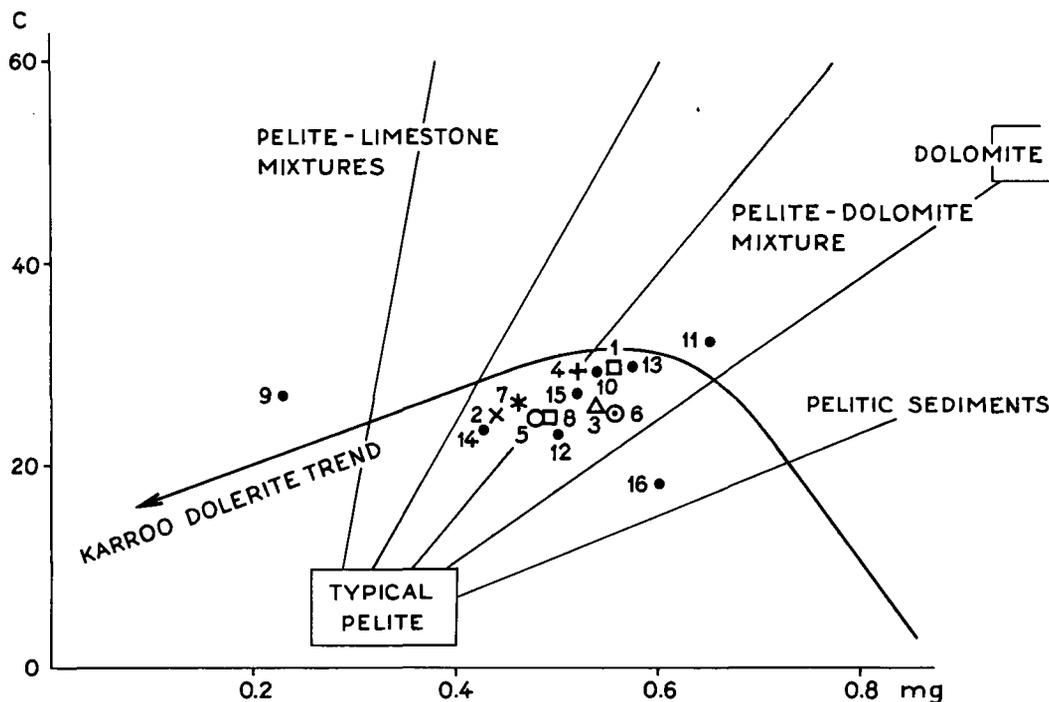


Fig. 4. Plots of NIGGLI's values of c and mg in amphibolites of the SE margin of the Bohemian Massif. Marked fields of pelitic and carbonaceous rocks after LEAKE (1964). Numbers of analysed samples from table 2; symbols 1–8 as in fig. 2.

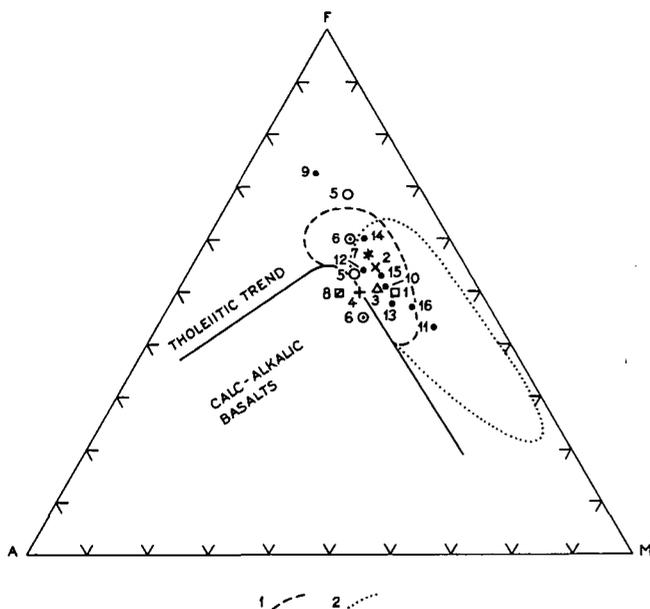


Fig. 5. Composition of amphibolites from the SE margin of the Bohemian Massif in terms of A ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$), F (FeO^{tot}) and M (MgO). Tholeiitic trend after KUNO (1960). For numbers of samples see table 2, symbols 1-8 as in fig. 2. 1 = field of amphibolites from the surroundings of Náměšť n.O. and Moravský Krumlov (SE part of the Bohemian Massif) after ŠICHTÁŘOVÁ (1981); 2 = field of amphibolites from the southern part of the Bohemian Massif (South Bohemia) after SUK (1971).

only chemical data (major elements) were collected by ŠICHTÁŘOVÁ (1981) for her thesis on amphibolites from Náměšť n. O. and Moravský Krumlov (eastern part of the studied area).

The present study of the amphibolites is based on 17 major element analyses and 8 trace and REE element analyses. The distribution of the studied localities in the field is shown in fig. 1. The contents of the major elements were determined by wet chemical analyses in the chemical laboratories of the Geological Survey in Prague (analyst M. HUKA). The contents of trace elements Rb, Sr, Ba, Y, Nb, Zr, Ti, V, Cr, Ni, Co, Cu, Zn, Pb were determined by XRF using the internal standard method, in the laboratories of the Geological Research in Brno (analyst L. JANAČKOVÁ). The concentrations of REE were obtained by INAA (instrumental neutron activation analysis) in GIP in Černošice (analyst J. MOUČKA).

The character of the major, minor and trace element distribution is usually considered as a significant criterion for the determination of the chemical affinity and geotectonic type of the source rock material. In metamorphosed rocks, the interpretation must be made with caution and petrogenetic considerations should be limited mainly to those elements which were immobile during metamorphism (e. g. Ti, Zr, Y, Cr, V, Ni and REE).

The bulk chemistry of the studied samples indicates the relative uniform nature of the contents of major and minor elements (tab. 2). The amphibolites in the studied

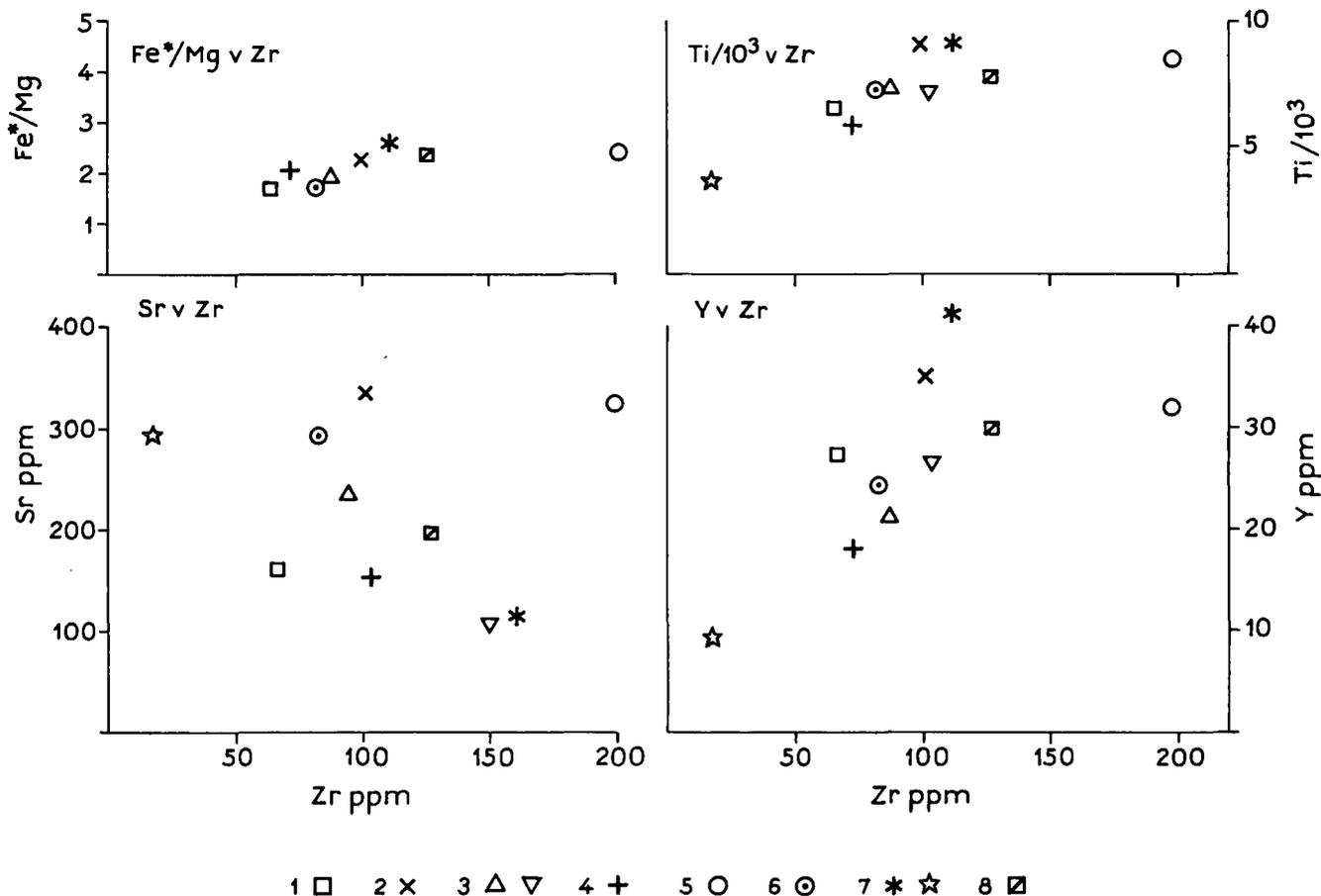


Fig. 6. $\text{Fe}^{\text{tot}}/\text{Mg}$, Sr, TiO_2 , Y with Zr relations. Rock analyses are listed in table 2. 1 = Jemnice; 2 = Menhartice; 3,3a = Police; 4 = Bítov; 5 = Hornice; 6 = Třebelovice; 7,7a = Starý Petřín; 8 = Podhradí (Moravicum). Symbols as in fig. 2.

area are generally considered as the metamorphic derivatives of basic magmatic rocks (volcanics). This origin is also confirmed by the major element concentrations in the studied samples. They follow the chemical trend of magmatic differentiation in the diagram of the Niggly *c*-mg values for the various rocks (fig. 4). The chemical affinity of the studied metabasalts to tholeiites is demonstrated in the ternary AFM diagram (fig. 5). The samples are enriched in iron and mostly depleted in alkalis. Only in samples no. 4, 5, 9 are the K_2O contents higher than 1 % (1.47, 1.51 and 1.13 %). The tholeiitic character is demonstrated by the presence of normative hypersthene and is supported by the positive correlation of Fe^{tot} vs. Fe^{tot}/Mg . Al_2O_3 is represented by values in the range 13–18 %. The similarity with tholeiites also reveals lower contents of SiO_2 (46–52 %) in the studied samples. TiO_2 values lie between 1.5 and 2.5 % and are below 1 % in only two samples. The CaO content is relatively constant, close to 10 %, MnO is less than 0.35 %, P_2O_5 is in the range 0.07 to 0.49 %.

When we compare the major element concentrations of the studied amphibolites with amphibolites from another part of SW Moravian Moldanubicum (ŠICHTÁŘOVA, 1981) and from the south Bohemian Moldanubicum (SUK, 1971), they are found to have a tholeiitic nature and have a very similar position in AFM diagram (fig. 5).

The trace element contents (table 2) indicate relatively higher values of the large-ion lithophile (LIL) elements, Rb ranges from 2 to 63 ppm, Th is up to 3.9 ppm, Ba is very variable and has some much higher values (67–670 ppm). U contents are less than 3 ppm and Sr contents are 150–331 ppm. The compatible elements – Cr and Ni are present in higher concentrations – 76 to 254 ppm and 20 to 114 ppm respectively. Variations of some major and minor elements are shown in fig. 6.

The chemical characteristics of the minor and trace element contents is also given in the multielement plot (fig. 7), normalized to the normal type (N-type) of mid-ocean-ridge basalt (MORB). The patterns mostly follow almost uniform trace element distribution with LIL element enrichment relatively to HFS (high-field strength elements), with higher abundances of Rb, Th, Ba, La and Ce. Some deviation was found for sample no. 5 and also sample no. 8, from the neighbouring Moravic geological unit. They have higher contents of LIL (Rb, Ba) and some HFS elements (Nb and Ta).

Rare-earth elements (REE) normalized to chondrite exhibit a differentiated character of distribution compared to the primitive distribution of chondrite (fig. 8). Neither Eu nor Ce anomalies have been observed although some enrichment in Ce and La can be traced.

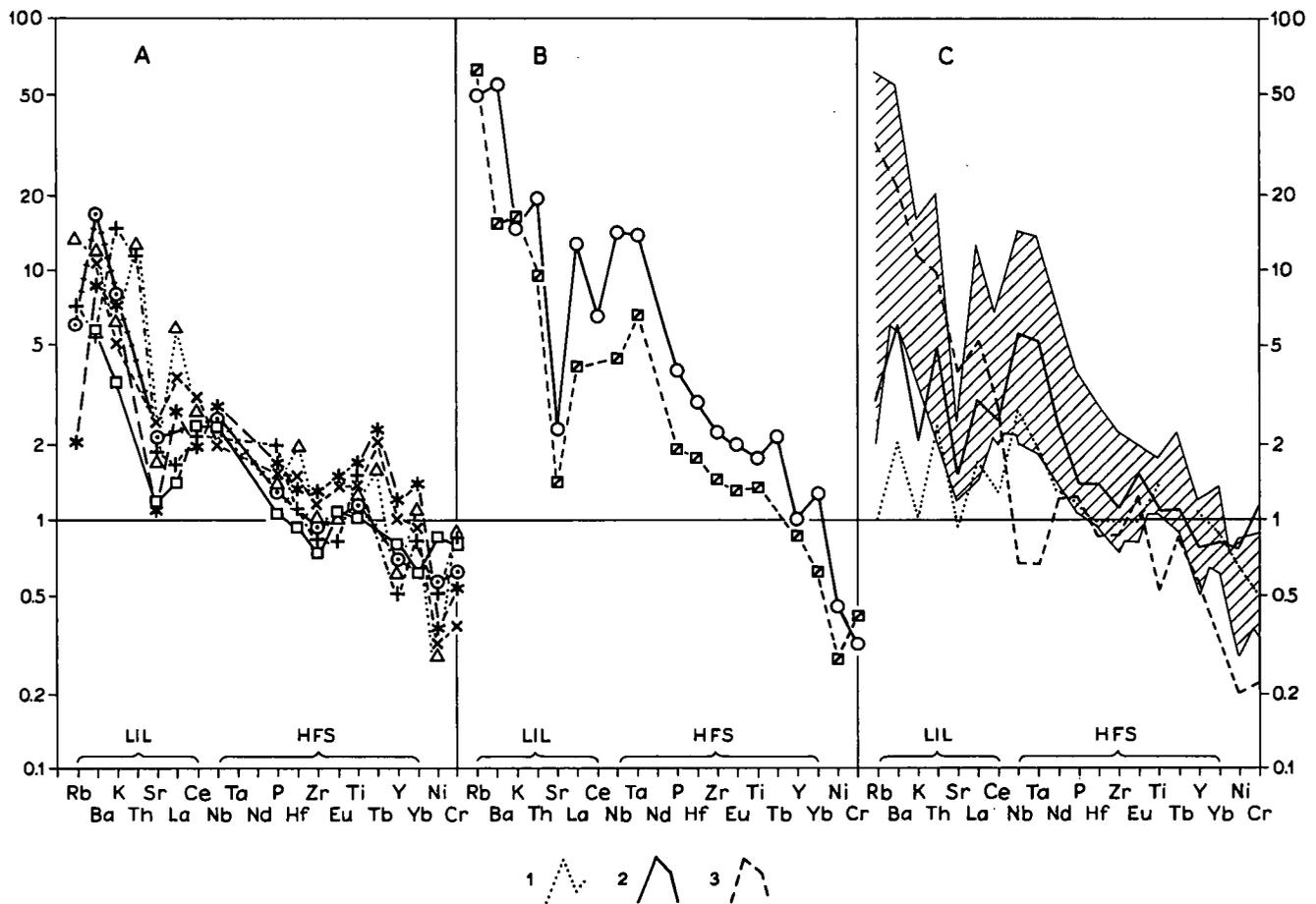


Fig. 7. Multielement diagrams of minor and trace elements of the amphibolites from the SE margin of the Bohemian Massif, normalized to N-type MORB. The normalizing values are taken from SAUNDERS & TARNEY, 1984, in: MILLWARD et al., 1984. A = samples 4,6,7; B = samples 5 and 8 (Moravicum); C = the field of the studied amphibolite samples compared with 1 = oceanic flood basalts from the Nauru Basin (SAUNDERS, 1984, in: MILLWARD et al., 1984), 2 = T-type MORB (Reykjanes), taken from WOOD et al. (1979), in: MILLWARD et al. (1984), 3 = island arc basalts – Mariana arc (SAUNDER & TARNEY, 1984, in: MILLWARD et al., 1984). The diagonally hatched area corresponds to the field of the studied samples.

The majority of samples exhibit distribution patterns comparable with the field of MORB (N-type basalts after MILLWARD et al., 1984). Their $(La/Yb)_N$ ratio is <2.8 and $(La/Sm)_N$ ratio is <2.6 . In detail two varieties can be distinguished: Type A₁ (samples 1, 4, 7, 7a), closer to MORB with $(La/Yb)_N$ equal to 1, and Type A₂ (samples 2, 3, 6) with slightly higher La, Ce values with $(La/Yb)_N$ higher than 1. In the diagram (fig. 8) type A also corresponds to the field of eclogites associated

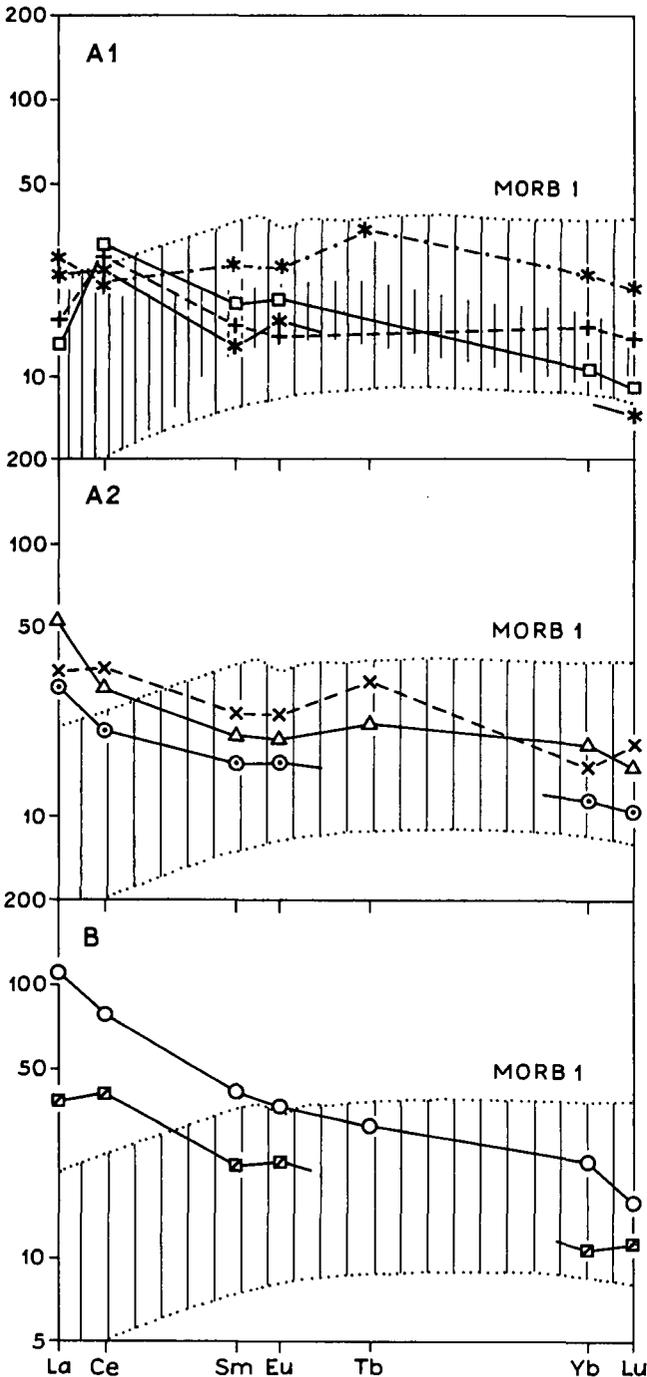


Fig. 8. REE normalized to chondrite (HASKIN et al., 1986) diagrams for the amphibolites from the SE margin of the Bohemian Massif compared with REE patterns for MORB 1 (N-type MORB). Data taken from Volcanism Study Project (1981) in COISH et al. (1986). The finer vertically hatched region corresponds to the field of REE patterns of eclogites associated with the studied amphibolites (FEDIUKOVÁ-DUDEKJ, 1974). A₁ = samples 1,4,7,7a; A₂ = samples 2,3,6; B = samples 5 and 8 (Moravicum). Symbols as in fig. 6.

with the studied amphibolites. Only two samples (no. 5 and no. 8) have another type of REE distribution, with higher contents of Sm (no. 5), La and Ce. Their $(La/Yb)_N$ ratios are 3.5 and 5.3; $(La/Sm)_N$ is 1.65 and 2.96. In the diagram (fig. 8) they correspond to the Type B.

4. Discussion

Although the determination of the geotectonic provenance of the metamorphosed rocks is very difficult, some facts do follow from these considerations. The distribution patterns of the trace elements and REE for the studied amphibolites mostly exhibit a similarity with MORB, and the multielement plots exhibit a certain tendency to approach to the T-type (transite Type) of MORB. In addition, the tectonic discriminant diagrams (fig. 9, 10) reveal some relationships between the studied metabasalts and the T-type ocean floor

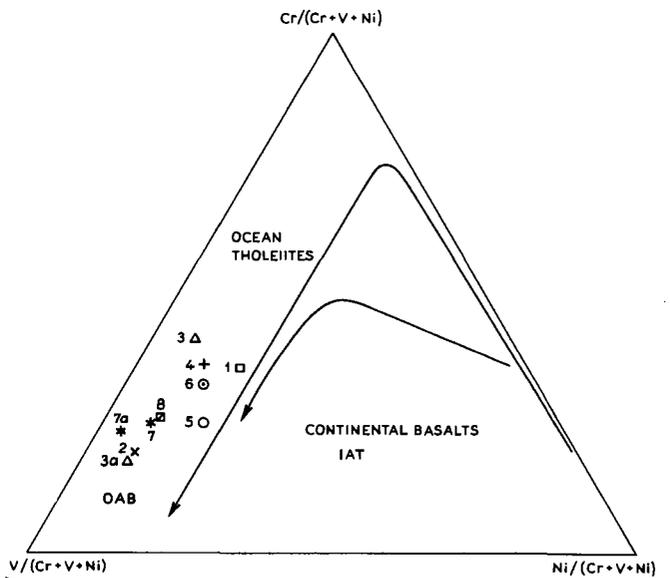


Fig. 9. Studied samples in discriminant diagrams in terms of $Cr/(Cr+V+Ni)$; $V/(Cr+V+Ni)$; $Ni/(Cr+V+Ni)$ after PEARCE & CANN (1975).

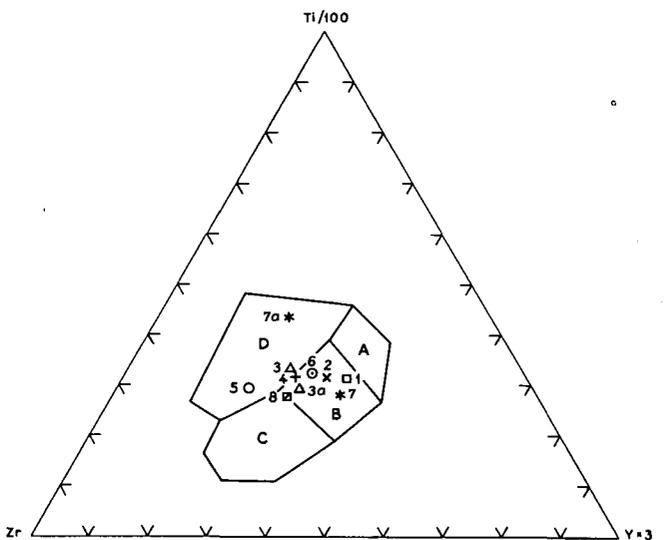


Fig. 10. Studied samples in tectonic discriminant diagram in terms of $Zr-Ti/100-Yx3$ after PEARCE & CANN (1973).

tholeiites (MILLWARD et al., 1984). The higher LIL concentrations indicate a certain similarity with the basalts familiar from the environments of the marginal basins. This type of origin is also supported by the field relationships of present-day amphibolites, which form lens-shaped stripes several hundred metres in size, alternating with multiple paragneisses, quartzites and carbonate rocks, similarly to the submarine basalt flows near the ocean margin, while MORB form bodies with a large size and a huge thickness. The presence of the original argillaceous and arenaceous metasediments in the surroundings of the amphibolites indicates their sedimentation not too far from the actively eroded continent.

5. Conclusions

The studied samples of amphibolites are basaltic in composition. The major and minor element contents place them among tholeiitic basalts. They are relatively depleted or have an only slightly light REE enriched distribution, with a flat pattern shape with $(La/Yb)_N = 1$ to 2.8 (in sample 5 and 8 $[La/Yb]_N = 3.5$ and 5.3). The character of the trace element distribution is mostly similar to that of T-type basalts (MILLWARD et al., 1984); in sample 5 (and 8) they exhibit LIL enrichment and higher Nb and Ta contents. The slight enrichment in alkali elements (Rb, Ba, K) is higher than in the Transite type of MORB, but is mostly lower than in island arc tholeiites.

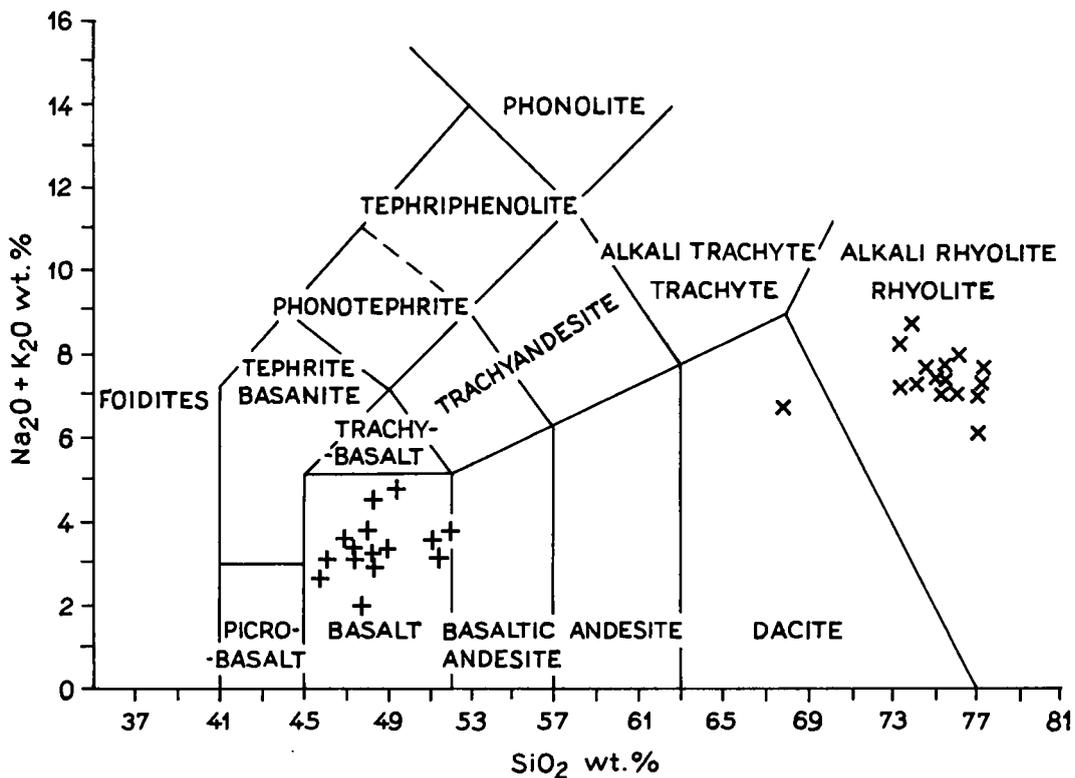
The typical feature of the studied area is the common occurrence of the amphibolites together with the acid granulites (with negative Eu anomaly), which are considered as metarhyolites, and are comparable with the rhyolites from the orogenic areas (FIALA et al., 1987). The intermediate members – andesites, common in the typical volcanic orogenic associations are here absent (fig. 11). Geochemically contrasting volcanic associations are usually described for areas of immature island arcs, rifted tectonic environments, or collision zones, developed in the marginal parts of the continental crust. Also the character of the present metasediments, which are intimately associated with the amphibolites and granulites, indicates the origin in the sedimentary basin in the marginal zone of the continental crust.

Acknowledgements

The author wishes to thank A. DUDEK and J. WALDHAUSEROVÁ for their critical reading of the manuscript.

References

- COISH, R. A., PERRY, D. A., ANDERSON, C. D. & BAULEY, D.: Metavolcanic rocks from the Stowe formation, Vermont: remnants of ridge and intraplate volcanism in the Iapetus ocean. – *Am. Jour. Sci.*, **286**, 1–28, New Haven 1986.
- DORNIČ, J. et al.: Textové vysvětlivky k základní geologické mapě ČSSR 1:25.000, list Miroslav. – MS, ÚÚG Praha, Prague 1985.



1 + 2 x

Fig. 11. Studied amphibolites and the adjacent acid granulites in the total alkali silica (TAS) diagram after LE MAITRE (1984). 1 = amphibolites (studied samples); 2 = acid granulites from the SE margin of the Bohemian Massif (for chemical analyses see FIALA et al., in press).

- DUDEK, A.: Zum Problem der Moldanubischen Überschiebung im Nordteil der Thayakuppel. – *Geologie*, **11/7**, 757–791, Berlin 1962.
- DUDEK, A., MATĚJOVSKÁ, O. & SUK, M.: Gföhl orthogneiss in Moldanubicum. – *Krystallinikum*, **10**, 67–78, Praha 1974.
- FEDIUKOVÁ, E. & DUDEK, A.: Eclogites of the Bohemian Moldanubicum. – *N. Jb. Miner. Abh.*, **121/2**, 127–159, Stuttgart 1974.
- FIALA, J., MATĚJOVSKÁ, O. & VAŇKOVÁ, V.: Moldanubian Granulites: Source material and geotectonic considerations. – *N. Jb. Miner. Abh.*, **157/2**, 133–165, Stuttgart (1987).
- FUCHS, G. & MATURA, A.: Zur Geologie des Kristallins der südlichen Böhmisches Masse. – *Jb. Geol. B.-A.*, **119**, 1–43, Wien 1976.
- HASKIN, L. A., HASKIN, M. A., FREY, F. & WILDEMAN, T. R.: Relative and absolute terrestrial abundances of the rare earth elements. – In: AHRENS, L. H.: *Origin and distribution of elements*, 889–912, New York (Pergamon Press) 1968.
- JENČEK, V. & DUDEK, A.: Beziehungen zwischen dem Moravikum und Moldanubikum am Westrand der Thayakuppel. – *Věstník ÚÚG*, **46**, 331–338, Prague 1971.
- JENČEK, V. et al.: Vysvětlivky k základní geologické mapě ČSSR 1 : 25.000, list Vranov. – MS, ÚÚG Praha, Prague 1979.
- JENČEK, V. et al.: Vysvětlivky k základní geologické mapě ČSSR 1 : 25.000, list Jemnice. – MS, ÚÚG Praha, Prague 1980.
- KUNO, H.: High alumina basalts. – *J. Petrol.*, **1**, 2, 121–145, Oxford 1960.
- LEAKE, B. E.: Nomenclature of amphiboles. – *Miner. Petrogr. Acta*, **22**, 195–224, Bologna 1978.
- LE MAITRE, R. W.: A proposal by the IUGS Subcommittee on the Systematics of Ingeous rocks for a chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali silica (TAS) diagram. – *Aust. J. Earth Sci.*, **31**, 243–255, Melbourne 1984.
- MATĚJOVSKÁ, O. et al.: Petrogenesis of the Moldanubian granulites near Náměšř nad Oslavou. – *Krystallinikum*, **5**, 85–103, Prague 1967.
- MATĚJOVSKÁ, O. et al.: Vysvětlivky k základní geologické mapě ČSSR 1 : 25.000, list Jevišovice. – MS, ÚÚG Praha, Prague 1978.
- MATĚJOVSKÁ, O. et al.: Vysvětlivky k základní geologické mapě ČSSR 1 : 25.000, list Nové Syrovice. – MS, ÚÚG Praha, Prague 1980.
- MATĚJOVSKÁ, O. et al.: Vysvětlivky k základní geologické mapě ČSSR 1 : 25.000, list Višňové. – MS, ÚÚG Praha, Prague 1983.
- MATĚJOVSKÁ, O. et al.: Vysvětlivky k základní geologické mapě ČSSR 1 : 25.000, list Slavonice. – MS, ÚÚG Praha, Prague 1985.
- MILLWARD, D., MARRINER, C. F., SAUNDERS, A. D.: Cretaceous tholeiitic volcanic rocks from the Western Cordillera of Colombia. – *J. Geol. Soc. London*, **141**, 847–860, London 1984.
- PEARCE, J. A., CANN, J.: Tectonic setting of basic volcanic rocks using trace element analyses. – *Earth Planet. Sci. Lett.*, **19**, 290–300, Amsterdam 1973a.
- PEARCE, J. A. & CANN, J. R.: Basalt geochemistry used to investigation part tectonic environment on Cyprus. – *Tectonophysics*, **25**, 41–68, Amsterdam 1973b.
- SAUNDERS, A. D. & TARNEY, J.: The geochemical characteristics of basaltic volcanism within back-arc basins. – In: KOKELAAR, B. P., HOWELLS, M. F., ROACH, R. A.: *Volcanic processes in Marginal Basins*. – *Spec. Publ. geol. Soc. London*, London in press.
- SUK, M.: Petrochemistry of moldanubian amphibolites; geochemie. (Geochemical methods and data). – 9–57, ÚÚG Praha, Prague 1971.
- ŠICHTÁŘOVÁ, I.: Moldanubian amphibolites in the area SE of Náměšř nad Oslavou. – *Věstník ÚÚG*, **56**, 4, 203–214, Prague 1981.
- THIELE, O.: Ein westvergenter kaledonischer Deckenbau im niederösterreichischen Waldviertel? – *Jb. Geol. B.-A.*, **119**, 75–81, Wien 1976.
- WOOD, D. A., TARNEY, J., VARET, J., SAUNDERS, A. D., BOUGAULT, H., JORON, J. L., TREUIL, M. & CANN, J. R.: Geochemistry of basalts drilled in the North Atlantic by IPOD Leg. 49: implications for Mantle heterogeneity. – *Earth planet. Sci. Lett.*, **42**, 77–79, Amsterdam 1979.

Manuskript bei der Schriftleitung eingelangt am 13. März 1987.

Deformationsereignisse im Grenzraum Radstädter Tauern/Hohe Tauern abgeleitet aus mesoskopischen Strukturen

Von WERNER SCHWAN & REINHOLD ROSSNER*)

Mit 15 Abbildungen

Salzburg
Radstädter Raum
Strukturtektonische Analyse
Deformationsereignisse
Querfalten-Entstehung
Orogenese
Plattentektonik

Österreichische Karte 1 : 50.000
Blätter 126, 127, 156, 157

Inhalt

Zusammenfassung	505
Abstract	505
1. Einleitung: Strukturtektonische Untersuchungen im Radstädter Raum	506
2. Deformation I, Hauptstrukturen: Groß- und Leitstrukturen mit Deckenbahnen, \pm liegenden Falten und Schieferung mit dominierender N-Vergenz	508
3. Diskussion der Querfalten-Phänomene	513
4. Deformation II: Längsfalten, Aufschiebungen und Schubklüftung mit S- und N-Vergenzen	515
5. Deformation III: Autonome Querfalten mit \pm N+S-Streichen	520
6. Deformation IV: Bruchtektonische Vorgänge, Längs- und Diagonalstörungen	522
7. Chronologische Abfolge der Deformationen $D_I - D_{IV}$ und deren Relation zu großtektonischen Ereignissen im Radstädter Raum	522
8. Zur Zeitlichkeit der orogenen Bewegungen im Radstädter Raum und deren mögliche Beziehung zu plattentektonischen Prozessen	525
Literatur	526

Zusammenfassung

Die Strukturtektonik des Grenzraumes Radstädter Tauern/Hohe Tauern wird untersucht. Die charakteristischen Gefügetypen werden abgebildet und gedeutet. Mit seinem großartig entwickelten und aufgeschlossenen meso- und makroskopischen Strukturintervall bietet der Radstädter Raum ein Musterbeispiel für solche Forschungen. Dieses Inventar erlaubt eine eingehende kleintektonische Analyse, die Gliederung in Leit- und Nebenstrukturen sowie in reine und gemischte Strukturen, die formale Ableitung der Natur der Großformen aus den mesoskopischen Leitstrukturen sowie die Feststellung von vier \pm phasenhaft eingetretenen Deformationsereignissen, die diesen Gebirgsraum der zentralen Ostalpen polyorogen gestaltet haben.

Im Zeitablauf folgen aufeinander D_I mit N-vergenten Decken und liegenden bis tauchenden Falten, D_{II} mit wechselvergenten Längsfalten und Schubflächen, D_{III} mit autonomen Querfalten und D_{IV} mit Längs- und Diagonalbrüchen. Die Entstehung der Querfaltenphänomene wird diskutiert, die teils auf Rotation liegender Längsfalten von E- in N-Richtung und teils auf E-W-Einengung zurückgehen. Die Relation der einzelnen mesoskopischen Strukturtypen zu großtektonischen Ereignissen und die mögliche zeitliche Einordnung der orogenen Bewegungen werden untersucht. Speziell austrische und pyrenäische, auch savische und jüngere Phasen dürften wirksam gewesen sein.

Neben der Feststellung der Grundlinien der Deformationsgeschichte $D_I - D_{IV}$ treten neue Fragen auf, z.B. genauere strati-

graphische Einordnung der Deformationsphasen und der Untergliederung in Teilakte. Mögliche Beziehungen zwischen den Deformationsereignissen, orogenen Phasen und plattentektonischen Prozessen werden untersucht.

Abstract

The structural geology of a specific region along the tectonic boundary of the Radstädter Tauern/Hohe Tauern mountains is examined. Characteristic fabric types are described and interpreted. The Radstadt region with its extremely well developed and exposed structural forms in the meso- and macroscopic scale is a prime example for that kind of research. A thorough analysis of small-scale structures, which includes the classification of key and accessory structures and of simple and composite structures can easily be conducted. The nature of large-scale deformations can be deduced from key structures in the mesoscopic scale and four \pm phase-like orogenic events of deformation can be established. These are responsible for the polyorogentic nature of the central Eastern Alps.

In the course of events D_I predates with north verging nappes being followed by D_{II} with changing vergences of striking folds and thrust planes. It is succeeded by D_{III} with autonomous oblique folds and consecutively by D_{IV} with longitudinal faults and diagonal strike-slip faults. The formation of differing types of oblique folds can partially be attributed to a rotation of recumbent striking folds from an eastern to a northern direction and partially to shortening in east-west direction. The relationship of the individual mesoscopic types of structures with large-scale tectonic events and a possible time-correlation with orogenic movements will be discussed. Especially the Austrian, the Pyrenean, the Savian and younger phases are considered to be effective.

*) Anschrift der Verfasser: Univ.-Prof. Dr. WERNER SCHWAN, Univ.-Prof. Dr. REINHOLD ROSSNER, Institut für Geologie und Mineralogie der Universität Erlangen-Nürnberg, Schloßgarten 5, D-8520 Erlangen.

Besides the identification of main tendencies of the deformational history (D_I – D_{IV}) new problems like a more thorough stratigraphic arrangement of deformational phases and their subdivision into single steps arise. Possible interrelationships between the deformational events and orogenic and plate tectonic processes are investigated.

1. Einleitung: Strukturgeologische Untersuchungen im Radstädter Raum

Die vorgelegte Darstellung gehört in eine Reihe von 1954 mit dem Ziel begonnenen Arbeiten, die Strukturtektonik in der NE-Randzone des Tauernfensters und in dessen Rahmen in den Radstädter Tauern aufzunehmen und zu deuten.

Durch eingehende stratigraphisch-lithologische Untersuchungen und Detailkartierungen in den südlichen Radstädter Tauern (KÖBER, 1912, 1922, 1955; CLAR, 1937, 1940; TOLLMANN, 1956, 1958) und der östlichen Hohen Tauern (EXNER, 1951, 1954) war das früher zeitweilig umstritten gewesene Tauernfenster der Ostalpen erneut bestätigt worden.

Mit systematischen strukturgeologischen Untersuchungen, wie sie speziell z.B. in außeralpinen variszischen Gebirgsgebieten durchgeführt worden waren, sollten andererseits die in der Grenzzone Hohe Tauern/Radstädter Tauern vorhandenen mesoskopischen Strukturen erfaßt und nach Typen gegliedert werden, um den Großbau dieser Grenzzone gefügetektonisch näher zu analysieren und zu bestimmen und Aussagen über seine Deformationsgeschichte zu gewinnen (vgl. SCHWAN, 1958, 1965; ROSSNER, 1976, 1979).

Dabei und bei den späteren Arbeiten (VOGGENREITER, 1984; SONDERMANN, 1984; KRONMÜLLER, 1983; SCHARF, 1983) ging es nicht nur darum, „weitere zusätzliche Aussagen über den Deckenbau“ zu gewinnen, sondern um die Feststellung neuer Aspekte dieses Baues, so

- 1) um die unmittelbare Sichtbarmachung der Decken-
tektonik durch die sie reflektierenden „Leitstruk-
turen“ unter den kleintektonischen Formen, die den
Großbautypus im kleinen widerspiegeln,
sowie
- 2) um die Abtrennung anderer, nicht damit zusammen-
hängender Gefüge („Nebenstrukturen“)
und
- 3) um die Feststellung der verschiedenen Deforma-
tionsereignisse in der Grenzzone Hohe Tauern/Rad-
städter Tauern, die im folgenden kurz als Radstädter
Raum bezeichnet wird.

Diese Untersuchungen erschienen umso notwendiger, als in der Grenzzone Pennin/Unterostalpin etwa zwischen Wagrain und Katschberg-Paß eine problematische Vielfalt von Strukturtypen anzutreffen war, die es formal und nach dem relativen Alter zu gliedern galt, um die einzelnen, nacheinander folgenden Deformationsphasen zu ermitteln. Diese Grenzzone erwies sich für die vorgenannten Aufgaben aus mehreren Gründen als besonders geeignet.

Innerhalb des gesamten Grenzraumes nordöstliches Tauernpennin/Radstädter Unterostalpin lassen sich aufgrund verschiedener tektonischer Gestaltung drei Teilbereiche unterscheiden:

- 1) Die N-Randzone der Hohen Tauern zwischen Zell
am See und Wagrain.

- 2) Die NE-Randzone der Hohen Tauern mit Radstädter
Tauern zwischen Wagrain und St. Michael im Lun-
gau.
- 3) Die E-Randzone des Tauernfensters zwischen St.
Michael und dem Katschbergpaß.

Die N-Randzone hat bei tektonischen Reduktionen starke jüngere Versteilungen aller s-Flächen und Strukturpositionen erfahren, während in der E-Randzone das Unterostalpin sehr stark ausgedünnt und durch jüngere Querfalten mit N–S-Streichen besonders überprägt worden ist. Hingegen blieb in der NE-Randzone der Hohen Tauern und den angrenzenden Radstädter Tauern wie im Schutzraum eines toten Winkels der Deckenbau mit älteren, noch z.T. vollständiger entwickelten Schichtserien (Unterostalpin) über jüngeren Gesteinen (Pennin) in seiner primären Anlage weitgehend erhalten. Nur hier existiert noch weithin für die Großbaudeutung wichtige flache Position bzw. das ursprünglich geringere N-Einfallen von Schichten und Bewegungsbahnen. D.h. nach N absteigender Deckenbau der Radstädter Tauern mit älteren Unterostalpin-Schichten im N oben über jüngeren Pennin-Schichten des Tauernfensters im S unten und somit Deckentransport von S nach N kann hier noch in reiner Form in großen wie in kleinen Strukturen studiert werden. Derartig starke Strukturüberprägungen wie an den N- und an den E-Rändern des Tauernfensters haben im Radstädter Raum nicht stattgefunden. Daher treten hier Mischstrukturen infolge mehrerer Deformationen nicht so stark hervor wie in den beiden Randzonen im N und E, sind jedoch für eine Analyse zur Feststellung der Deformationsereignisse deutlich erkennbar ausgeprägt. Auch zur Frage des Auftretens von N- und S-vergenten Schubflächen und für deren unterschiedliche Bedeutung, wobei letztere früher für das Tauernproblem eine große Rolle spielten, sowie zur Frage verschiedenartiger Querfaltenbildungen liefert das Untersuchungsgebiet zahlreiche Beobachtungen und Anhaltspunkte.

Das häufige Vorkommen gut geschichteter, deformationsfreundlicher Sedimentfolgen sowie die z. T. vorzüglichen Aufschlüsse in Gebirgsgipfeln und -graten und in tief eingeschnittenen Talgebieten des Radstädter Raumes kommen strukturtektonischen Arbeiten sehr zugute. So hat der Grenzraum Hohe Tauern/Radstädter Tauern für die Klärung der Strukturtektonik eine Schlüsselstellung.

Bei der kleintektonischen Analyse eines alpinotypen Gebirges kommt es einerseits vor allem darauf an, aus dem beobachtbaren vielfältigen Strukturinventar diejenigen Formen herauszufinden, die in genetischem und zeitlichem Zusammenhang mit den Großstrukturen stehen, hier also mit dem Deckenbau bzw. Hauptfaltenbau. Da solche mesoskopischen Formen unter den gleichen physikalischen Bedingungen und synchron mit den Großbau-Strukturen entstanden, spiegeln sie diese in Stil und Lage im kleinen wieder. Sie sind daher zu deren formaler Ableitung geeignet und somit „Leitstrukturen“ (vgl. SCHWAN, 1964, 1965a).

Davon sind die nach Typ und Verlauf abweichenden „Nebenformen“ zu unterscheiden und zu trennen, die keine direkte Beziehung zum Großbau (hier Deckenbau) haben, weil in ihnen verschiedene, zumeist schwächere Beanspruchungen zum Ausdruck kommen, die i. a. älter oder jünger als die Hauptstrukturen (= Groß- und Leitformen) bzw. als die Hauptbeanspruchung sind und sich i. a. nicht in großtektonischen Formen ausdragen.

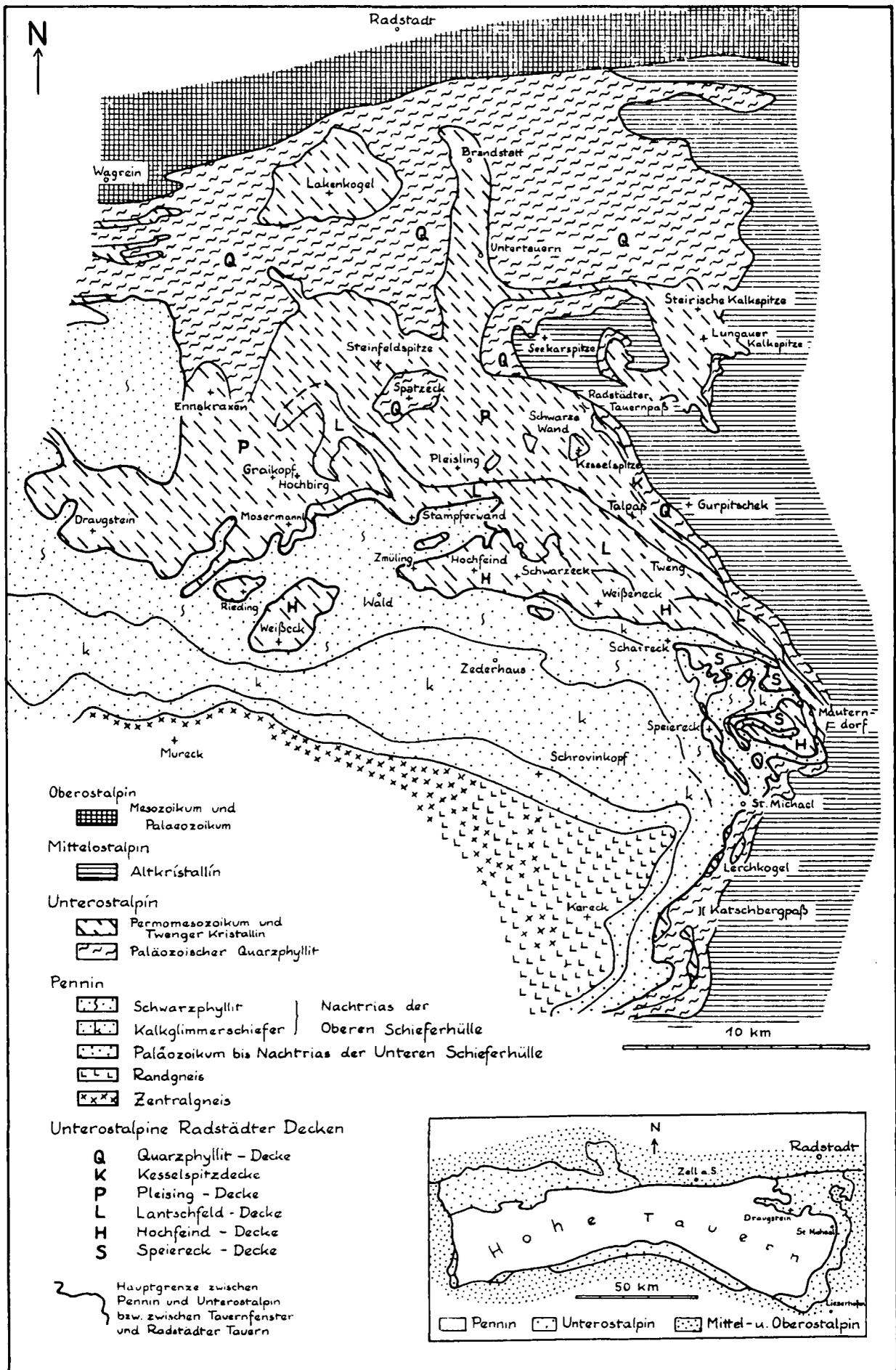


Abb. 1. Tektonischer Überblick des Grenzraumes Nordöstliche Hohe Tauern – Radstädter Tauern (= Radstädter Raum) mit E-Ecke des Tauernfensters (u.a. nach Kartendarstellungen von A. TOLLMANN, 1963, etwas umgezeichnet).

Mit dieser Arbeitsmethode kann man einerseits die strukturtektonischen Charakterzüge des Deckenbaues im Detail aufzeigen, andererseits auch die verschiedenen Nebenstrukturen nach Typ und Richtung erfassen und aus dem gesamten Belegmaterial der vorhandenen Gefügestrukturen die Deformationsabfolge festzustellen versuchen, d. h. den schrittweisen Ablauf der orogenen Kinetik nachvollziehen. Die heutige Gesamtstruktur des Gebirges resultierte aus der Interferenz einer Reihe von Deformationsvorgängen.

Der Zweck der folgenden Ausführungen ist es, das Spektrum der Verformungs- und Bewegungsereignisse im nordöstlichen Grenzbereich der Hohen Tauern und der Radstädter Tauern zu ermitteln, soweit es sich aus mesoskopischen Gefügen ableiten läßt. Dabei erlauben reine Strukturformen Aussagen über die jeweiligen Beanspruchungen (Charakter, Intensität, Vektoren), und speziell die leitenden Formen vermögen zur Entschleierung der Hauptbeanspruchung beizutragen. Die Mischformen aus verschiedenen Gefügen können zur Klärung der zeitlichen Abfolge der einzelnen Deformationsakte genutzt werden. Ganz allgemein wie auch im Hinblick auf die Radstädter Tauern und die NE-Randzone der Hohen Tauern hatte vor allem TOLLMANN (1975, S. 309) den Wert der kleintektonischen Strukturanalyse betont und dabei die eminente Bedeutung der Leitstrukturen für die Ableitung der Großtektonik und die Genese des Gebirgsbaues erkannt.

Im Hinblick auf die Einteilung von Strukturen nach Größenordnungen liegt im Untersuchungsgebiet folgende Reihung vor:

- I) Tauernfenster (Pennin) und Radstädter Deckenstapel (Unterostalpin)
 - l) Einzeldecken, z. B. im Radstädter System von unten nach oben
 - 1) Speiereck-Decke,
 - 2) Hochfeind-Weisseneck-Decke
 - 3) Lantschfeld-Decke
 - 4) Pleisling-Decke
 - 5) Kesselspitz-Decke
 - 6) Quarzphyllit-Decke),
- II) Falten von Berggröße (z. B. Hochfeind-Sattel, Schwarzzeck-Mulde),
- IV) Kleinstrukturen (z. B. mesoskopische Falten).

Die Natur der Deformationsvorgänge und deren Aufeinanderfolge lassen sich dann speziell anhand der direkt beobachtbaren Strukturen III. und IV. Größenordnung ermitteln.

2. Deformation I, Hauptstrukturen: Groß- und Leitstrukturen mit Deckenbahnen, ±liegenden Falten und Schieferung mit dominierender N-Vergenz

In der Oberen Schieferhülle der N-Rahmenzone des Pennins sind Hinweise auf die Natur der 1. Deformation, die zugleich die Hauptbeanspruchung ist, durch i. a. weithin einheitlich WNW-ESE oder W-E-streichende und ca. 30°-40° NNE bis N-einfallende, sehr engständige s-Flächen einer dominierenden Parallelschieferung in Phylliten gegeben, die mit Materialgrenzen zwischen verschiedenen Phyllitarten (Hell-,

Schwarz-, Grünphylliten) oder zwischen Phylliten und Kalkglimmerschiefern, Marmoren, Quarziten oder Grünsteinlagen ±übereinstimmt. Damit verbunden sind sehr spitzwinklig ein älteres s (? z. T. Schichtung, z. T. ältere Schieferung [s. unten]) schneidende, N-fallende Scher- oder Schubflächen mit Schleppungen in N-Rich-

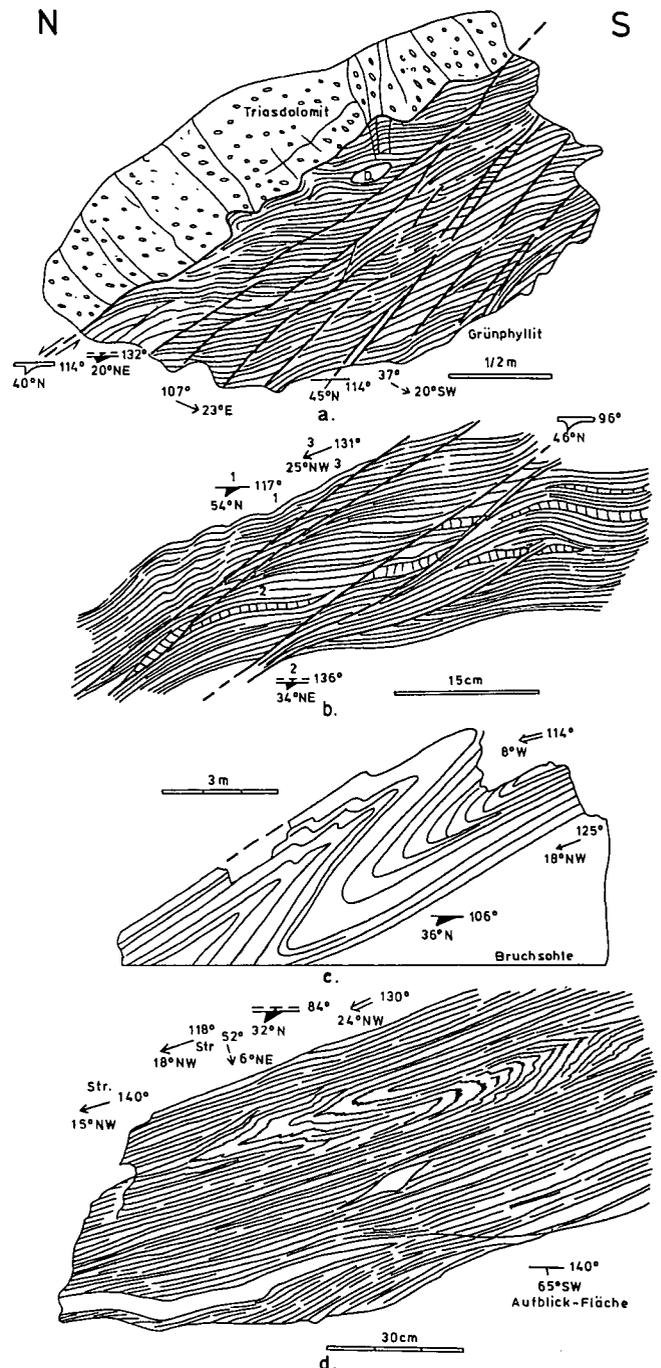


Abb. 2.

D₁-Strukturen.

- a) Hauptdeckenbahn (Grenze Unterostalpin/Pennin) zwischen zertrümmertem Triasdolomit und Grünphyllit, letzterer mit nach N abwärts geschleppten Gleitbretern. Wastlkarl, SSE-Abhang des Hochfeinds.
- b) N-vergente Gleitflächen mit Schleppungen im Chloritphyllit mit Quarzinseln. Wegböschung 500 m W' Seppbauer (N' Brunnwand), ca. 2 km WNW' Wald.
- c) N-vergente, tauchende Biegefalte im gebankten Kalkglimmerschiefer mit WNW-streichenden Achsen und Strömungen. Veits's Steinbruch (bei König) ca. 1,5 km WNW' Zederhaus (S' Talseite).
- d) Nach N tauchende Isoklinalfalte im Chloritphyllit mit Marmorlagen, darin Parallelschieferung, Faltenachsen und Längs- und Querströmungen. Steinbruch 2 km SE' Zederhaus (S' Talseite).

tung (Abb. 2a, b). Harmonisch eingefügt in dieses s-Flächengefüge und zuweilen vorzüglich aufgeschlossen sind mittelsteil (30° – 40°) nach NNE tauchende, oft nahezu isoklinale Falten in Lagen von Kalkglimmerschiefern, Marmoren und Quarziten (Abb. 2c, d). Sie stellen den Haupttypus der Falten in diesem Bereich dar und wurden nach ihrer Form unter hohem Belastungsdruck geprägt. Wie die gesamte, durch mittelsteiles NNE-Falten gekennzeichnete Lagerung der Pennin-Serien im Zederhaustal zwischen St. Michael im SE und Mosermannl im NW, so verhalten sich auch Strömungen und Runzelungen mit ihrem WNW-Streichen und meist schwachem WNW-Tauchen weithin konstant und liegen \pm parallel zu den Faltenachsen. Alle diese Gefüge repräsentieren die Deformation D1 und zeigen den weiten, hier \pm einseitig S–N-gerichteten Schub der Decken an.

Zu ergänzen wäre hierbei, daß die heute im NE-Abchnitt des Tauernfensters hervortretenden Haupt-s-Flächen im Sinne einer mit dem Deckenbau in Verbindung stehenden Schieferung dort zwar als erste Deformation erscheinen. Jedoch macht die Verfaltung von Quarzspaltenfüllungen mit der erwähnten Schieferung als Achsenebene, die im oberen Murtal beobachtet wurde, die Existenz eines noch früheren tektonischen Ereignisses wahrscheinlich.

Im Unterostalpin der südlichen Radstädter Tauern gehören die in verschiedenen Wechsellagerungen der Trias und des Jura auftretenden, nach N tauchenden, z. T. isoklinalen und nach N vergierenden liegenden und überkippten Biege- und Biegescherfalten ebenfalls zur ältesten Deformation D1. Sie haben z. T. beträchtlich ausgewalzte Faltenschenkel und stark verdickte Scharniere (Abb. 3, 4, 5). Die Faltenstrukturen sind in inkompetenten Schiefer- und Karbonatschieferlagen mit \pm flachliegender Transversal- oder Parallelschieferung s_1 (slaty cleavage) verbunden, in kompetenten Lagen aus Quarzit, Radiolarit, Marmor oder Kalk mit Schieferungsklüftung, einer sehr engständigen s_1 entsprechenden Klüftung (Abb. 5). Dabei ist in den Faltenumbiegungen je nach Festigkeitszustand der Schichten Fächerstellung der Schieferungsklüfte oder Meilerstellung der Schieferungsflächen zu beobachten (vgl. Abb. 5, 14a).

In Schiefen erzeugt die Schieferung eine Feinrunzelung, während auf Schichtflächen von Marmoren und Quarziten auch bei Nichtsichtbarkeit der Schieferung (latente Schieferung) häufig kräftige Striemung oder Grobrunzelung entwickelt ist. Im Falle der Striemungen handelt es sich z. T. um Faltenachsen im Mikrobereich, z. T. um Streckungslineare (z. B. Quarzstengel), die parallel zur x-Richtung des Strainellipsoids verlaufen. Die Position der Lineationen entspricht im allgemeinen aber der begleitenden Faltenscharniere.

Die Dimensionen der Falten in den Wechsellagerungen des Unterostalpin sind vorwiegend durch Wellenlängen von wenigen m bis zu 10 m charakterisiert. Darüber hinaus gibt es in den südlichen Radstädter Tauern jedoch auch besonders eindrucksvolle Formen, weil sie großartig aufgeschlossen sind, speziell die liegende Mulde des Schwarzeck (Abb. 4), der überkippte Hochfeind-Sattel und die überkippten Falten der Schwarzen Wand (SCHWAN, 1965a, Abb. 9, 18), ferner die Falten des Neukarsystems der Mosermannl-Gruppe und der Teufelshörner der Pleisling-Gruppe (TOLLMANN, 1956, 1958).

Im Unterschied zu den Faltenstrukturen im Pennin sind im Unterostalpin der südlichen Radstädter Tauern bei den \pm liegenden Falten aufgrund ihres stratigraphischen Aufbaues, d. h. durch die Altersunterschiede ihrer Schichten, die N-Vergenzen einwandfrei erkennbar und somit die Faltelemente, ob Sattel oder Mulde vorliegt, klar bestimmbar. Die Muldenschlüsse mit jüngeren Schichten befinden sich im S und die Sattelstirnen mit älteren Schichten im N, wie es z. B. im Schwarzeck (Abb. 4) und an der Stampferwand (Abb. 3) zu sehen ist.

Mit den transversal geschieferten, meist liegenden Falten sind überwiegend flache schieferungsparallele Schub- bzw. Gleitflächen verbunden. Daraus ergibt sich für die Falten im Unterostalpin ein kinematisches Sonderverhalten, das bisher problematisch erschien, jedoch im folgenden näher erläutert sei, weil es das stellenweise starke Abweichen der Hauptfalten vom Normalstreichen, wie z. B. im nördlichen Mosermannl-Gebiet, zu erklären vermag:

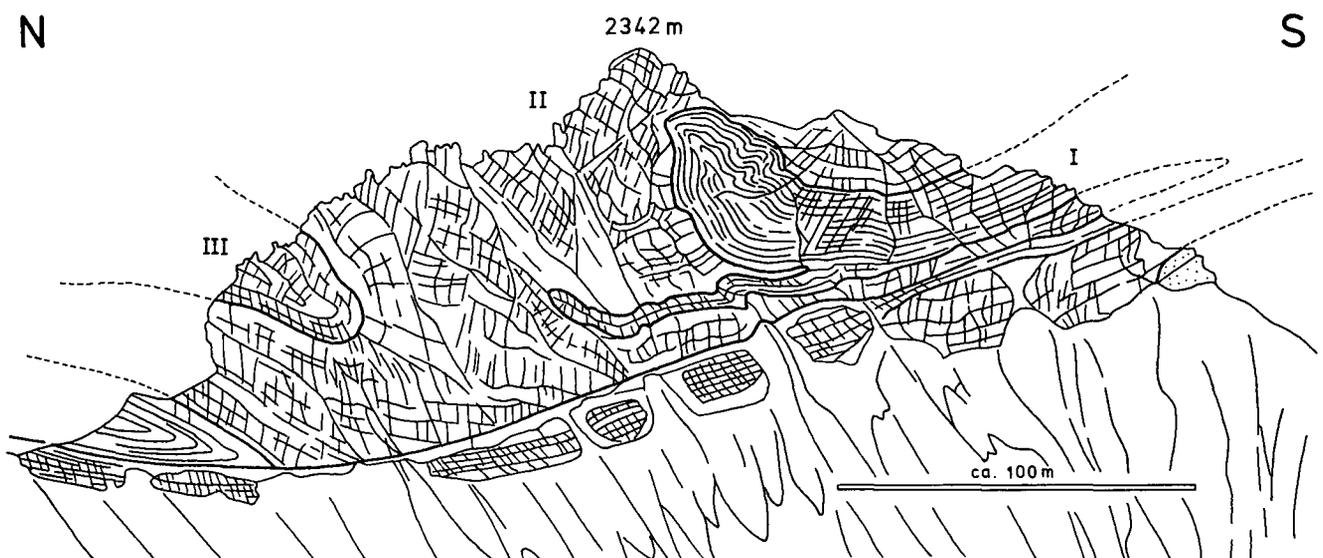


Abb. 3. N-vergente Tauchfalten (D₁) der Stampferwand (W-Seite) mit I. Sattel aus Gutensteiner Kalk (Anis), II. Wettersteinkalk (Unterladin) als Hauptmasse und III. Mulden aus Dolomit (Oberladin). 4 km NNE' Wald. Vgl. A. TOLLMANN (1958, Taf. VIII).

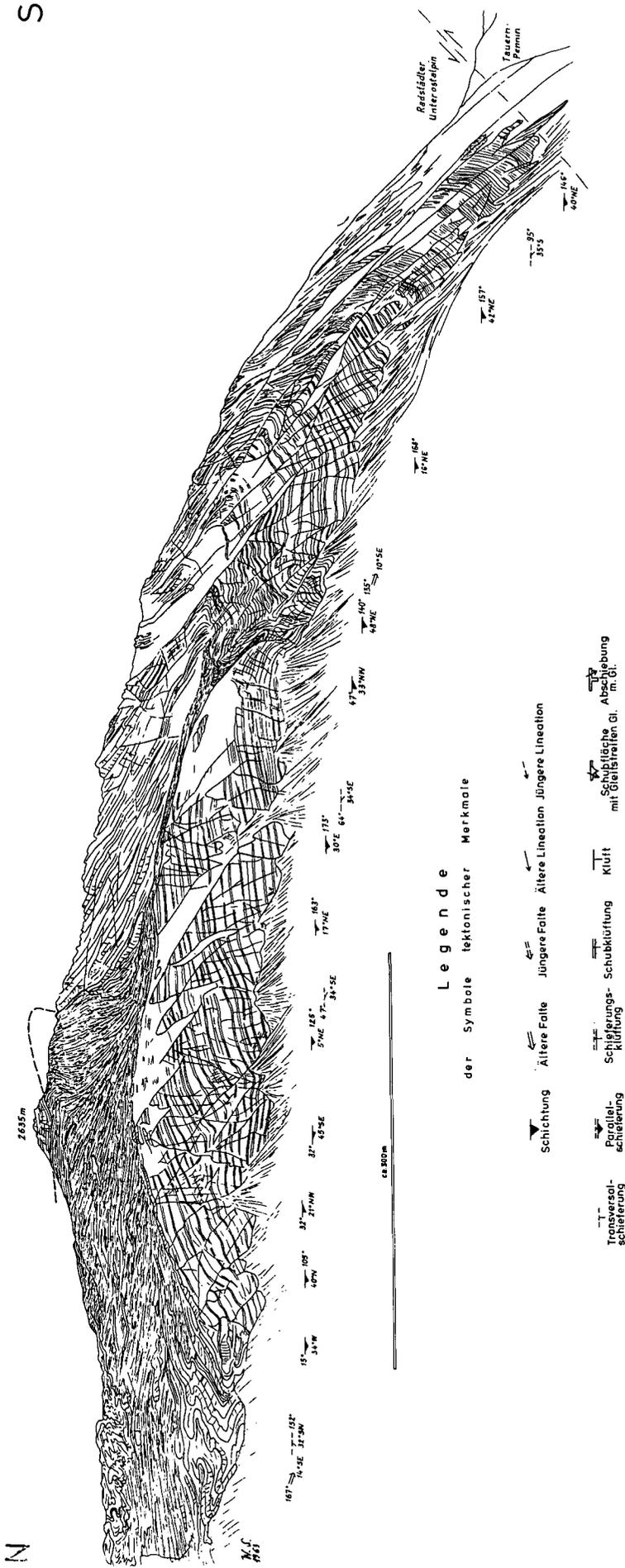


Abb. 4. N-vergente, liegende Mulde (D) des Schwarzecks (W-Seite) mit Liasschiefern und -brekzien im Muldenkern und gut gebanktem Hauptblomli (Nor) im liegenden und im nach N überschlagenen inversen Muldenflügel. Die tektonischen Merkmale (Lagerung, Faltenachsen, Schieferung) wurden an der Fußlinie der Gesamtstruktur aufgenommen und demgemäß eingetragen. 3 km N Zederhaus.

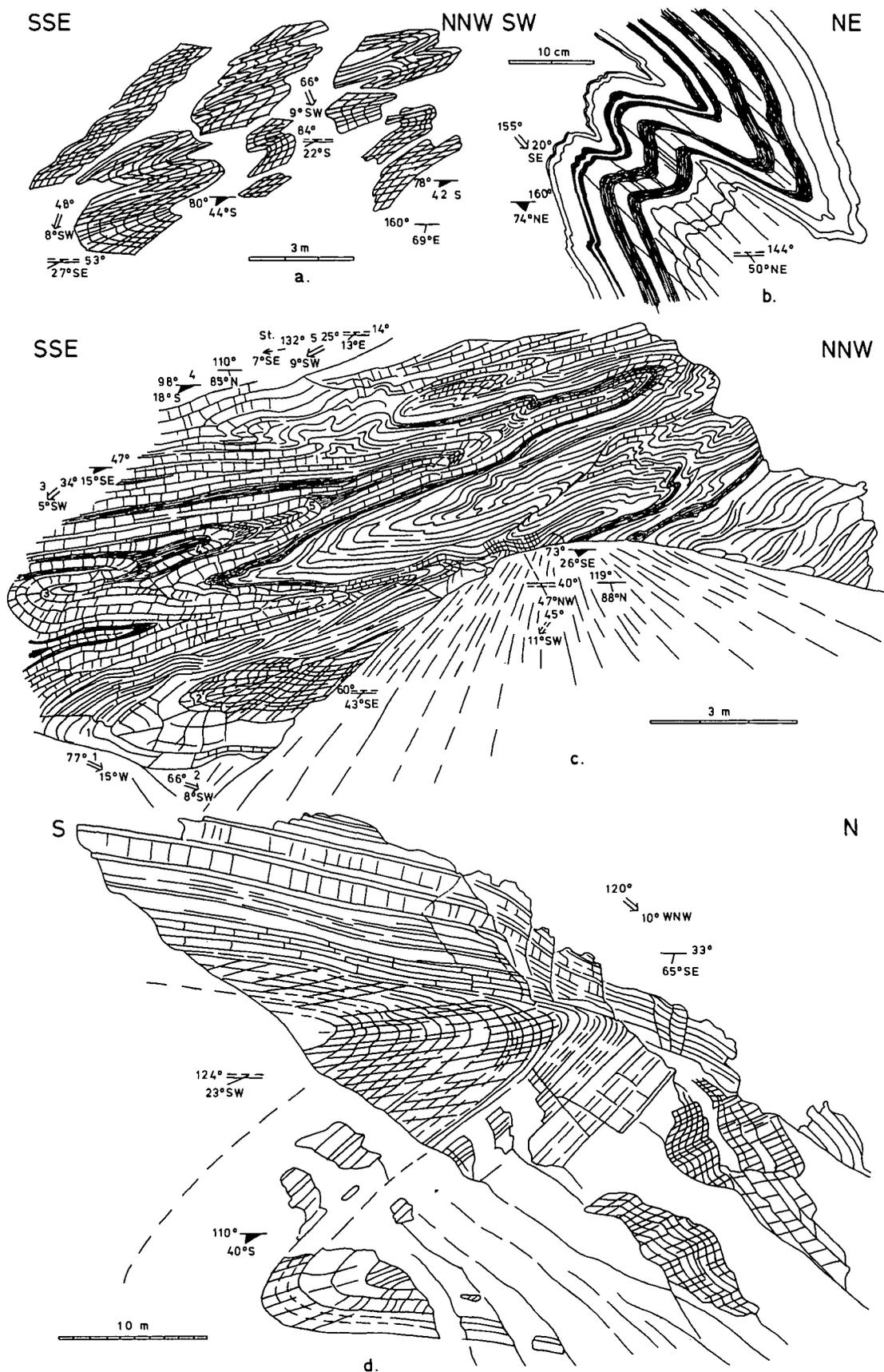


Abb. 5.
 NW- und NE-vergente, \pm liegende Falten (D₁) im Unterostalpin der Pleisling-Decke (a,b,c) und der Lantschfeld-Decke (d).
 a) Überkippte Falten mit Schieferungsklüftung in dunklem Gutensteiner Dolomit.
 W-Seite des Wildsees.
 b) Tauchfalte mit Schieferungsklüftung in dunklem Gutensteiner Dolomit.
 W-Seite des Wildsees.
 c) Liegende Falten in Dolomitbänken des Oberanis.
 SW-Seite des Neukarsees.
 d) Liegende Falte in Partnachschiechten (Oberladin).
 1,5 km NNW Taferscharte.

Normalerweise haben in den südlichen Radstädter Tauern die „Längsfalten“ mit der \pm flächigen Transversalschieferung WNW-Verlauf. Infolge der \pm horizontalen Position der Achsenebene und der hohen Materialbeweglichkeit in tonigen, kieseligen oder kalkigen dünnbankigen Sedimenten hat sich jedoch öfter ein beträchtliches Streuen von Faltenachsen mit SE-, E-, NE- bis N-Richtungen ergeben, die somit spezielle NE-, N-, NW- bis W-Vergenzen zeigen. Ein starkes Achsenstreuen von Faltscharnieren kann bei flacher Position der Achsenebene eintreten, weil die Schubbewegung dabei maximale Ausweichmöglichkeiten für den Materialtransport nach verschiedensten Richtungen hat. Die Faltscharniere können sich bei flachen Achsenebenen durch Flattening in der x/y-Ebene des Strainellipsoids (= a-b-Ebene der Faltung) leicht in der jeweils gegebenen Richtung des geringsten Widerstandes vorbewegen (SCHWAN, 1965b; SANDERSON, 1973).

Prinzipiell wesentlich und zu betonen ist, daß das wechselnde Achsenstreuen speziell bei Falten des gleichen Strukturtypus vorliegt, im vorliegenden Falle also bei dem Hauptfaltentypus F_1 mit flacher Achsenebene. Die entscheidende Rolle für die Feststellung der Zugehörigkeit einer Struktur zu einer bestimmten Falten- generation bzw. Deformationsphase und damit für die Klärung ihrer Identität spielt somit nicht die jeweilige Richtung ihrer Achse, sondern der Typus der Falte (hierbei sind verschieden streichende artgleiche Falten gleichzeitig entstanden, wie umgekehrt gleichverlaufende art- verschiedene Falten verschieden alt sein können).

So ist auch in den Radstädter Tauern der spezielle Strukturtyp maßgebend als Kriterium für die Zuordnung zu einer bestimmten Falten- generation, im vorliegenden Falle also für die Identifizierung der Hauptfalten von D1. Diese zeigen dann wechselnden Verlauf. So haben die Hauptfaltenachsen in der Lantschfeld-Decke \pm normales E-W- bis ESE-Streichen, während die in der hangenden Pleisling-Decke stellenweise sogar einen geradezu senkrecht dazu liegenden NE- bis N-Verlauf aufweisen, wie speziell im Gebiet nördlich des Mosermannl. Diese Hauptfalten zeigen gegenüber dem normalen Längsfaltenstreichen (WNW-ESE) hier die stärkste beobachtbare Abweichung und erscheinen richtungsmäßig wie „Querfalten“. Wie zuvor dargelegt, liegen dabei jedoch nur durch lokal besonders starkes Streuen über W-E- bis zu S-N-Richtungen rotierte Hauptfaltenachsen von F_1 vor und keineswegs „echte“ Querfalten aus einem selbständigen Einengungsakt.

TOLLMANN (1962a, 233–234) faßte die NNE-SSW-streichenden Achsen im Mosermannl-Gebiet, z. B. im Neukarsystem und am Graikopf, als „Querfalten“ im Sinne einer Prägung $B' \perp B$ auf. Diese N-S-Querfalten (B') wären durch Materialeinengung in B (= E-W) infolge von Auswalzung durch S-N-vergenten Deckenschub entstanden.

Die N bis NE streichenden Achsen, z. B. im Mosermannl-Gebiet und an der Schwarzen Wand, überkippte bis liegende W- bis NW-vergente Falten (vgl. SCHWAN, 1965a, Abb. 14a, 15–18), vertreten hier jedoch die Hauptfalten (= B), d. h. F_1 , die in Nachbargebieten als normale Längsfalten auftreten, aber hier nicht als solche erscheinen, weil sie z. T. bis in S-N-Richtung gedreht worden sind. Auf diese Problematik wird weiter unten im Kapitel 4 über Querfalten-Phänomene näher eingegangen.

Ähnlich wie \pm liegende Falten vermochten Deckenkomplexe an ihren flachen Bewegungsbahnen verschiedenen gerichtete Sonderbewegungen auszuführen, die variable Abweichungen von der Hauptvergenz S-N

darstellen. So wanderten z. B. die tieferen Hochfeind- und Lantschfeld-Decken dominierend nach NNE, die höhere Pleisling-Decke hingegen nach WNW, vielleicht weil bei ihrem Vorschub die NNE-Transportrichtung mehr versperrt war. Es scheint, daß jede Teildecke hierbei ihre eigene Beanspruchungs- und Bewegungsrichtung hatte – nach dem jeweils zur Verfügung stehenden relativ freiesten Weg – und daß eine Decke demgemäß wohl auch durch dominierende Faltenachsenrichtung definierbar ist.

Speziell im Bereich der nördlichen Radstädter Tauern ließen sich die geschilderten Deformationsstrukturen noch in zwei Teilgruppen aufgliedern (ROSSNER, 1979):

- 1) Überkippte bis liegende und tauchende, isoklinale Biege- und Biegescherfalten mit Dimensionen im cm- bis dm-Bereich (Wellenlänge und Amplitude), verbunden mit einer prägnant ausgebildeten Striemung. Die Faltenachsen und Striemungen streichen recht einheitlich NW-SE; es ist eine Entstehung unter hoher Belastung anzunehmen.
- 2) Enge, gegenüber den vorgenannten Formen aber offener, schiefe bis überkippte, seltener isoklinale Biegescherfalten mit deutlich ausgeprägter Schieferungsklüftung, vergesellschaftet mit Scher- und Schuppenbahnen verschiedenster Dimension. Die Achsenebenen liegen flach bis mittelsteil. Wellenlänge und Amplitude der Falten reichen vom dm- bis 100 m-Bereich, ihr Streichen wechselt zwischen NW-SE und WSW-ENE. Runzélung und Grobstriemung in Form von Schnittlinearen zwischen s_0 und $s_{11,2}$ können auftreten.

N-Vergenzen herrschen in beiden Fällen vor.

Die beiden vorgenannten Strukturgruppen gehen auf zwei Deformationsereignisse zurück, die mechanisch offensichtlich eng miteinander verbunden waren. Dabei fand der ältere Vorgang unter etwas höherer Belastung als der jüngere statt. Daß es sich tatsächlich um zwei Ereignisse bei ähnlicher Orientierung der Hauptstrain-Vektoren handelt, und daß diese auch in den südlichen Radstädter Tauern wirksam waren, läßt sich z. B. aus den potenzierten Faltungerscheinungen am S-Kamm des Mosermannl (TOLLMANN, 1968, Abb. 2) ersehen. Große ausgewalzte, N-vergente Isoklinalfalten sind hier wiedergefaltet zu schiefen bis überkippten, ebenfalls N-vergenten Strukturen. Die N-Überkippfung (= S-Einfalten) der sonst \pm flach nach N einfallenden penninischen Schieferhüllgesteine vor der NW-Seite des unterostalpinen Zmüling-Trias-Komplexes zeigt ebenfalls nach N aufsteigende Bewegung an.

Man kann somit festhalten, daß die ältesten Deformationsakte durch zwei mechanisch eng miteinander verknüpfte N vergente Faltungen $D_{1,1}$ und $D_{1,2}$ repräsentiert werden, wobei von $D_{1,1}$ zu $D_{1,2}$ eine Abnahme der Belastung und eine Zunahme scherender Verformung festzustellen ist.

Die Sedimente der Einzeldecken der Radstädter Tauern erweisen sich als stellenweise oder abteilungsweise gefaltet, haben aber größtenteils auch \pm flache Lagerung. Der Großbaustil speziell der südlichen Radstädter Tauern ist nicht, wie früher zuweilen angenommen (BLATTMANN, 1937), vorwiegend durch große Liegendfalten (= Deckfalten im Sinne von CADISCH, 1953), sondern wie sich aus allen neueren Beobachtungen ergibt, durch Deckenkomplexe mit \pm aufrechter Schichtenfolge (= Deckplatten im Sinne von CADISCH, 1953) charakterisiert, die intern öfter prächtige liegende bis überkippte

Falten zeigen (vgl. TOLLMANN, 1956, Taf. 2). Im ganzen scheint sich im Radstädter Deckenbau oberflächlich ein Auskeilen der Einzeldecken nach WNW anzudeuten, wie z. B. bei den Hochfeind- und Lantschfeld-Decken (vgl. Abb. 1). Demgemäß keilen auch die unter- und mittelostalpine Kristallinzüge im Twenger und im Seekarspitzen-Kristallin zwischen jüngeren Schichtfolgen und zusammen mit diesen nach WNW hin allmählich aus.

Dieses Auskeilen mag z. T. durch Denudation und z. T. durch zunehmende tektonische Reduktion in dieser Richtung bedingt sein, bis schließlich nahe Zell am See unter zunehmendem Schwinden des Unterostalpins die Phyllite des Tauernpennins (Schieferhülle) und die faziell ähnlich erscheinenden Phyllite und Schiefer der Grauwackenzone des Oberostalpins an der Salzachstörung unmittelbar in Kontakt treten.

In den mesoskopischen überkippten, liegenden und tauchenden Falten und den damit verbundenen nach N einfallenden Schubflächen des Radstädter Unterostalpins kommt trotz der stellenweise streuenden Faltenachsen dessen im ganzen ziemlich einheitlich in nördlichen Richtungen ablaufender Massentransport über das Tauern-Pennin mit bedeutender tektonischer Intensität zum Ausdruck. Diese Strukturen stellen nach Menge, Größe und Vollkommenheit der Ausbildung typische Leitstrukturen der D_1 -Deformation dar. Diese sind hier im Radstädter Raum nur relativ schwach von späteren Beanspruchungen betroffen worden und daher meist in unversehrter reiner Form prächtig erhalten geblieben.

Vergleichend gesehen, zeigen die Hauptstrukturen des Pennin und des Unterostalpin im NE der Hohen Tauern infolge von Unterschieden in Materialien und Belastungsdrücken gewisse Differenzen in Baustilen und Richtungen. Während sich zuunterst im Pennin unter erheblicher Belastung die \pm isoklinalen tauchenden Falten (flattening type) mit Parallelschieferung entwickelten und dabei das Hauptstreichen \pm konstant WNW blieb, entstanden im höheren Stockwerk des Unterostalpin bei größerer Bewegungsfreiheit hauptsächlich die liegenden bis überkippten Falten mit Transversalschieferung und größerem Achsenstreuen, worin sich lokal wechselnde Einzelbeanspruchungen infolge örtlicher Schubumlenkungen andeuten.

Bemerkenswerterweise zeigen die normal WNW streichenden B_1 -Elemente (Längsfalten und Lineationen) im Pennin vorwiegend flaches WNW-Einfallen, im Unterostalpin hingegen zumeist flaches ESE-Einfallen.

Trotz gewisser Unterschiedlichkeiten weisen die Hauptstrukturen der beiden Großeinheiten Pennin und Unterostalpin dominierend Gemeinsamkeiten des Baustils auf. Diese Harmonie erklärt sich wohl aus der Einheitlichkeit der Baugestaltung. Die großen Bauformen wie die analogen kleinen leitenden Strukturen der liegenden Falten und der Überschiebungen älterer auf jüngere Schichten spiegeln detailliert die Kinematik des S-N gerichteten Fernschubes wider. Die hier im Pennin und Unterostalpin beobachteten kleintektonischen Strukturen zeigen recht vollkommene Übereinstimmungen mit den in den gleichen Großeinheiten der Schweizer Alpen auftretenden liegenden Falten und flachen Bewegungsbahnen.

Die bisher betrachteten tektonischen Gefüge stellen Hauptformen des Baues (= Großstrukturen und mesoskopische Leitstrukturen) dar, die während der Hauptdeformation D_1 entstanden sind.

3. Diskussion der Querfalten-Phänomene

Im südlichen Radstädter Tauernraum gibt es jedoch, wie zuvor angedeutet, noch weitere Gefüge, die aufgrund ihres Strukturtypus zu D_1 zu rechnen sind, wenngleich sie nicht das normale Hauptstreichen (ESE) der Großformen zeigen. Bei extrem abweichendem Verlauf (\pm NNE) erscheinen sie wie „Querfalten“, zeigen aber den Typus der Haupt- (= Längs-) Falten. Im Hinblick auf deren Mechanismus liegen jetzt zwei Deutungsmöglichkeiten vor, für die Querfalten dieses Raumes insgesamt sogar drei; es sind folgende:

- 1) Querfalten entstanden im Verband von Längsstrukturen infolge Auswalzung des Materials durch S-N gerichteten Deckenschub als Stauchungserscheinungen in Querrichtung. Der durch seitlichen Platzmangel (in E-W) hervorgerufene Materialüberschuß würde zu Querfaltenbildungen mit N-S-Verlauf führen. Deren E-W-Einengung in b wird somit ursächlich auf den Druck des S-N-Schubes zurückgeführt. Querfalten und Längsfalten hängen räumlich, zeitlich und somit kausal untrennbar als $B^* \perp B$ -Gefüge zusammen (TOLLMANN, 1962a). In dieser Weise wurden auch die großen, den Hauptfalten typenmäßig entsprechenden Querstrukturen im Mosermanni-Gebiet der südlichen Radstädter Tauern interpretiert.
- 2) N-S streichende „Querfalten“ können sich unter Einfluß von S-N-Schub bei progressiver Deformation durch Achsenstreuen aus \pm liegenden Längsfalten entwickeln. Bei hoher Materialbeweglichkeit, starkem Flattening in den Faltenachsebenen und flacher Lage derselben bzw. der Schieferungsflächen vermögen Faltenscharniere aus der Längsrichtung bis in die Querrichtung in allen möglichen Übergangsrichtungen zu rotieren und dementsprechend verschiedene Vergenzen zu entwickeln. Die Sattelscharniere wichen bei der Horizontalkompression in Richtung des jeweils geringsten Widerstandes aus (SCHWAN, 1965b, 144–147 und Abb. 3 unten). Solche in Querrichtungen rotierte Hauptstrukturen (B) liegen auch in den südlichen Radstädter Tauern vor. Diese sind somit keine echten Querfalten durch eigenständige E-W-Kompression.
- 3) Jedoch gibt es auch „echte“ Querfalten mit NE-SW- bis N-S-Streichen. Sie kreuzen und deformieren die Längsfalten und -lineationen in ihrem NW-SE- bis W-E-Verlauf und sind somit jünger als letztere (nach D_1) und daher erst weiter unten in Kapitel 6 zu behandeln.

So existieren nach Art und Mechanismus verschiedene Querfalten-Phänomene, insgesamt drei.

Demnach könnten mit der Hauptdeformation D_1 \pm synchrone Querfalten in zweifacher Weise entstanden sein. Das von TOLLMANN (1962a) für die Ostalpen herausgestellte Prinzip einer kinematisch-zeitlich an die Längsfaltung gebundene Querfaltung im Sinne doppelter $B^* \perp B$ -Strukturbildung hat manches für sich, dürfte aber für das Pennin des Zederhaustales und des Unterostalpins der südlichen Radstädter Tauern (Mosermanni-Gebiet) aus mehreren Gründen kaum anwendbar sein, speziell weil dort

- 1) durch Achsenstreuen bis in die N-Richtung rotierte Hauptfalten (B_1 bzw. F_1) und
- 2) jüngere autonome Querfalten (F_{II}) vorliegen. Nachfolgend sei der 1. Fall begründet:

Speziell die im Unterostalpin der Pleisling-Decke besonders am Neukarsee, Graikopf und Hochbirg auftretenden mesoskopischen bis relativ sehr großen, an 300 m Breite überschreitenden „Querfalten“ mit NE- bis N-Streichen und NW- bis W-Vergenz zeigen den Typus der überkippten bis liegenden Haupt- bzw. Längsfalten (Abb. 5a, c; SCHWAN, 1965a, Abb. 14a, 15, 16, 18). Sie sind auch unter gleichen Bedingungen und entsprechender Überlagerung wie sonst die Längsfalten mit ESE-Streichen entstanden, und ihr Material ist in gleicher Weise in \pm liegende Falten gepreßt wie während der Hauptphase (vgl. auch TOLLMANN, 1962a, S. 236).

Einerseits findet man hier ein vielfältiges Streuen dieser Faltenachsen in allen möglichen Übergangsrichtungen (Zwischen-Rotationsstadien) zwischen E und N. Bereits CLAR (1937, S. 306) erkannte, daß „das auch ein Baustil“ ist, „bei dem mit einer stärkeren Streuung in der Richtung der Ausweichbewegungen der einzelnen einmal abgetrennten Massen gerechnet werden kann“. Es konnte auch gezeigt werden (BAUMGARTNER, 1976), daß in den südlichen Radstädter Tauern die Längsfalten benachbart wie vor allem im Fortstreichen verschiedenen Trend annehmen und sogar in Form eines großen Bogens verlaufen können; sie sind dabei von E nach W aus der ENE-Richtung (Längsverlauf) unter fortschreitender Deformation bis in die NNE-Richtung (Querverlauf) umgeschwenkt. Andererseits ist hier keine direkte Durchkreuzung von \pm gleichartigen größeren Scharnieren im Sinne von $B' \perp B$ innerhalb eines Felsens vorhanden. D. h., alle diese Falten vom Haupttypus mit divergierenden Achsenrichtungen repräsentieren selber B, und da B' fehlt, handelt es sich tatsächlich nur um Hauptfalten, die durch \pm starkes Achsenstreuen aus der Längsrichtung ESE bis NE oder N rotiert worden sind. So erklären sich auch Gleichzeitigkeit und Gleichheit des Baustils dieser „Querfalten“ mit den Längsfalten mit normalem ESE-Streichen an anderen Stellen.

Die spezielle Annahme für das Mosermanni-Gebiet, z. B. für die Schlierer-Hochbirg-Mulde (TOLLMANN, 1960, S. 106, Taf. VI; 1962a, S. 2423), die Längsfalten der sonst herrschenden Achsenrichtung seien in den Querfalten (= N-S streichende Mulden) völlig unterdrückt worden bzw. nicht erhalten geblieben (1958, S. 106), kann nicht geteilt werden, da die durch den Deckenschub hauptsächlich erzeugten starken Längsfalten nicht durch viel schwächere Querstauchungen gänzlich ausgelöscht worden wären. Welchen Grund sollte es geben, daß innerhalb eines $B' \perp B$ -Systems das Haupt-B völlig zerstört wird? Vielmehr ist, wie zuvor dargelegt, B' als N streichende Querfalte hier gar nicht zur Entstehung gekommen, sondern liegt allein ein in N-Richtung rotiertes B (Hauptfalte) der D_1 -Deformation vor.

Zur Natur des Mechanismus beim Richtungswechsel der Hauptfalten ergibt sich somit folgendes für die südlichen Radstädter Tauern: Die Annahme einer Doppelfaltenbildung $B' \perp B$ aus Großstrukturen ist zu ersetzen durch einfache Rotation der Hauptfalten B (ohne B'-Bildung) an flacher Achsenebene beim Deckenschub. Es hat hier lediglich eine Stellungsänderung von Hauptfalten (B) durch die Rotation in die N-Richtung stattgefunden, aber keine Neuformung von B'-Achsen $\perp B$. Infolge von Achsenstreuung von östlichen in nördliche Richtungen gedrehte, große, \pm liegende Falten sind somit auch keine echten Querfalten; denn sie sind nicht aus einem eigenständigen Einengungsakt mit W-E-Vektor entstandene Strukturen. Sie sind Hauptformen und keine Nebenformen.

$B' \perp B$ -Gefüge waren von SANDER (u. a. 1948) in \pm metamorphen Gesteinen im Kleinbereich entdeckt worden.

Auch in Phylliten und Schiefen des Radstädter Raumes finden sich zuweilen zwei Lineationen \pm senkrecht zueinander.

Es scheint ferner denkbar und möglich, daß in den Radstädter Tauern Querstrukturen in mikro- oder mesoskopischem Maßstab nach diesem Prinzip entstanden sind.

B'-Falten sollten in ihrer Form jedoch nicht mit B-Falten übereinstimmen, wie angenommen wurde, sondern von andersartigem Typus sein als die liegenden Hauptfalten der Decken in B; denn B' würde bei Auswalzung durch Deckenschub und durch Materialstauchung in B-Richtung eine andere Kinematik haben als B.

Es erscheint jedoch fraglich, ob die Beziehung $B' \perp B$ auch im großtektonischen Bereich als allgemeingültiges Prinzip der Kausalverknüpfung von Längs- und Querfalten („Faltenvergitterung“) in so ausschließlicher Weise überall realisiert ist und als Interpretation der Ursache aller Querfaltung gelten kann, wie TOLLMANN (1962a, S. 245; 1963, S. 101, 199) annimmt.

Die Problematik der Querfaltenbildung ist außerordentlich komplex, da sich sehr verschiedene Typen und Mechanismen darin verbergen. Vor allem gibt es in mehreren Gebirgen auch Querfalten, die unabhängig von einer Längsfaltenbildung entstanden sind und daher nicht nur solche im Rahmen von Faltenvergitterungen. Eine gesetzmäßige Bindung der Querfaltung an die Längsfaltung trifft in vielen Fällen nicht und somit nicht allgemein zu.

In Anbetracht einer Reihe von Beobachtungen ergeben sich verschiedene Bedenken gegen eine Überbewertung des Prinzips \pm synchroner $B' \perp B$ -Falten bzw. stets kausal gekoppelter Längs- und Querfaltung, die zur weiteren Klärung des Problems kurz aufgeführt seien:

- 1) Bei seitlicher Kompression durch Faltung wandert das gepreßte Gesteinsmaterial in die Scharniere der dabei entstehenden Längsfalten, wodurch deren Anschwellung erfolgt. Ebenfalls bewegt sich das Material beim Deckenschub vor allem entsprechend der Vergenz bzw. in der Transportrichtung. D. h. in den beiden vorgenannten Fällen liegt die Ausweichrichtung des Gesteins in a, aber kaum in b. Auch in den ziemlich geradlinig W-E verlaufenden Ostalpen war die beste Ausweichmöglichkeit des Materials gegenüber dem S-N-Schub in S-N-Richtung gegeben, weniger in E-W-Richtung, so daß E-W streichende Faltenachsen (B) und Deckenbahnen entstanden. Bei konvexen Gebirgsaußenrändern (Westalpen) ist sogar mit einer Dehnung (Ausweitung) in b zu rechnen, bei konkaven könnte jedoch eine Einengung in b eintreten.
- 2) Würde kräftiger Deckentransport die Entwicklung großer Doppelfalten $B' \perp B$ hervorrufen, so müßte diese entsprechend weite Verbreitung zeigen, bzw. „unzufällig häufig“ sein (SANDER, 1948, S. 180), da die Ursache weithin wirksam wäre. In den südlichen Radstädter Tauern treten große N-S verlaufende Falten (ohne ost-westlich kreuzende) wie im nördlichen Mosermanni-Gebiet aber nur lokal stark hervor und fehlen sonst. Deren örtliche Beschränkung und das dortige Fehlen einer Faltenvergitterung erscheinen aus dem Prinzip $B' \perp B$ nicht erklärbar, wohl aber durch Achsenrotation infolge lokaler Widerstandsverringerung.
- 3) Das Zeitverhältnis von Längs- zu Querfalten ist zu meist verschieden. Wenn Querstrukturen wirklich in kausalem Zusammenhang mit Längsstrukturen durch Deckenschub im Sinne von $B' \perp B$ entstanden

wären, dann müßten sie mehr synchron mit letzterem, jedoch nicht jünger sein. Andererseits ist die Beobachtung eines geringeren Alters der Querfalten wesentlich (vgl. auch TOLLMANN, 1962a, S. 234, S. 198). Eine Auswalzung durch einen älteren Deckenschub kann dann aber nicht ihre Ursache sein. Jüngere Querfalten sind einem anderen bzw. eigenen Bewegungsakt zuzuschreiben. Auch EXNER (1954, S. 8, 9, 100, 1099) und KOBER (1955, S. 288) betonten für das Tauernfenstergelände das jüngere Alter der Querfaltenachsen, da diese N-S-Falten die älteren E-W-Achsen überlagern. Demgemäß wurde auch die Depression der Glocknermulde zwischen den Zentralgneiskulminationen im W und E „auf jüngeren queren Zusammenschub ... in W-E-Richtung“ zurückgeführt.

- 4) In vielen Faltengebirgen, z. B. im deutschen Variszikum, gibt es weite Gebiete mit Längsfalten (B) ohne jegliche Querfalten (B' oder andere).
- 5) Auf Dehnung im WNW-ESE-Hauptstreichen weisen häufige Querabschiebungen im Pennin des Zederhaustales zwischen St. Michael und Mosermannl-Gebiet, während große Querfalten fehlen (Abb. 6). Die in Liaskalkschiefern (Gödernerarkopf) der Hochfeind-Decke des Unterostalpin im Hauptachsenstreichen in WNW-ESE ausgelängten Belemniten belegen ebenfalls eine B-achsiale Streckung des Gesteins (KRONMÜLLER, 1983). Entsprechend ist im

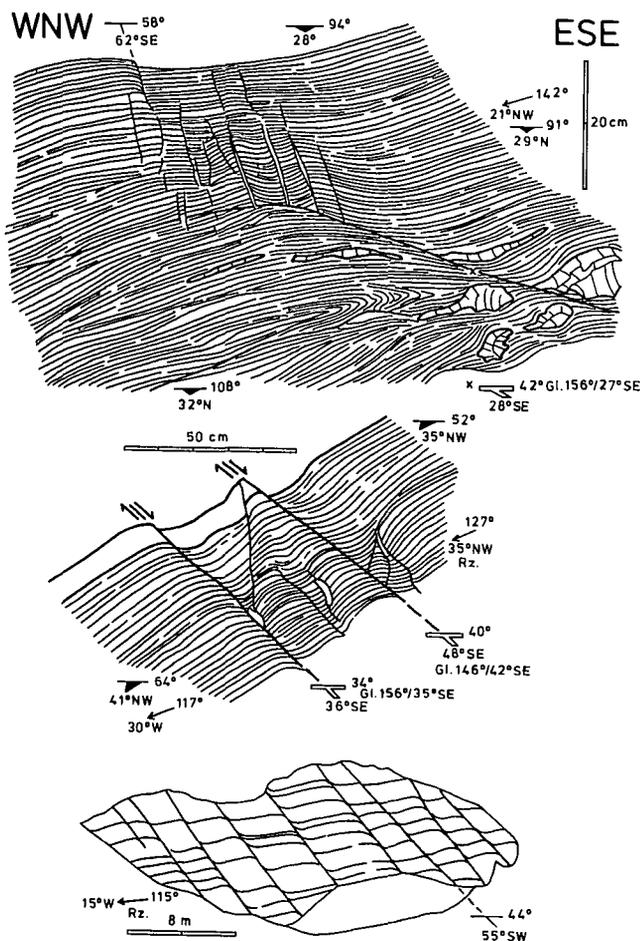


Abb. 6. NE-streichende Abschiebungen und Spalten (= NW-SE-Ausweitung) in Grün- und Grauphylliten des Pennins im Zederhaustal. N-Seite des Zederhausbaches zwischen Moser und Gratzler, ca. 2 km NNW Zederhaus.

oberen Gödernerkar in der Liasbrekzie eine B-achsiale Ausrichtung an den Gesteinstrümmern zu beobachten (Abb. 14b). Während des Hauptaktes der Orogenese (D_I), gleichzeitig mit dem Deckenschub, hat hier somit Ausweitungstendenz in b geherrscht, statt Einengung in b. Erst später wurden die Längsgefüge durch jüngere Querfaltungen stellenweise überprägt (vgl. Kap. 6).

- 6) In mehreren Gebirgen, wie z. B. im Himalaya, gibt es Querfalten, die nicht mit den Längsfalten bzw. nicht mit der Hauptkompression gleichaltrig sind, sondern älter oder jünger als diese. Solche Querfalten sind i. a. Ausdruck eines Verkürzungsaktes in b. Im Himalaya kommen in dem WNW streichenden Decken- und Faltenbau der Deformationen $D_{III} + D_{IV}$ zwei ältere Querfaltungen ($D_I + D_{II}$) und eine jüngere (D_V) vor (SCHWAN, 1980). Auch in den Radstädter Tauern treten wie in anderen Gebieten der Ostalpen jüngere Querfalten auf, die kinematisch nichts mit dem Deckenschub zu tun haben (vgl. Kap. 6).

Die großen liegenden, $\pm E-W$ streichenden Falten in den südlichen Radstädter Tauern hatte TOLLMANN (1958, S. 80) treffend als „tektonische Leitformen des Unterostalpins“ bezeichnet. Diesem Typus entsprechen auch die im Mosermannl-Gebiet auftretenden großen, um N streichenden „Querfalten“, die somit ebenfalls Hauptstrukturen (B_I) sind, deren Achsen lediglich in N-Richtung rotiert wurden. Sie sind daher hier zu D_I gerechnet.

Für einige im Radstädter Raum nur in mikro- oder mesoskopischer Dimension entwickelte Querfalten, die höhere Belastung anzeigen, ist indessen nicht auszuschließen, daß ihre NW-SE- bzw. W-E-Einengung mit der Hauptbeanspruchung des Deckenschubes zusammenhängt, d. h. D_{IV} vorliegt. Falls dies durch neue detaillierte Beobachtungen und Deutungen Bestätigung finden sollte, wären diese „Querfalten“ (B') dann auch zu D_I zu zählen.

Als weitere Strukturart gehören $\pm N$ -streichende, W-ergente Falten mit Untervorschiebungen speziell im Mosermannl-Gebiet (SCHWAN, 1965a, Abb. 15) ebenfalls zum 1. Deformationsprozeß.

Ferner zeigen die häufigen syn- oder antithetischen NE-streichenden Querabschiebungen, Querspalten und Querklüfte im Pennin des Zederhaustales, an denen die WNW-streichenden Längsgefüge (Falten und Lineationen) regelmäßig versetzt oder zerrissen sind, eine Ausweitung in WNW-ESE an (Abb. 6). Analog bestätigen die ausgelängten Belemniten in Schichten des Unterostalpins (vgl. oben) die B-achsiale Gesteinsstreckung. Längszerrung und Längsstreckung in b hängen kinematisch mit der kräftigen S-N-Kompression beim Deckenschub zusammen und sind somit ebenfalls D_I -Gefügeprägungen.

4. Deformation II: Längsfalten mit Aufschiebungen und Schubklüftung mit Süd- und Nord-Vergenzen

Weitere jüngere Deformationen sind dem Deckenbau aufgeprägt worden und haben das verschiedengestaltige Inventar der einzelnen Nebenstruktur-Typen geschaffen. Sie fügen sich nicht harmonisch dem durch flache N-Vergenzen gekennzeichneten Großbau ein. Diese mesoskopischen Gefüge sind nun zu differenzieren.

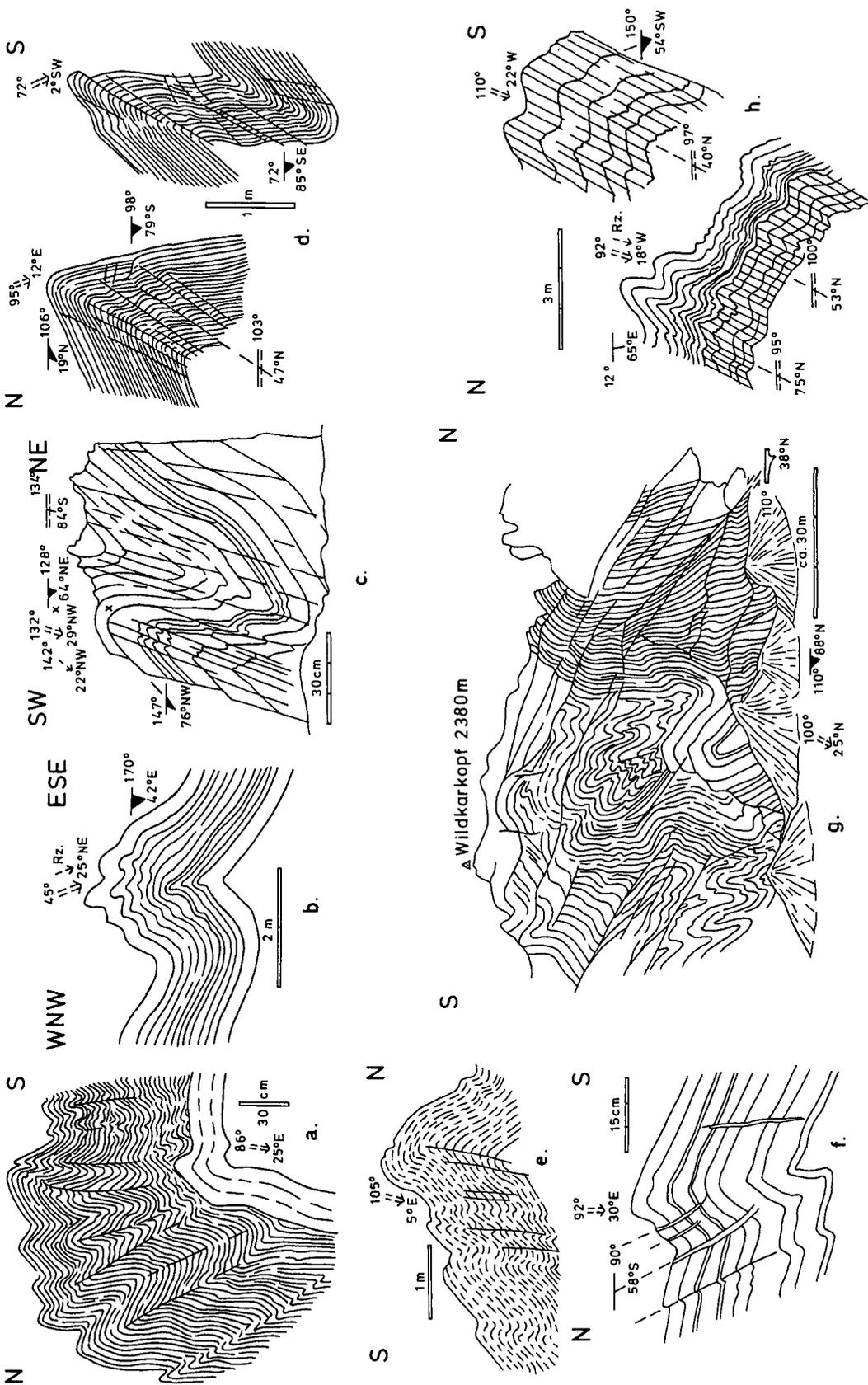


Abb. 7.

D₁₁-Strukturen: Wechselvergente (S- und N-vergente) aufrechte und schiefe Längsfalten mit Schubklüftung und Aufschiebungen.

- a) N-vergente, disharmonische Falten im paläozoischen Kalkschiefer (Grauwackenzone, Oberostalpin).
- b) Straßenböschung WSW' Schwarzach/Salzachtal bei km 70,5.
- c) NW-vergente, schiefe Falte im Gutensteiner Marmor (Pleising-Decke). Fels am Weg, 500 m N' Windisch-Scharte.
- d) N-vergente, schiefe Falte mit Schubklüftung im plattigen, blaugrauen Gutensteiner Kalkmarmor (Lantschfeld-Decke). Am Weg W' der Jakobser Alm, E' Karriedel.

- e) S-vergente, schiefe Falten in Kalkschiefern und -brekzien (Grenzzone Pennin – Unterostalpin). Kannm ca. 400 m WNW' Weißenbeck.
- f) Aufrechte Falten im Gneis (Altkristallin, Mittelostalpin). Ca. 250 m E' Seekarspitz.
- g) N-vergente, schiefe Falten im weißen Marmor (Pleising-Decke). E-Seite der Brücke der Taurachstraße, ca. 150 m SE' Schaidberg (1,5 km SE' Tauernpaßhöhe).
- h) S-vergente Falten und Überschiebungen in gut gebankten Kalken und Dolomiten, Karn (Pleising-Decke). E-Seite des Wildkarkopfes, gesehen vom Ilg-See.
- i) S-vergente Falten mit Schubklüften in Kalkphylliten des Lias. Kammweg NNW' Zeppspitze..

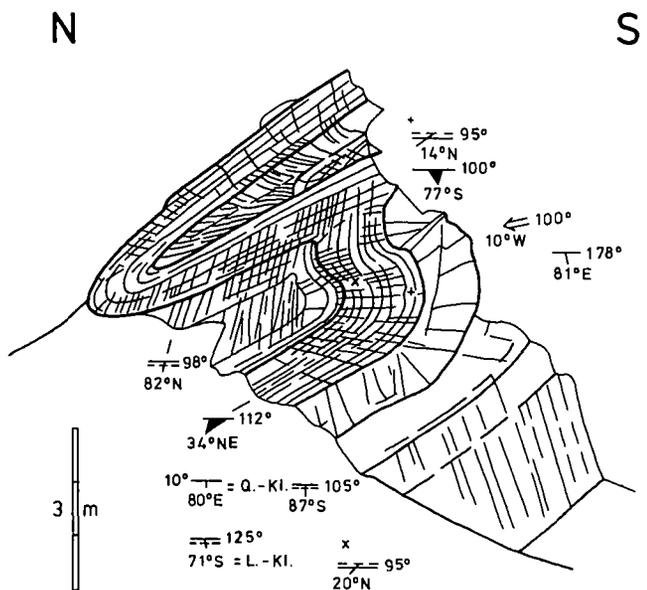


Abb. 8. N-vergente Tauchfalten (F_1) mit Schiefung (S_1) und steiler Schubklüftung (S_2) im Hauptdolomit (Hochfeind-Decke). NE-Grat des Weißenecks SW' Tweng.

Zur nächsten Deformation D_{II} gehören im Streichen um E-W (bis WSW-ESE und WNW-ESE) variierende, aufrechte, schiefe bis überkippte Biegefalten und Biegeschweifalten mit meist relativ geringem Faltungsstrain. Diese Strukturen sind mit \pm steiler engständiger Klüftung verbunden, in der eine Schiefung (S_{II}) zum Ausdruck kommt. Die Falten sind aufrecht oder schief und zeigen schwache Vergenzen nach N oder S (Abb. 7). Im Streichen folgen die D_{II} -Strukturen weitgehend den D_I -Strukturen. Letztere wurden, wie liegende N-vergente D_I -Falten zeigen, von den steilen, dicht liegenden Längsklüften (S_{II}) asymmetrisch zerschnitten (Abb. 8). Diese Klüftschar tritt besonders auffällig in den großen Dolomittfeldern an den N-Hängen des Schareck-Weisseneck-Zuges und der Schlierer-Spitze hervor. Hierbei handelt es sich um eine Pressungsklüftung (Abb. 9). Nach der etwa gleichen Position der Schubklüftung der im SSW benachbarten Pennin-Gesteine wird es sich auch im vorgenannten Unterostalpin um Schubklüftung handeln.

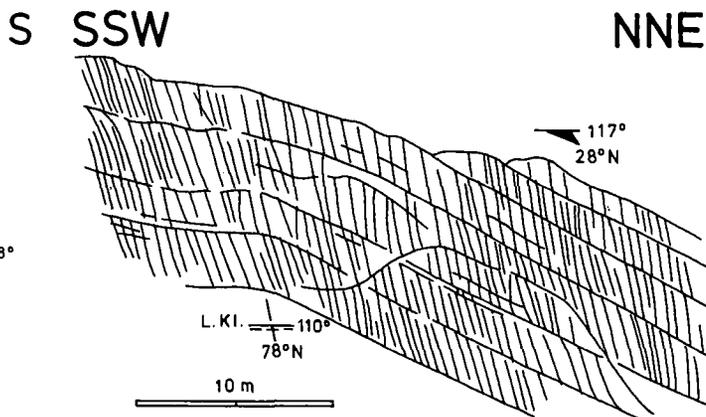


Abb. 9. Flach N-fallende Hauptdolomitbänke mit steilen Schubklüften (S_2). NE-Hang des Schwarzecks (Hochfeind-Decke).

Im Pennin sind die Schubklüfte zumeist mit Kleinfalten und Fältelungen verknüpft (crenulation cleavage; Abb. 10). Diese D_{II} -Gefüge im Pennin des Riedingtales südlich vom Mosermanni zeigen noch eine gewisse posthume Anlehnung an die z. T. quer (nordöstlich) verlaufenden D_I -Strukturen der Pleisling-Decke im nördlich benachbarten Unterostalpin des Mosermanngebiets. Hingegen halten die D_{II} -Gefüge im Pennin südlich der Hochfeind-Decke etwas weiter östlich sich an das Längsstreichen der dortigen D_I -Strukturen (SCHWAN, 1965a, Abb. 21). Eine typische Mischstruktur aus vollkommen ausgebildeten überkippten, N-bewegten Falten (D_I) einerseits und kleinen engwelligen Falten mit steiler S-Vergenz und Schubklüftung (D_{II}) andererseits ist in der unterostalpinen Mitteltrias am Kl. Mosermanni aufgeschlossen (Abb. 11).

Auch im Unterostalpin der Rieding-Spitze mit Altkristallin bis Lias und des Zederhauser Weißbecks mit Trias und Lias (einer großen Tauchsynklinale mit WNW-Achse) liegen zwei in das Pennin N-vergent eintauchende Deckschollen-Komplexe (THALMANN, 1962) bzw. Dolomitwalzen (EXNER, 1971, 97-101) von ähnlicher Art wie bei der Hochfeind-Decke vor (SCHWAN, 1965a, Abb. 26). Sie haben Struktur und Position durch den Vorgang bei der D_I -Deformation erhalten. Aus dem N, vom Rieding-Tal her, sind Pennin-Phyllite S-vergent gegen beide Unterostalpin-Komplexe rückgefaltet worden,

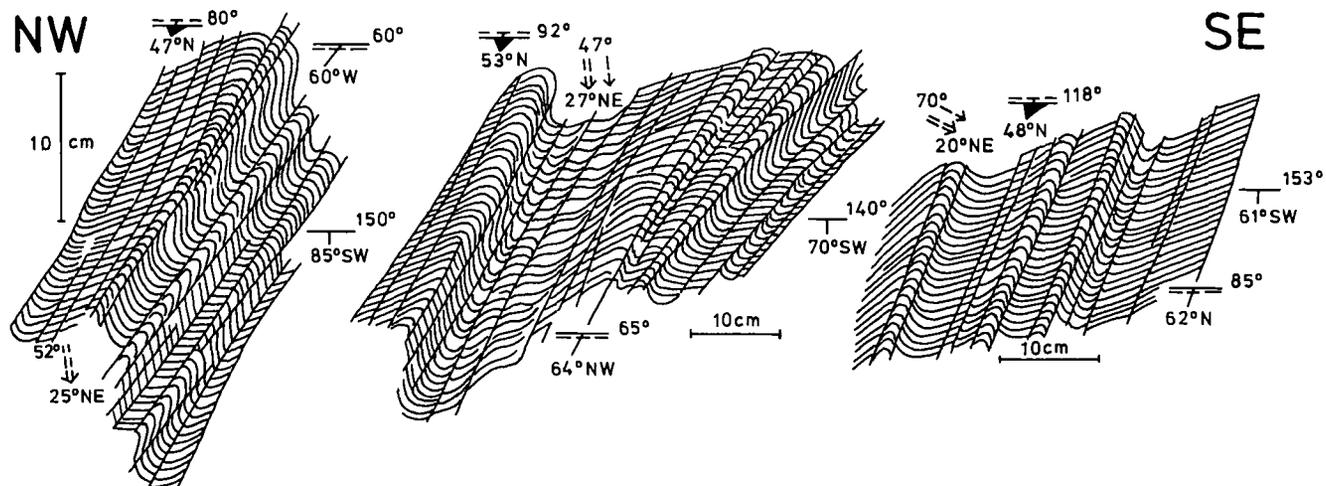


Abb. 10. Chevron folds-ähnliche, SE-vergente Kleinfalten mit Schubklüften (crenulation cleavage) (D_{II}) in grauen Pennin-Phylliten mit Quarz- und Marmorbändern. N' Böschung am Wege N' des Riedingbaches NNE' der Brünnwand, ca. 2 km WNW' Wald.

NNW

SSE

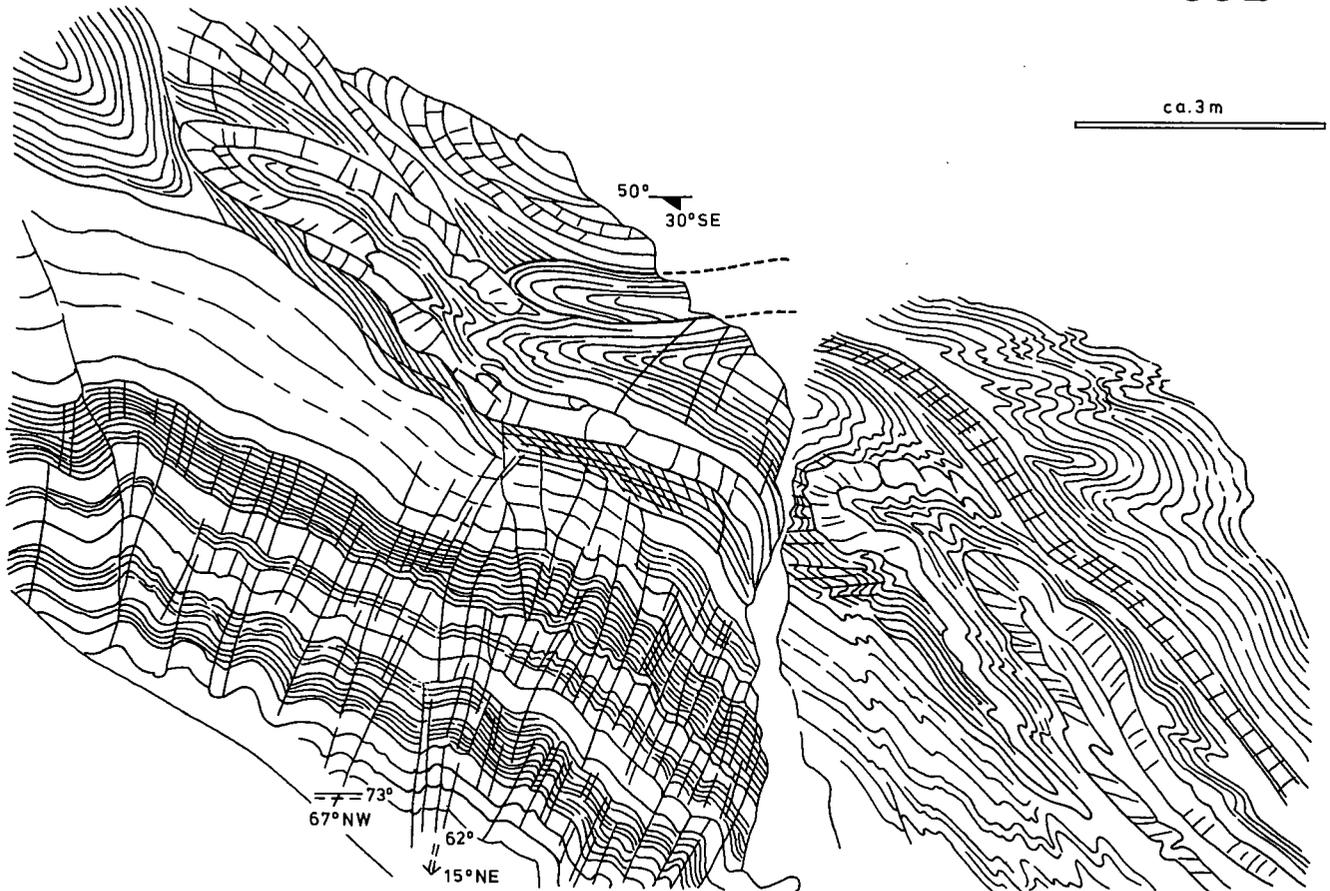


Abb. 11. Mischstruktur (D_1/D_{II}) aus flach N-vergenten (F_1) und steil S-vergenten Falten (F_2) im Gutensteiner Dolomit und Kalk (Anis, Unterostalpin, Pleisling-Decke). S-Hang des Kleinen Mosermannls.

welcher Vorgang bei D_{II} geschah. So liegen auch hier großartige Beispiele von Mischstrukturen vor.

Zum D_{II} -Inventar gehören auch S-vergente Schubflächen, die teils steiler, teils flacher liegen und sowohl im Pennin wie im Unterostalpin vorkommen, speziell im Zederhaustal und in den schönen Klammaufschlüssen an der S-Seite des Salzachtales im Klammkalkschiefer (Abb. 12); sie deformieren oder zerschneiden das ältere Schicht- und Schieferungsgefüge. Diese S-Vergenz ist überhaupt insgesamt ein wesentliches Merkmal von D_{II} . Darin kommen Rückschübe zum Ausdruck.

In der Klammkalkzone mit steil N-fallendem s-Flächen-Gefüge kommen häufig auch in Anpassung an dieses Gefüge recht steil stehende, eng gepreßte nahezu isoklinale Falten vor (SCHWAN, 1965a, Abb. 23). Ob es sich dabei um ehemals flach liegende, sekundär verstellte oder aber um neu gebildete Aufpressungsfalten handelt, ist schwer zu beurteilen; viel spricht für nachträgliche Versteilung der Gefüge in Zusammenhang mit der Aufwölbung der Tauernkuppel. Steilstellungen spielen speziell am N-Rand des Tauernfensters eine große Rolle, während sie weiter im E im Fensterrahmen des Radstädter Raumes nur schwach sind oder fehlen.

Auch z. B. innerhalb und am S-Rand der N-Kalkalpen treten S-Bewegungen auf (CLAR, 1965, S. 273; TOLLMANN, 1966, 97–99, 114; DOERT, 1970, S. 163, u. a.), die aber in ihrer Intensität und Bedeutung weit hinter den N gerichteten Fernschüben zurückbleiben.

Die meisten der D_{II} -Strukturen zeigen nicht die für Deckenbewegungen charakteristische Horizontaltal-

denz und keine Anzeichen größerer Belastung, wie flach gedrückte isoklinale Falten (flattening type). Ihre Typen haben mehr der Vertikalen genäherte Züge, die auf steilere, aufwärts gerichtete Bewegungen unter geringerer Auflast hinweisen. Sie sind Ausdruck späterer seitlicher Überpressung des Deckenbaues. Diese erneute Einengung mit geringerer Intensität fand wahrscheinlich in Zusammenhang mit der Aufwölbung der Tauernkuppel statt. Bei den nach oben gerichteten Ausweichbewegungen entwickelten sich am Ort sowohl steile N- wie S-Vergenzen (ROSSNER & SCHWAN, 1982).

Innerhalb der Radstädter Tauern wechselt die Bedeutung von D_{II} in der S–N-Richtung. In den nördlichen Radstädter Tauern (ROSSNER, 1979, dort als Deformationsakt [4] bezeichnet) führten die Auswirkungen der S-vergenten Anpressung zum Teil zu erheblichen Modifikationen großtektonischer Strukturen, wie speziell in den Bereichen der zwischen Quarzphyllit auftretenden Mesozoikumkomplexe am Lackenkogel oder im Tauernachtal.

Der Deformationsakt [3] der nördlichen Radstädter Tauern (ROSSNER, 1979) ist in heutiger Sicht der Zusammenhänge (s. auch Anmerkungen zur Genese der Strukturen von D_{II} oben) nicht mehr als selbstständiges Bewegungsereignis abzutrennen, sondern dem Akt D_{II} zuzurechnen.

In den südlichen Radstädter Tauern ist der Einfluß der D_{II} -Deformation schwächer und beschränkt sich weitgehend auf den mesoskopischen Bereich. Im Gipfelaufbau des Weissenecks machen sich S-vergente

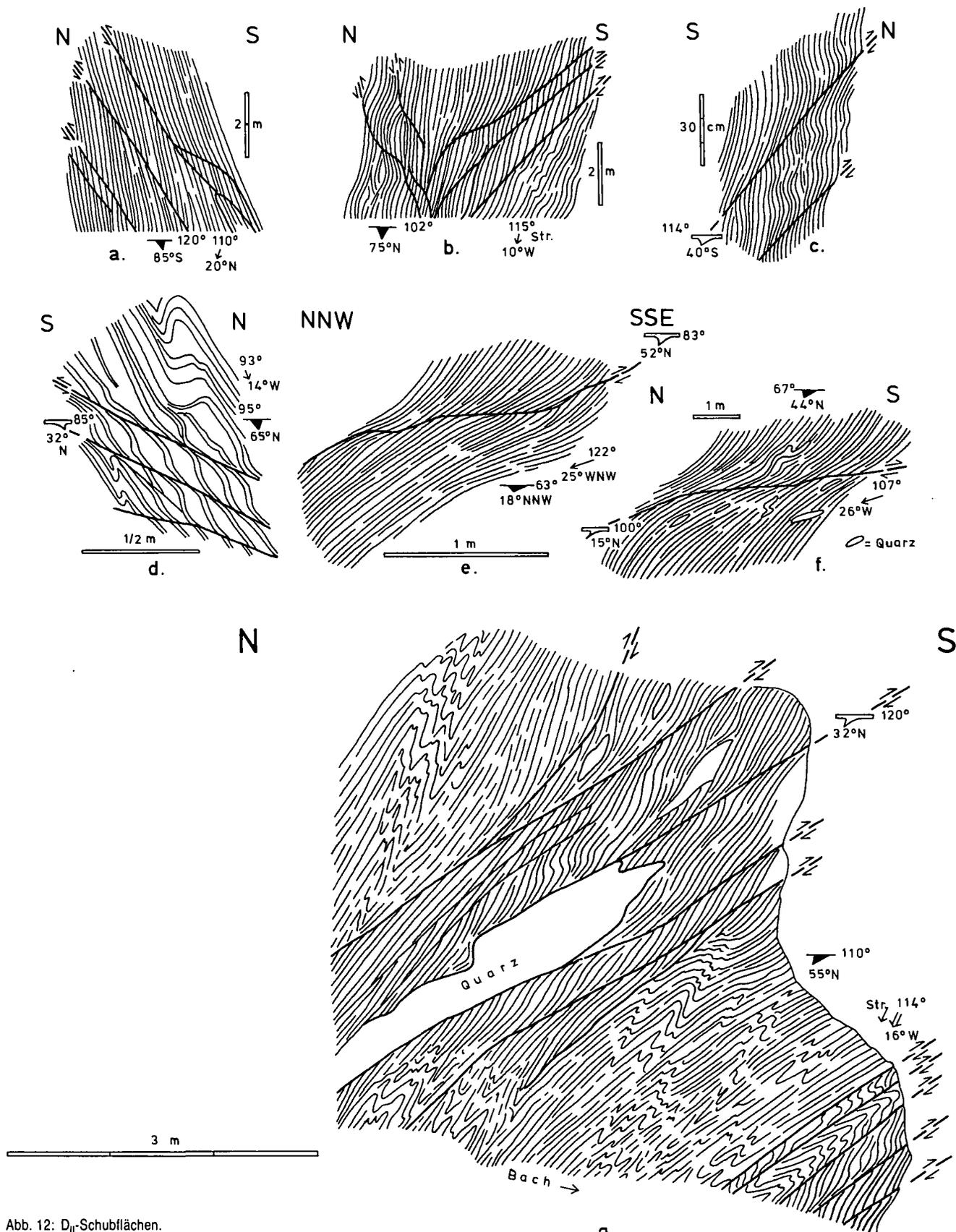


Abb. 12: D_{II} -Schubflächen.

- a) und b) Wechselvergente Aufschiebungen in grünen und grauen Phylliten (Pennin). Hoigmoostal, 3,5 km SW' Taxenbach.
- c) und d) N- und S-Überschiebungen im Kalkschiefer (Klammkalkzone). Kitzlöchlklamm SE' Taxenbach.
- e) und f) Flache S-Überschiebungen in Grauphylliten (Pennin). SE' Kößler bei Wald. Wegböschung nahe Ahorngraben, Zederhaustal (N' Seite).
- g) S-Überschiebungen in grünlichen Phylliten (Pennin). Bacheinschnitt ca. 1 km NW' Zederhaus (N' Talseite).

Verformungen allerdings auch in größerem Maße bemerkbar (SONDERMANN & VOGGENREITER, 1984).

Ausbildung und Dimension der \pm aufrechten bis wechselvergenten Falten (B_{II}) wechseln somit im Radstädter Raum; außer in zahlreichen Kleinformen liegen sie stellenweise auch in Großform vor.

Auch im NW-Randgebiet des Tauernfensters treten im Pennin solche Strukturen kleintektonisch zahlreich auf, können aber Faltenlängen bis zu 1 km erreichen (MILLER et al., 1984, S. 638, dort als F_3 bezeichnet). Dabei wurde Anstoß daran genommen, daß Großformdimensionen dieser Strukturen gegenüber den Decken bei uns (ROSSNER & SCHWAN, 1982, S. 43) nicht betont waren. Doch sind auch große, \pm aufrechte Falten in unseren Abbildungen (1982, Abb. 3, 8, auch 46–47) zu sehen, und liegen somit nicht nur „Nebenformen“ vor. Ziel jener Arbeit war es, auf die spezielle Natur und geringere Bedeutung S-vergenter Pressungsstrukturen gegenüber der N-vergenten Deckentektonik aufmerksam zu machen. Im NW-Randgebiet der Hohen Tauern liegt somit der Fall vor, daß zweierlei Großstrukturtypen und demgemäß zweierlei kleintektonisch leitende Abbilder existieren (vgl. SCHWAN, 1973, 336–337).

5. Deformation III: Autonome Querfalten mit \pm Nord–Süd-Streichen

Zur Deformation D_{III} gehören im Radstädter Raum „echte“ mesoskopische Querfalten mit um N–S bis NE–SW streichenden Achsen. Sie treten auf als aufrechte oder schiefe, seltener überkippte Biege- und Biegescherfalten sowie als Falten von Chevron- oder Kink band-Typus. Letztere sind meist mit entsprechenden, oft steilen Schubflächen, Scherflächen oder Klüften, speziell mit einer Schubklüftung bzw. Crenulation cleavage (S_{III}) verbunden. Einige charakteristische Beispiele für Querfalten aus den verschiedenen tektonischen Einheiten des Pennins und Unterostalpins sowie speziell aus dem unterostalpinen Quarzphyllit der E-Randzone des Tauernfensters sind nebenstehend abgebildet (Abb. 13).

Die Formen der Querfalten variieren; die im Pennin haben etwas größere runde Scharniere (Abb. 13, i., k.), die im Unterostalpin teils kleine oder größere runde Scharniere (Abb. 13, d., e., f., g., h.) und teils recht spitze oder scharfkantige (Abb. 13, a., b., c.). Darin scheint eine Abnahme des Belastungsdruckes vom unteren zum oberen Deckenstockwerk zum Ausdruck zu kommen. Es liegen zumeist nur schwache Vergenzen nach W oder E vor.

Die kleintektonischen Querfalten kommen auf Flügeln großer Längsfalten vor. In mesoskopischen Dimensionen ist durch Vergleich die grundsätzliche Verschiedenartigkeit der Formungen der Längs- und Querfalten erkennbar (Abb. 14). Alle Längselemente, so die ESE streichenden Lagerungen, Falten und Lineare, erfahren durch die Querscharniere und Querschubflächen Verbiegung, Knickung oder Zerschneidung. Daraus geht mit Sicherheit das jüngere Alter dieser Querstrukturen gegenüber den Längsstrukturen hervor.

Die \pm N–S-verlaufenden Querfalten sind danach als eigenständige Gefügeerscheinung im E–W-streichenden Decken- und Längsfaltenbau, die diesem nachträglich aufgeprägt wurde, zu betrachten. Sie gehen auf einen autonomen Bewegungsakt mit in W–E bis NW–SE liegenden Einengungsvektoren zurück, der un-

abhängig von und später als D_I/D_{II} wirksam war (u. a. SCHWAN, 1965a, S. 243; ROSSNER, 1970, S. 209; ROTH, 1984, S. 83; MILLER et al., 1984, S. 637). Daher sind sie hier gegenüber anderen quer verlaufenden, vielleicht mit dem Deckenschub zusammenhängenden Strukturen als „autonome“ Querfalten bezeichnet worden.

Die Querfalten in den südlichen Radstädter Tauern zeigen nach ihrer nur kleintektonischen Dimension, ihrer meist aufrechten bis schiefen Form mit \pm steilen Scherflächen sowie ihrem mehr lokalen Auftreten einen relativ schwachen Kompressionsstrain. Demgemäß sind parallele Lineare nicht oder nur selten entwickelt. N–S-streichende Querfalten mit Runzelung und Schubklüftung, die steil steht und unregelmäßig auftritt, wurden u. a. im Unterostalpin des Gödernierkarkopf (vgl. Abb. 14b) beobachtet.

Auffällig in Erscheinung treten die Querstrukturen der Quarzphyllite in der E-Randzone des Tauernfensters. Es sind typische schiefe Knickfalten ohne parallele Lineare, sie haben häufig W-Vergenz (Abb. 13, a., b., c.). Die N–S-verlaufenden Faltenachsen in den Phylliten verbiegen oder schneiden die Längslineation (als Runzelung), die z. B. nahe der Katschbergstraße im unterostalpinen, wohl mesozoischen Marmor des Lerchkogels sogar als kräftige WNW-streichende Striemung entwickelt ist. Der E–W-Streß hingegen war nicht intensiv genug, um eine N–S-Lineation auszuprägen. Die dominierende W-Vergenz der Knickfalten am Katschbergpaß scheint eine spätere, relativ schwache Pressung des unterostalpinen Quarzphyllits gegen das Tauernkristallin im W anzuzeigen. Diese Querfalten gehören in den Bereich der Katschberg-Querstruktur von EXNER (1971, S. 9). Sie kommen dort außer in den Katschberg-Phylliten auch in der benachbarten Schieferhülle des Tauernfensters vor.

In den nördlichen Radstädter Tauern tritt die Querbeanspruchung nur wenig in Erscheinung (ROSSNER, 1979, z. B. Abb. 86).

Dem Deformationsakt III noch zuzurechnen sind Strukturformen vom gleichen Typ wie der der behandelten Querstrukturen, aber mit einem Streichen, das bis zur E–W-Richtung drehen kann. Solche Erscheinungen sind allerdings seltener zu beobachten. Es bedarf wohl keiner ausführlichen Erläuterung, daß bei den zur Zeit von D_{III} vorgegebenen alten Strukturmustern der im Rahmen dieser Deformation einwirkende Streß im Einzelfall zu aberranten Strainrichtungen führen konnte.

Nach allen Beobachtungen ist der zu diesen Querstrukturen gehörige Deformationsakt ein relativ junges Ereignis, das wahrscheinlich die letzte, z. T. noch mit plastischen, z. T. schon mit ruptuellen Verformungen und nur streckenweise wirksame spatorogene kompressive Beanspruchung mit geringer tektonischer Intensität darstellt (vgl. auch BAUMGARTNER, 1976). Daher wurde sie hier als D_{III} -Deformation bezeichnet. Auch in anderen Orogenen gehen speziell die Knickfalten-Typen auf späte Akte der Einengungstektonik zurück.

Da die verschiedenen mesoskopischen Querfalten-Typen teils Biege- und Biegescherfalten, teils Chevron- und Kink band-Falten sind, mögen darin außer verschiedenen Stockwerkstiefen bzw. ungleichen Druckausmaßen auch verschiedene Bewegungsakte zum Ausdruck kommen. Nach künftigen speziellen Untersuchungen werden vielleicht verschiedene Teilakte unterscheidbar, z. B. bei D_I (= B in N–S rotiert, oder B'), bei autonomen Querstrukturen $D_{III,1}$, $D_{III,2}$ usw.

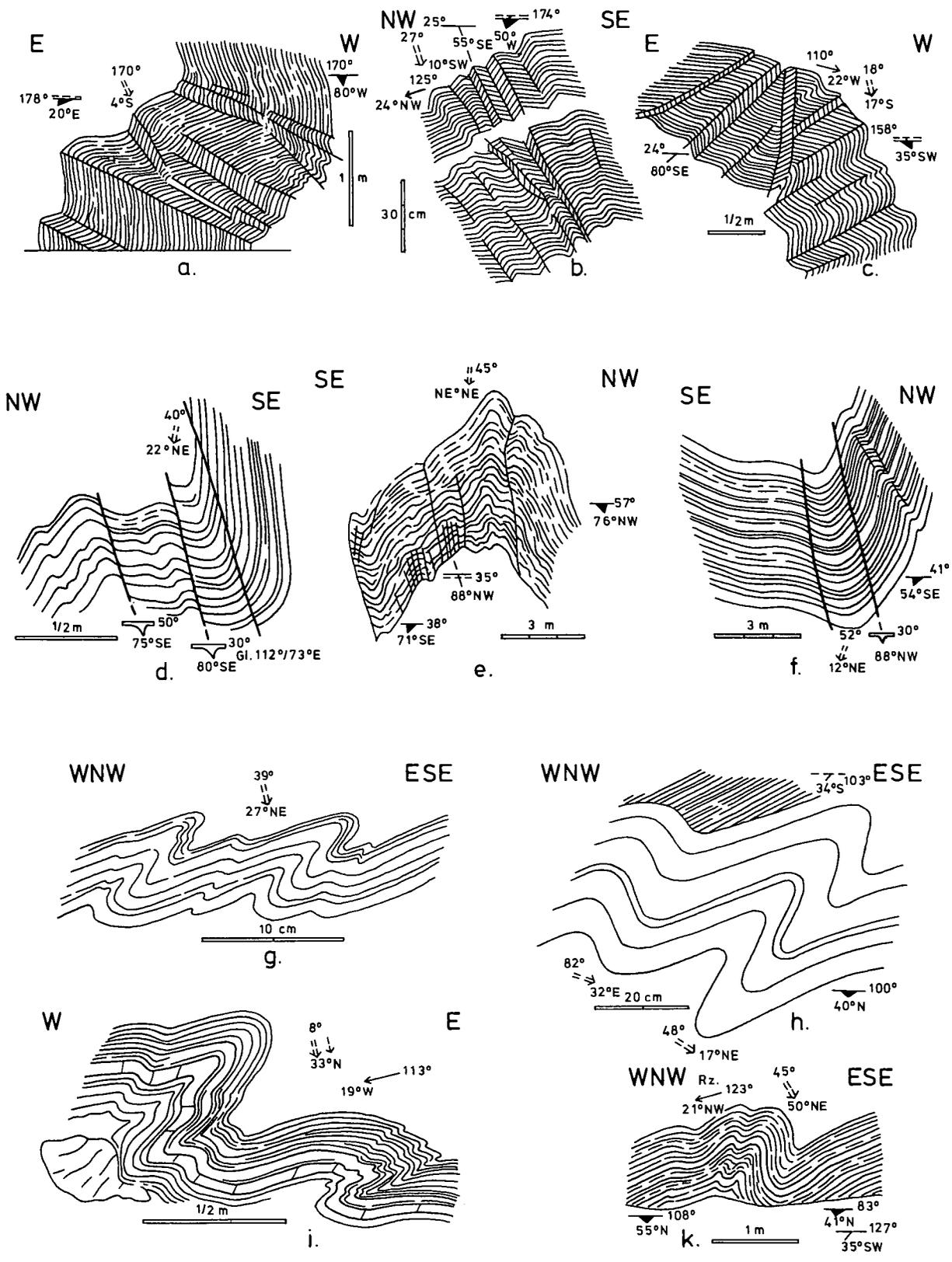


Abb. 13: D_{III}-Querschnitte.

- a) und b) und c) E- und W-vergente Knickfalten im Quarzphyllit (Unterostalpin), E-Rahmen des Tauernfensters.
 Böschung am Wege W' (a) und an der Straße S' (b und c) des Katschbergpasses.
- d) und e) und f) Aufrechter Quersattel und schiefe Quermulden mit Schubklüften im Skythquarzit (Unterostalpin).
 Grat WNW' des Twenger Weißenecks, nahe Grubachscharte.
- g) und h) Querschnariere mit Fließfaltencharakter in rosa und grau gebändertem Gutensteiner Marmor (Unterostalpin).
 g = ca. 15 m SW' Taferlscharte; h = Kamm ca. 200 m WNW' des Vorderen Weißenecks.
- i) Gefaltete Glimmermarmorbank in Grünphyllit (Pennin) mit Vergitterung von Lineationen.
 Gödernierbach, ca. 20 m unterhalb der Unterostalpin-Deckenbahn im Wastlkarl, SSE' Hochfeind.
- k) Gefaltete Marmor- und Quarzbänkchen im Grünphyllit (Pennin).
 Böschung N' Moser, ca. 2 km WNW' Zederhaus.

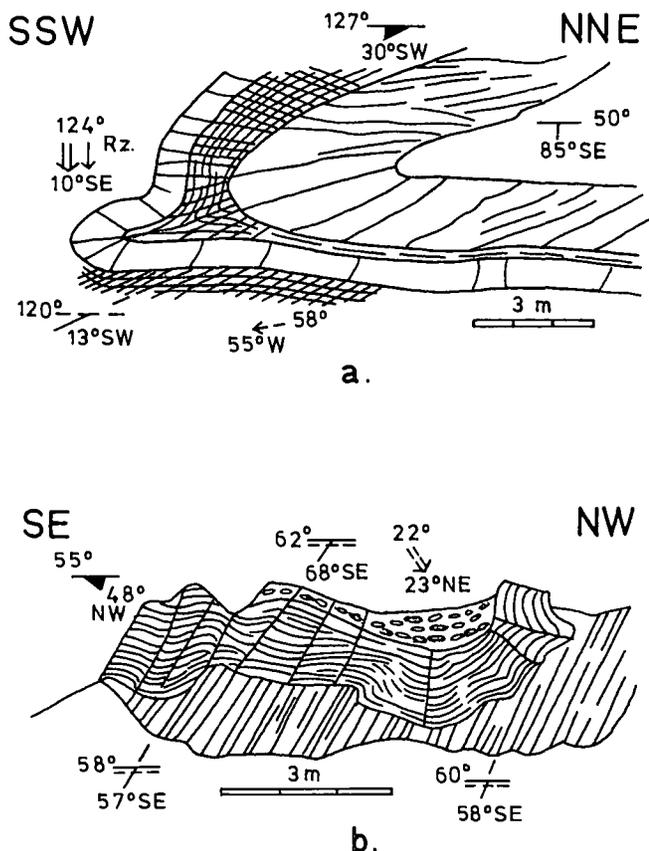


Abb. 14.

Vergleich von Längsfalten- und Querfallentypen.

- a) Tauchsattel mit Schieferungsklüftung (F_1, S_1) in Liasbreckzie.
 b) Aufrechte Quermulde mit Schubklüften (F_3, S_3) und in B (WNW-ESE) gestreckten Stücken der Liasbreckzie, darunter Hauptdolomit mit Schubklüftung. Beide Strukturen treten in geringer Entfernung (ca. 20 m) voneinander auf.
 Oberes Gödernerkar, ca. 0,8 km NE Hochfeind.

6. Deformation D_{IV} , bruchtektonische Vorgänge: Längs- und Diagonalstörungen

Die Endphase der Deformationsfolge, D_{IV} , ist durch spät- bis postorogene bruchtektonische Vorgänge gekennzeichnet. Schollenzerbrechung und -verschiebung stellen sich als Reaktionsarten infolge der zunehmenden Kratonisierung des Orogens ein.

Solche Vorgänge haben unmittelbar im Radstädter Raum keine besondere Bedeutung, waren aber in den benachbarten Talzonen, wie im Enns- und Salzachtal im N und im Zederhaustal im S wirksam. Dabei handelt es sich im N um Längsstörungen, im S um eine Diagonalstörung.

Am W-E-verlaufenden Längsbruch der Tauern-N-Randstörung (TOLLMANN, 1977, S. 54) im Salzach- und Ennstal werden die WNW-streichenden Einheiten des Mittel- und Unterostalpin sowie des Pennin spitzwinklig schräg abgeschnitten, wodurch Mittel- und Unterostalpin nach WNW hin an der Oberfläche abnehmend bis auf Reste verschwinden, bis das Tauern-Pennin mit dem Oberostalpin in der Grauwackenzone in unmittelbarem Kontakt kommt. Dabei ist mit starkem Vertikalversatz durch Hebung des Tauernfensterkomplexes im S gegenüber der Grauwackenzone im N zu rechnen. Die

Tauern-N-Randstörung ist relativ jung, Intra-Miozän (HEISSEL, 1951, S. 75).

Eine NW-SE-verlaufende Diagonalstörung wird neuerdings längs der Zederhaustalkebbe angenommen und als dextrale Blattverschiebung interpretiert (VOGGENREITER, 1986, S. 143).

Diese Transversalstörung könnte zu einem Diagonalschwerflächensystem aus zwei \pm senkrecht einfallenden Flächenscharen mit NW- und mit NE-Richtungen gehören. Noch durch Wirkung der tangentialen S-N-Einengung entstanden bei zunehmender Erstarrung des Gebirges, d. h. in quasikratonischem Krustenzustand, Diagonalbrüche, die das Gebirge in Blöcke zerlegten, die sich seitlich gegeneinander entweder in NW/SE-Richtung (meist dextral) oder in NE/SW-Richtung (meist sinistral) verschoben. Die beiden Diagonalfächenscharen entsprechen den x-förmig angeordneten MOHRschen Scherzonen und sind mechanisch entsprechend zu verstehen. Sie sind im E-Alpenraum häufig deutlich entwickelt (vgl. TOLLMANN, 1969, Abb. 1). Speziell in den westlichen N-Kalkalpen sind sie seit längerem erkannt und als Ammer (NW)- und Loisach (NE)-Störungen bezeichnet worden (KOCKEL et al., 1931). Noch bedeutendere NE- und NW-streichende Brüche sind längs der Judicarien-Linie und in den Mölltal- und Lavantaler Störungszonen entwickelt; bei letzterem dürfte aber Abschiebungscharakter dominieren.

Von den beiden in den E-Alpen ausgeprägten diagonalen Scherflächenscharen mit NW- und NE-Richtungen wäre im Radstädter Raum fast nur mit der NW-streichenden mit dextralem Verschiebungssinn im Zederhaustal zu rechnen.

Sie sollte auch strukturektonektisch durch steile Harnischflächen mit Horizontalgleitstreifen und entsprechende Escarpments feststellbar sein.

Junge NNE-streichende Störungen und Spalten sind z. B. am Zederhauser Weißbeck mehr lokal entwickelt (THALMANN, 1963, 175-177; EXNER, 1971, 101-102).

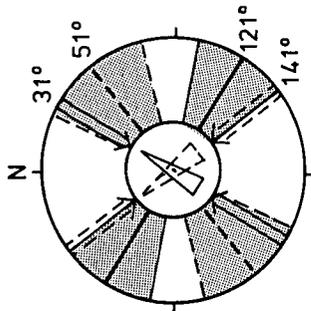
Da die Diagonalscherflächen in die Abschlußphase der tangentialen Einengung gehören, sind sie relativ spät entstanden, die Bruchtektonektik mit Abschiebungen noch danach, im Jung-Miozän (TOLLMANN, 1969, 282-283, 285).

7. Chronologische Abfolge der Deformationen D_1 - D_{IV} und deren Relation zu großtektonischen Ereignissen im Radstädter Raum

Die Radstädter Tauern (Unterostalpin) und nordöstlich Hohen Tauern (Pennin) sind, wie zuvor dargelegt, nach ihrem Strukturinventar mehrphasig, d. h. durch verschiedene orogene Vorgänge gestaltet worden, und sie stellen somit einen komplex geformten alpinotypen Gebirgsbereich dar.

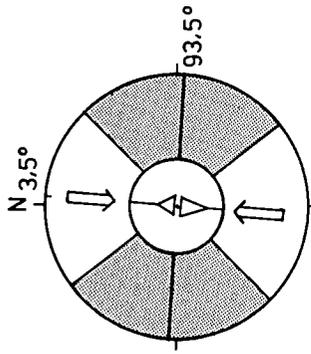
Jede „reine“ Form, d. h. von nur einer Beanspruchung geschaffene Struktur (z. B. Biegescherfalte, Biegefalte, Scherfalte oder Verschiebungsfläche), ist Ausdruck einer charakteristischen individuellen Gestaltung mit spezifischen Druck- und Temperaturverhältnissen zu einer bestimmten erdgeschichtlichen Zeit und damit Ausdruck einer bestimmten Deformationsphase.

Aus „Mischstrukturen“ kann die Reihenfolge von Beanspruchungen abgelesen werden. Der Radstädter Raum läßt generell vier altersverschiedene Deformationen D_1 bis D_{IV} erkennen. Lokal können weitere Defor-



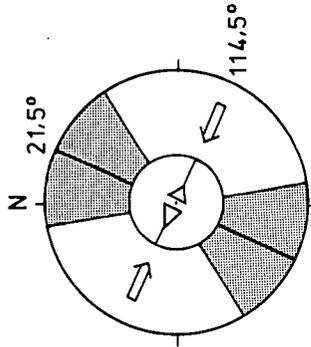
DI

± N-vergente Decken und liegende Falten; Hauptrichtung BI = 121°; Hauptvektor = 31°; lokale Rotation von BI = 51° (Mittelwert), Vektor = 141°. M.-u.O.-Kreide.wahr-scheinlich bis Ende Eozän (austrische bis intrago-sauische Phasen)



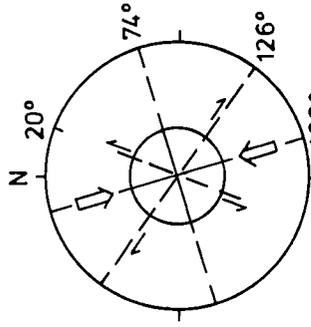
DII

S-u.N-vergente Falten und Schubflächen; Hauptrichtung BII = 93.5°; Vektor = 3.5°; Wahrscheinlich Wende Eozän/Oligozän und Wende Oligozän/Miozän (pyrenäische bis savische Phasen)



DIII

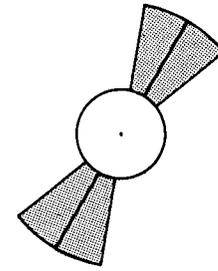
WNW- und ESE-vergente Querfalten und Schubflächen; Hauptrichtung BIII = 24.5°; Vektor = 114.5°. Jungtertiär (spätalpidische Phasen)



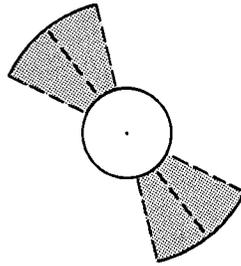
DIV

Verschiebungsflächen, steile Auf- oder Abschiebungen = 74°, Transversalstörungen = 126° und 20°, Vektor = 163°. Jungtertiär (spätalpidische Phasen)

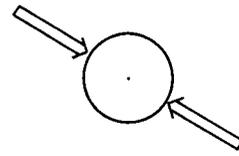
L e g e n d e



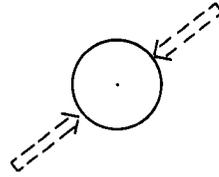
Feld der B-Achsen u. Haupt-B-Richtung



Hauptvektor rotierter B-Achsen, speziell bei BI



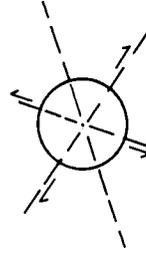
Hauptvektoren des Shortening



Rotierte Vektoren, speziell bei DI



Vergenzen



Steile Bewegungskorrekturen und Blattverschiebungen

Abb. 15.
Schema der Deformationsereignisse im Grenzraum Radstädter Tauern/Hohe Tauern.

mationsereignisse insgesamt geringer Bedeutung hinzutreten, wie dies die Parallelisierung der im Hochfeind-Weißeneck-Massiv festgestellte Vorgänge mit der generalisierten Zusammenstellung der Deformationsakte der vorliegenden Arbeit erkennen läßt (Tabelle 1).

Tabelle 1
Korrelation der Bezeichnungen für Deformationsakte in den Radstädter Tauern.

SCHWAN & VOGGENREITER (1984)	SCHWAN & ROSSNER (im Druck)
D ₁	D _{1,1} + D _{1,2}
D ₂ (lokale Bedeutung?)	?
D ₃	D _{II}
D ₄	D _{III}
(D ₅) nicht als eigener Formakt explizit aufgeführt	D _{IV}

Was eine Parallelisierung der aufgrund der Untersuchungen an mesoskopischen Gefügen und ihrer Differenzierung aufgestellten Deformationsfolge mit großtektonischen Ereignissen betrifft, so zeichnen sich folgende Zusammenhänge ab:

Die Bewegungsakte D_{1,1} und D_{1,2} repräsentieren das Stadium bzw. die Stadien der Entstehung des N-vergenten Deckenbaues und der Verfaltung der Deckenbahnen und -körper, wobei im ersten Abschnitt (D_{1,1}) das Unterostalpin als großer aber relativ wenig mächtiger Deckenkörper (vgl. OXBURGH & TURCOTTE, 1974, Abb. 7) zwischen Pennin unten und Mittelostalpin oben vorbewegt wurde, verursacht durch starke Unterfahrung von N her. Dabei entwickelten sich unter Miteinfluß der Materialzusammensetzung die einzelnen Deckenkomplexe mit aufrechten Schichtenfolgen, wie speziell in den südlichen Radstädter Tauern, aber auch bedeutendere liegende Falten, wie z. B. in den nördlichen Radstädter Tauern. Intern entstanden unter der relativ hohen Auflast der höheren, jetzt weitgehend abgetragenen Decken die großen liegenden oder überkippten Falten (B_{1,1} bzw. F_{1,1}), wie sie den inneren Bau z. B. der Pleisling-Decke (u. a. TOLLMANN, 1956, Taf. 2) oder der Hochfeind-Decke etwa im Weißeneck, Hochfeind und Schwarzeck (Abb. 4; SCHWAN, 1965a, Abb. 9, 18, 26; THALMANN, 1963, Taf. 7) in besonders eindrucksvoller Weise charakterisieren. In Zusammenhang mit dem hohen Flattening und mit dem Wechsel des Widerstandes gegenüber der Schubbewegung (= Änderung der Richtung des Bewegungsweges) kam es stellenweise zu z. T. erheblicher Rotation der B_{1,1}-Achsen bis in Querrichtungen um N, wie speziell im nördlichen Mosermanni-Gebiet. Die mesoskopischen Leitstrukturen spiegeln im kleinen den Typ aller dieser Großfalten (F_{1,1}) wieder.

Der zweite Teilakt D_{1,2} führt bei abnehmender Belastung zu weiterer Vorbewegung der Teildecken des Unterostalpins, wobei möglicherweise ein Schleppeffekt durch Druckübertragung beim z. T. gravitativen Vorgleiten des noch überlagernden Mittel- und Oberostalpins eine Rolle spielte (vgl. ROSSNER, 1979, 377–379). Der Akt D_{1,2} führte infolgedessen zu einem z. T. diskordanten Zuschnitt der Teildecken zum Internfaltenbau, u. a. zur Kappung der meisten Radstädter Decken im rück-

wärtigen Teil durch die Überschiebung des zentralalpiner Alt-kristallins, aber auch noch zu einer gewissen Verformung der Deckenbahnen durch Verfaltung und Verschuppung sowie in den westlichen Radstädter Tauern zu einer Überfahrung tieferer Teildecken durch höhere (oberes Ennstal und Tappenkarberge; TOLLMANN, 1963a; ROSSNER, 1979). Ein deutlicher Hinweis auf die Abfolge D_{1,1} und D_{1,2} ist die gelegentlich zu beobachtende potenzierte Faltung.

Der Akt D_{II} modifizierte nach Abschluß der Deckenbewegungen Konturen und Internbau der dabei entstandenen großtektonischen Komplexe in regional recht unterschiedlichem Ausmaß, wobei aufrechte bis wechsellagernde und besonders S-Schübe eine Rolle spielten. Bedeutendere Verformungen in größerer Dimension fanden vor allem in den nördlichen Radstädter Tauern statt (ROSSNER, 1979), aber z. T. auch im S, z. B. am Weißeneck (SONDERMANN & VOGGENREITER, 1984). Die Belastung und Mobilität waren erheblich geringer als bei D₁, so daß sich Schubklüftung bzw. crenulation cleavage entwickelten.

Den Abschluß vorherrschend kompressiver Deformationen bildet der Querbeanspruchungsakt D_{III}. Dessen Eigenständigkeit in den Radstädter Tauern ist kleintektonisch durch typische ±N–S (selten E–W-) streichende Knickfalten (Chevron oder Kink band folds) erwiesen; großtektonisch äußert er sich zuweilen noch in flachwelligen Verbiegungen.

Die bruchtektonische Beanspruchung D_{IV} tritt innerhalb der Radstädter Tauern oder am E-Rand des Tauernfensters offenbar nicht in großtektonischem Ausmaß in Erscheinung, z. B. nicht in der Form, wie sie sich in der Silltal-Störung am W-Ende des Tauernfensters ausgewirkt hat (vgl. SCHWAN et al., 1984). Jedoch hatte diese Deformation in Randzonen des Radstädter Raumes großtektonische Auswirkung, am N-Rand in Form der E–W-streichenden Tauern-N-Randstörung und im S offenbar in einer NW-streichenden diagonalen Transversalstörung im Zederhaustal (VOGGENREITER, 1986).

Diese Reihenfolge der Deformationen D_I–D_{IV} resultiert aus den Geländebeobachtungen in den Radstädter Tauern.

Bei vergleichenden Studien zwischen Shortening-Strukturen des Radstädter Raumes mit solchen anderer zentralalpiner Gebiete zeigt sich, daß heute gewisse Unterschiede bei der zeitlichen Einordnung der Deformationen bestehen (u. a. HÖCK, 1969; FRISCH, 1979; ROSSNER & SCHWAN, 1982; LEDOUX, 1984; MILLER et al., 1984; SCHWAN, et al., 1984), so daß nur z. T. Vergleiche möglich sind. Diese Problematik für eine Parallelisierung mag bedingt sein entweder

- ① durch primär etwas verschiedene Strukturentwicklungen in den einzelnen Gebieten, indem die Bewegungsakte nicht überall gleich bzw. nicht immer wirksam waren, z. B. streckenweise keine Querfaltenbildung eintrat oder verschiedenaltrige Querfaltenbildungen existieren, oder
- ② durch verschiedene chronologische Struktureinordnungen, z. B. indem im NE-Randgebiet der Hohen Tauern die streichenden wechsellagernden Falten als II und die Querfalten als D_{III} anzusehen sind, während es im NW-Randgebiet der Hohen Tauern umgekehrt zu sein scheint, und
- ③ mögen verschiedene Bezeichnungen oder Gliederungen der Bewegungsakte (D_I, D_{II} oder D_{1,1}, D_{1,2} usw.) eine Rolle spielen. Dabei wird auch die Möglichkeit oder Frage, ob bzw. wie weit sich die Deformationsphasen D_{II} und D_{III} ähnlich wie D_I (= D_{1,1} und D_{1,2}) in einzelne Teilakte aufgliedern lassen (Kap. 4, 5 und 6), künftig zu klären sein.

Die Problematik ist speziell bedingt durch die unterschiedlichen Deutungsmöglichkeiten von Querspalten (vgl. Kap. 4). Es wird mit der Existenz von mehreren altersverschiedenen Querspaltenarten gerechnet werden müssen:

- ① Zu D_1 zu zählen sind Formen durch Rotation von Hauptspaltenachsen ($F_{1,1}$ bzw. $B_{1,1}$) aus W-E- in S-N-Richtungen („scheinbare Querspalten“) oder vielleicht in kleinerem Maße auch B'LB-Faltenbildungen.
- ② Zu D_{III} gehören „echte Querspalten“ eines autonomen Einengungsaktes mit E-W-Vektoren in den nordöstlichen Hohen Tauern.
- ③ Als D_{II} hingegen treten Querspalten im Tuxer-Hoch-Gebiet der nordwestlichen Hohen Tauern auf (LEDOUX, 1984). So scheinen im Tauernfenster Querspaltenachsen gegenüber der Längsspalten im W älter, im E aber jünger zu sein (vgl. auch TOLLMANN, 1980, S. 78).

Die hier wiedergegebene Reihung D_1 , D_{II} , D_{III} , D_{IV} entspricht einer Altersfolge mit abnehmenden tektonischen Intensitäten bzw. zunehmenden Bewegungswiderständen im Gebirgsbau: So sind die Strukturen von D_1 , die N-vergente Decken und \pm liegenden Falten mit flacher Schieferung, allenthalben verbreitet und weisen auf hohe Mobilität im Gebirgsraum. Die Gefüge von D_{II} , aufrechte bis überkippte, wechselvergente, speziell S-vergente Falten, \pm steile Schubflächen und Schieferungen, kommen noch relativ häufig, aber nicht gleichmäßig verteilt, sondern an verschiedenen Stellen konzentriert vor, zeigen eine nicht mehr so große Mobilität an.

Die D_{III} -Strukturen, \pm aufrechte bis schiefe Querspalten und -schubflächen, treten nur mehr örtlich gehäuft auf oder fehlen ganz, sind somit in einem weniger mobilen Gebirge entstanden. D_{IV} schließlich ist nur mit Verschiebungen von rigiden Komplexen, mit Auf- oder Abschiebungen und Seitenverschiebungen, in einem \pm quasikratonischen Krustenzustand wirksam gewesen.

8. Zur Zeitlichkeit der orogenen Bewegungen im Radstädter Raum und deren mögliche Beziehung zu plattentektonischen Prozessen

Über stratigraphische und absolute Alter der tektonischen Beanspruchungs- bzw. Verformungsvorgänge speziell in diesem Gebirgsraum ist wie überhaupt in den östlichen Zentralalpen wegen der weithin fehlenden Jungschichten (Oberkreide und Tertiär) und der hier bisher kaum zur Anwendung gekommenen radiometrischen Datierungsmethoden nur wenig bekannt. Bei dieser Betrachtung müssen daher auch Kenntnisse über größere Areale der Ostalpen mit herangezogen werden.

Es darf jedoch angenommen werden, daß die Deformationen $D_{1,1}$ und $D_{1,2}$ mit nordvergenten Deckentransporten und abtauchenden und liegenden Falten hauptsächlich in den altpaläozoischen Abschnitt einzuordnen sind (vgl. auch SLAPANSKY & FRANK, 1987). Im Raum der Hohen Tauern haben Fernüberschiebungen der ostalpinen Decken über Pennin nach der Unterkreide, die noch abgelagert wurde, eingesetzt, d.h. bei der austriischen Orogenese, wohl in zwei Phasen kurz vor und an der Wende von Unter- zur Oberkreide (KÖBER, 1955, S. 122/123; TOLLMANN, 1963, 1966).

Die Deckenschübe sind dann in Etappen nach N fortgeschritten (KÖBER, 1955; TOLLMANN, 1963, 1966; OBERHAUSER, 1968; CLAR, 1965, 1973; TRÜMPY, 1973; FRISCH, 1976, 1978), wobei deutliche Höhepunkte der

Bewegung zu verzeichnen waren, so besonders in der Oberkreide, d.h. in der mediterranen Phase (Oberes Turon) und in den intragosauischen Phasen (subherzynischer Zyklus), weniger an der Wende Kreide/Tertiär (Iaramische Bewegungen), aber vor allem an der Grenze Eozän/ Oligozän bei der pyrenäischen Orogenese (Spätphase bei ± 38 m. y.), zu welcher Zeit die Deckenbewegungen im Tauerngebiet wohl als abgeschlossen gelten können (OBERHAUSER, 1964, S. 50), während im N noch die Nördlichen Kalkalpen auf den Flysch überschoben wurden (vgl. speziell Fig. 8 bei CLAR, 1973, nach OBERHAUSER, 1968).

Die Deformationen D_{II} und D_{III} dürften in die mittel- bis jungpaläozoischen Abschnitte gehören.

Die kräftigen Kompressionen der \pm W-E-streichenden Falten und Schubflächen mit wechselnden Vergenzen (D_{II}), die sich im N (N-Kalkalpenrandzone) mit N-Bewegung und im S (S-Rand der Nördlichen Kalkalpen, Radstädter Raum, S-Rand und innerhalb des Tauernfensters und an der alpinen Narbe) mit S-Bewegung auswirkten (CORNELIUS, 1953, S. 289; TOLLMANN, 1966, S. 97–99; GIZYCKI & SCHMIDT, 1978, Fig. 1; ROSSNER & SCHWAN, 1984; ROTH, 1984, Abb. 10), sind wahrscheinlich teils noch der pyrenäischen und teils der savischen Phase an der Oligozän/Miozän-Wende (≈ 23 m. y.) zuzuschreiben (vgl. TOLLMANN, 1966, S. 106), wofür folgende Gründe sprechen könnten:

In der pyrenäischen Phase lag der Höhepunkt der Versenkung des Tauernfensterinhalts und der Regionalmetamorphose bzw. Tauernkristallisation (u. a. FRISCH, 1978, 1979). Die pyrenäische Orogenese kam in den Alpen als Kollision zum Ausdruck, die aber räumlich und zeitlich nicht „zufällig“, sondern als ein Teilprozeß weltweiter synchroner Konvergenzvorgänge in der Lithosphäre auftrat (SCHWAN, 1985).

Andererseits zeigen die \pm mittelsteil aufwärts gerichteten divergenten Falten- und Schubstrukturen ein weiteres erneutes Shortening mit nunmehr \pm vertikalen Ausweichbewegungen an (vgl. auch TOLLMANN, 1966, 114–116), die nach Ausklingen der Horizontaltektonik eintraten und deren Gefüge (N-vergente Deckenbahnen und liegende Falten) deformierten. Die aufsteigenden Strukturen dürften kinematisch in Zusammenhang mit der Aufwölbung der Tauernkuppel entstanden und als Anpressungs- bzw. Aufstauungsformen neben deren Kernzone (Zentralgneise) zu verstehen sein (vgl. FRISCH, 1975).

Wie schwierig aber die zeitliche Einordnung auch dieser Deformation ist, zeigt sich speziell daran, daß die wichtige Frage des Zuschubes des Pennins im Tauernfenster noch immer verschieden betrachtet ist (CLAR, 1965, 30–31). Dieser Vorgang wird in der Mittelkreide (KÖBER, 1955; TOLLMANN, 1963, 1966), in der Oberkreide (FRISCH, 1976) oder erst im Alttertiär (OBERHAUSER, 1963, 1964; CLAR, 1965) angenommen. Erst nach der tektonischen Überdeckung und Ausschaltung des ganzen Pennintroges durch nach-untereozäne Bewegungen (vgl. CLAR, 1965, S. 31) kann die Tauernkuppel aufgestiegen sein.

Die im Oligozän einsetzende Heraushebung der Tauerngneisdome (TOLLMANN, 1966, S. 110) dürfte nach K/Ar-Abkühlungsalter der Glimmer bei ± 20 m. y. (FRISCH, 1976, S. 389; RAITH et al., 1978, S. 389) eine besondere Verstärkung im tiefen Miozän erfahren haben, womit tektonisch bedingte Reliefbildung mit Widerlagern für seitliche Pressung gegeben war, und damit dürfte auch das Alter der Aufpressungsfalten wahrscheinlich z. T. noch in die savische Phase entfallen.

Nach diesen sich für die Deformationsphase II an- deutenden beiden verschiedenen Mechanismen (Kollision bzw. Ausweichbewegungen nach oben) der Falten- bildungen müßten die Akte $D_{II,1}$ und $D_{II,2}$ unterschiedbar werden.

Die echten (= eigenständigen) Querfaltungen mit N-S-Achsen (D_{III}) sind jünger und zweifellos Prägungen eines spätalpidischen Aktes (EXNER, 1971, S. 9). Die Bruchtektonik (D_{IV}) ist noch jünger. Wie weit D_{III} und D_{IV} noch in die savische oder in die steirische oder jüngere Phasen einzuordnen sind, muß derzeit offen bleiben. Die Feststellung TOLLMANN'S (1966, S. 106): „Sichere Angaben über das Alter dieser Bewegungen sind derzeit unmöglich“, trifft auch für die jüngeren Deformationsphasen zu.

Untersuchungen, welche die Altersfolge der Deformationen und deren stratigraphische Einordnung betreffen, stehen auch im Radstädter Gebiet noch in den Anfängen, mehrere Detailfragen sind offen. Hier wurde versucht, die aus dem beobachteten mesoskopischen Strukturinventar und nach dem jetzigen geologischen Wissensstand ableitbaren Deformationsereignisse und ihr zeitliches Auftreten in den Radstädter Tauern soweit möglich zu ermitteln.

Die Beziehungen der Deformationsereignisse D_I - D_{IV} zu plattentektonischen Vorgängen sind nach der zur Zeit z. T. unsicheren stratigraphischen Einstufung der Ereignisse schwierig abzuschätzen.

Bei der plattentektonischen Entwicklung im Alpenraum spielt die paläotektonische regionale Gliederung eine entscheidende Rolle (vgl. u. a. DIETRICH, 1976; FRISCH, 1979). Der alpine Orthogeosynklinal- bzw. Schmalozean-Raum weist zwei Teilbecken bzw. -gräben auf; ein südpenninischer und ein nordpenninischer Senkungsbereich werden von einer mittelpenninischen Schwelle getrennt. Rifting und Spreading bedingten die Ausweitung und Senkung der Kruste und charakterisieren die Orthogeosynklinal- bzw. Spezialozean-Entwicklung im alpinen Raum, die von ca. 235 bis 110 m. y., vom Oberperm bis in die Mittelkreide dauert.

Dabei entstand zuerst und verschwand später der südpenninische Spezialozean (ca. 200–110 m. y.), danach entstand und verschwand der nordpenninische Spezialozean (ca. 100–40 m. y.).

Die Orogenzeit setzt jeweils mit der Umstellung vom Dehnungsstadium zum Einengungsstadium ein. Zuerst kam es in der Mittelkreidezeit (110 und 90 m. y.) durch kräftige Unterfahrung der N-Platte (Europa) unter die S-Platte (Adria) bei Subduktionsbeginn zum Zusammenschub des südpenninischen Beckens und seiner z. T. ozeanischen Kruste mit Einsetzen der N-vergente Deckenschübe auch in den Radstädter Tauern während der austrischen und vorgosauischen Phase (ca. $D_{I,1}$). Die Kollision des ostalpinen Kontinentalrandes mit dem Mittelpennin (ca. 80 m. y.) als intragosauisches Ereignis führte zu einer Verfaltung von Schubbahnen und Deckeninternstrukturen im Ostalpin und Pennin (ca. $D_{I,2}$). Nach Entwicklung des nordpenninischen Spezialozeans bei ca. 100 m. y. erfolgte auch dessen S-N-Kompression bzw. die Hauptkollision bei ca. 40 m. y. während der pyrenäischen Phasen mit fortgesetztem, z. T. gravitativ bedingtem Deckentransport und Shortening (z. T. D_{II}). Intensive S-N-Kompression ist im Zusammenhang mit der Hauptkulmination des Tauerngewölbes wohl in der savischen Phase bei ca. 23 m. y. (z. T. D_{II}) eingetreten. Querfaltung (D_{III}) und kompressiv bedingte Bruchtektonik (D_{IV}) sind jungalpidische Vor-

gänge, vielleicht Erscheinungen der Fernwirkung von Plattenbewegungen. Die Molasse-Vortiefensenkung im Oligozän und Miozän vor dem Alpenrand wird durch die attische Faltung beendet. Damit ist das schrittweise Vorwandern der orogenen Kompressionsaktivität in den Alpen, das besonders von CLAR (1973), TRÜMPY (1973) und FRISCH (1979) betont wurde, abgeschlossen.

Die genannten Bewegungshöhepunkte der Shortening-Prozesse in den Alpen bei ca. 100, 80, 40 und 10 m. y. waren auch bei vielen anderen Orogengestaltungen tätig (SCHWAN, 1980, Fig. 5), und sie sind regional und zeitlich nicht irgendwo zufällig, sondern jeweils weltweit synchron eingetreten.

Literatur

- BAUMGARTNER, W.: Die Querstrukturen in der Pleisling-Decke (Radstädter Tauern, Österreich). – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 1976, 513–521, Stuttgart 1976.
- BLATTMANN, S.: Deformationstypus der Radstädter Tauern. – Jb. Geol. B.-A., 87, 207–233, Wien 1937.
- CADISCH, J.: Geologie der Schweizer Alpen. – 480 S., Basel 1953.
- CLAR, E.: Über Schichtenfolge und Bau der südlichen Radstädter Tauern (Hochfeindgebiet). – Sitz.-Ber. Akad. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl., Abt. I, 146, 249–316, Wien 1937.
- CLAR, E.: Vom Baustil der Radstädter Tauern. – Mitt. Alpenländ. Geol. Ver., 32, 1939, 125–138, Wien 1940.
- CLAR, E.: Zum Bewegungsbild des Gebirgsbaues der Ostalpen. – Verh. Geol. B.-A., Sdh. G, 11–35, Wien 1965.
- CLAR, E.: Review of the Structure of the Eastern Alps. – In: DE JONG, K. A. & SCHOLTEN, R. (Eds.): Gravity and Tectonics, 253–270, New York (Wiley) 1973.
- CORNELIUS, H. P.: Grundzüge der Allgemeinen Geologie. – 315 S., Wien (Springer) 1953.
- DOERT, U.: Zur Geologie der westlichen Lechtaler Alpen im Raume der Valluga (Vorarlberg/Tirol). – 200 S., Unveröff. Diplomarbeit, Univ. Erlangen-Nürnberg 1970.
- EXNER, Ch.: Tauernfenster. – Verh. Geol. B.-A., Sdh. A, 76–88, Wien 1951.
- EXNER, Ch.: Die Südostecke des Tauernfensters bei Spittal an der Drau. – Jb. Geol. B.-A., 97, 17–37, Wien 1954.
- EXNER, Ch.: Geologie der peripheren Hafner Gruppe (Hohe Tauern). – Jb. Geol. B.-A., 114, 1–119, Wien 1971.
- FRISCH, W.: Die Gliederung der Schieferhülle des Zillertaler Zentralgneiskernes (Tauernfenster, Südtirol). – Geologischer Tiefbau der Ostalpen (Hochschulschwerpunkt N25), 8–9, Graz – Innsbruck – Salzburg – Wien 1975.
- FRISCH, W.: Ein Modell zur alpidischen Evolution und Orogenese des Tauernfensters. – Geol. Rdsch., 65, 375–393, Stuttgart 1976.
- FRISCH, W.: A Plate Tectonic Model of the Eastern Alps. – In: CLOSS, H., ROEDER, D. H. & SCHMIDT, K. (Eds.): Alps, Apennines, Hellenides, 167–172, Stuttgart (Schweizerbart) 1978.
- FRISCH, W.: Tectonic progradation and plate tectonic evolution of the Alps. – Tectonophysics, 60, 121–139, Amsterdam 1979.
- GIZYCKI, P. v. & SCHMIDT, K.: Granites and Granodiorites at the Periadriatic Line in the Southwestern Part of the Tauern Window. – In: CLOSS, H., ROEDER, D. H. & SCHMIDT, K. (Eds.): Alps, Apennines, Hellenides, 160–162, Stuttgart (Schweizerbart) 1978.
- HEISSEL, W.: Grauwackenzonen der Salzburger Alpen. – Verh. Geol. B.-A., Sdh. A, 71–76, Wien 1951.
- HÖCK, V.: Zur Geologie des Gebietes zwischen Tuxer Joch und Olperer (Zillertal, Tirol). – Jb. Geol. B.-A., 112, 153–195, Wien 1969.
- KOBER, L.: Radstädter Tauern. Führer zu geologischen Exkursionen in Graubünden und in den Tauern. – Geol. Rdsch., 3, 524–528, Stuttgart 1912.
- KOBER, L.: Das östliche Tauernfenster. – Denkschr. Akad. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl., 98, 201–242, Wien 1922.

- KOBER, L.: Die Radstädter Tauern. – In: Bau und Entstehung der Alpen, 2. Aufl., 282–288, Wien (Deuticke) 1955.
- KOCKEL, C. W., RICHTER, M. & STEINMANN, H. G.: Geologie der Bayrischen Berge zwischen Lech und Loisach. – Wiss. Veröff. Dt. Österr. Alpenver., 10, 231 S., Innsbruck 1931.
- KRONMÜLLER, K.: Geologische Untersuchungen im Hochfeind-Gebiet der südlichen Radstädter Tauern am Nordostrand des Tauernfensters (Ostalpen, Österreich). – Unveröff. Dipl.-Arb., Univ. Erlangen-Nürnberg 1983.
- LEDoux, H.: Interferierende Kleinfaltensysteme und ihre Bedeutung für den Bau des Tuxer-Joch-Gebietes (Tauernfenster, Tirol). – Mitt. österr. geol. Ges., 77, 91–112, Wien 1984.
- MILLER, H., LEDoux, H., BRINKMEYER, I. & BEIL, F.: Der Nordweststrand des Tauernfensters – stratigraphische Zusammenhänge und tektonische Grenzen. – Z. dt. geol. Ges., 135, 627–644, Hannover 1984.
- OBERHAUSER, R.: Die Kreide im Ostalpenraum Österreichs in mikropaläontologischer Sicht. – Jb. Geol. B.-A., 106, 1–88, Wien 1963.
- OBERHAUSER, R.: Zur Frage des vollständigen Zuschubes des Tauernfensters während der Kreidezeit. – Verh. Geol. B.-A., 1964, 47–52, Wien 1964.
- OBERHAUSER, R.: Beiträge zur Kenntnis der Tektonik und Paläogeographie während der Oberkreide und dem Paläogen im Ostalpenraum. – Jb. Geol. B.-A., 111, 115–145, Wien 1968.
- RAITH, M., RAASE, P., KREUZER, H. & MÜLLER, P.: The Age of the Alpidic Metamorphism in the Western Tauern Window, Austrian Alps, according to Radiometric Dating. – In: CLOSS, H., ROEDER, D. H. & SCHMIDT, K. (Eds.): Alps, Apennines, Hellenides, 140–148, Stuttgart (Schweizerbart) 1978.
- ROSSNER, R.: Struktur und Position der Quarzphyllitdecke im Rahmen des Unterostalpins der Radstädter Tauern. – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 151, 281–303, Stuttgart 1976.
- ROSSNER, R.: Gebirgsbau und alpidische Tektonik am Nordostrand des Tauernfensterrahmens (Nördliche Radstädter Tauern, Österreich). – Jb. Geol. B.-A., 122, 251–387, Wien 1979.
- ROSSNER, R. & SCHWAN, W.: Zur Natur der südvergenten Deformationsstrukturen im NW-Teil des Tauernfensters (Tirol, Österreich). – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., 28, 35–54, Wien 1982.
- ROTH, R.: Variszische und alpidische Deformationsgeschichte im Grenzbereich zwischen Unter-, Mittel- und Oberostalpinen Decken südöstlich von Schwaz (Tirol). – Mitt. österr. geol. Ges., 77, 73–91, Wien 1984.
- SANDER, B.: Einführung in die Gefügekunde der geologischen Körper. – 215 S., Wien und Innsbruck (Springer) 1948.
- SANDERSON, D. J.: The development of fold axes oblique to the regional trend. – Tectonophysics, 16, 55–70, Amsterdam 1973.
- SCHARF, R.: Geologische Untersuchungen im Schwarzzeck-Gebiet der südlichen Radstädter Tauern (Ostalpen). – Unveröff. Dipl.-Arb., Univ. Erlangen-Nürnberg 1983.
- SCHWAN, W.: Kleintektonische Beobachtungen und Probleme am Nord- und Ostrand der Hohen Tauern. – Z. dt. geol. Ges., 110, S. 12, Hannover 1958.
- SCHWAN, W.: Begriff und Bedeutung der Leitstrukturen. – Geotekt. Forsch., 19, I–II, 1–47, Stuttgart 1964.
- SCHWAN, W.: Leitende Strukturen am Nordostrand der Hohen Tauern. – Verh. Geol. B.-A., Sdh. G, 214–245, Wien 1965a.
- SCHWAN, W.: Maximales Streuen von B-Achsen bei flachliegenden Falten-Mitteebenen. – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 1965, 141–163, Stuttgart 1965b.
- SCHWAN, W.: Zur Ableitung der Großtektonik eines Gebirges aus leitenden Strukturen seiner Kleintektonik. Möglichkeiten und Grenzen einer geotektonischen Arbeitsmethode. – Stockwerkbau und Felderteilung. Veröff. Zentralinst. Physik der Erde, 14, 317–351, Potsdam 1973.
- SCHWAN, W.: Geodynamic peaks in alpinotype orogenies and changes in ocean-floor spreading during late Jurassic–late Tertiary. – Am. Assoc. Pet. Geol. Bull., 64, 359–373, Tulsa 1980.
- SCHWAN, W.: The worldwide active middle/late Eocene geodynamic episode with peaks at ± 45 and 37 m. y. b. p., and implications and problems of orogeny and sea-floor spreading. – Tectonophysics, 115, 197–234, Amsterdam 1985.
- SCHWAN, W.: ROSSNER, R., BEHRMANN, J., HEINRICH, P., MICHALLIK, R. & THÜNKER, M.: Seriengliederung und alpidische Tektonik am Nordwestende des Tauernfensters (Tirol, Österreich). – Z. dt. geol. Ges., 135, 645–667, Hannover 1984.
- SLAPANSKY, P. & FRANK, W.: Structural Evolution and Geochronology of the Northern Margin of the Austroalpine in the Northwestern Schladming Crystalline (NE Radstädter Tauern). – In: FLÜGEL, H. W. & FAUPL, P. (Eds.): Geodynamics of the Eastern Alps, 244–262, Wien (Deuticke) 1987.
- SONDERMANN, K.: Geologische Untersuchungen im Zepfspitz-Weißenbeck-Gebiet der südlichen Radstädter Tauern am Nordostrand des Tauernfensters (Ostalpen, Österreich). – Unveröff. Dipl.-Arb., Univ. Erlangen-Nürnberg 1984.
- SONDERMANN, K. & VOGGENREITER, W.: Strukturanalyse des Weißenbecks in den südlichen Radstädter Tauern (Lungau, Österreich). – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., 30, 269–287, Wien 1984.
- THALMANN, F.: Geologische Neuaufnahme des Kammzuges zwischen Mur- und Zederhaustal (Bereich der peripheren Tauernschieferhülle). – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., 13 (1962), 121–188, Wien 1963.
- TOLLMANN, A.: Geologie der Pleisling-Gruppe (Radstädter Tauern). – Verh. Geol. B.-A., 1956, 146–164, Wien 1956.
- TOLLMANN, A.: Geologie der Mosermanngruppe (Radstädter Tauern). – Jb. Geol. B.-A., 1958, 79–115, Wien 1958.
- TOLLMANN, A.: Die Rolle des Ost–West-Schubes im Ostalpenbau. – Mitt. Geol. Ges. Wien, 54 (1961), 229–274, Wien 1962.
- TOLLMANN, A.: Das Westende der Radstädter Tauern (Tappenkarberge). – Mitt. Geol. Ges. Wien, 55 (1962), 85–125, Wien 1963a.
- TOLLMANN, A.: Ostalpensynthese. – 256 S., Wien (Deuticke) 1963b.
- TOLLMANN, A.: Die alpidischen Gebirgsbildungs-Phasen in den Ostalpen und Westkarpaten. – Geotekt. Forsch., 21, 1–156, Stuttgart 1966.
- TOLLMANN, A.: Potenzierte Faltung in den Ostalpen. – Geotekt. Forsch., 29, 60–80, Stuttgart 1968.
- TOLLMANN, A.: Die Bruchtektonik in den Ostalpen. – Geol. Rdsch., 59, 278–288, Stuttgart 1969.
- TOLLMANN, A.: Ozeanische Kruste im Pennin des Tauernfensters und die Neugliederung des Deckenbaues der Hohen Tauern. – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 148, 286–319, Stuttgart 1975.
- TOLLMANN, A.: Geologie von Österreich. – Bd. 1, 766 S., Wien (Deuticke) 1977.
- TOLLMANN, A.: Das östliche Tauernfenster. – Mitt. österr. geol. Ges., 71/72 (1978/1979), 73–79, Wien 1980.
- TRÜMPY, R.: The Timing of Orogenic Events in the Central Alps. – In: DE JONG, K. A. & SCHOLTEN, R. (Eds.): Alps, Apennines, Hellenides, 160–162, Stuttgart (Schweizerbart) 1978.
- VOGGENREITER, W.: Geologische Untersuchungen im Weißenbeck-Schareck-Gebiet der südlichen Radstädter Tauern am Nordostrand des Tauernfensters (Ostalpen, Österreich). – Unveröff. Dipl.-Arb., Univ. Erlangen-Nürnberg 1984.
- VOGGENREITER, W.: Hinweise auf eine dextrale Blattverschiebung im Zederhaustal (Südliche Radstädter Tauern, Österreich). Ableitung alpidischer Bewegungsbeträge. – Jb. Geol. B.-A., 129, 141–148, Wien 1986.

Manuskript bei der Schriftleitung eingelangt am 20. April 1987.

„Pan-afrikanisches“ und „kaledonisches“ Ereignis im Ötztal-Kristallin der Ostalpen: Rb-Sr- und U-Pb-Altersbestimmungen an Migmatiten und Metamorphiten

Von FRANK SÖLLNER & BENT T. HANSEN*)

Mit 29 Abbildungen und 9 Tabellen

*Ostalpen
Ötztal-Kristallin
Migmatite
Metamorphite
Geochronologie
Zirkon-Datierung*

Österreichische Karte 1 : 50.000
Blätter 146, 173

Inhalt

Zusammenfassung	529
Abstract	530
1. Einleitung	531
2. Der Winnebach-Migmatit und sein geologischer Rahmen	532
2.1. Geologische Übersicht	532
2.2. Der Winnebach-Migmatit	534
2.3. Orthogneise	534
2.4. Tektogenese und Altersstellung	535
3. Die Zirkone aus dem Migmatit und den Metamorphiten der Umrahmung	535
4. U-Pb-Zirkondaten aus den Gesteinen des Winnebachsee-Gebietes	536
4.1. U-Pb-Daten der Zirkone des Migmatits	537
4.2. U-Pb-Daten der Zirkone des quarzitisches Biotit-Gneises aus der Umrahmung des Migmatits und der Granat(granatführenden)-Biotit-Plagioklas-Gneise aus dem Kontakt zum monzonitischen Gneis	537
4.3. U-Pb-Zirkondaten der Meta-Intrusiva aus dem Winnebachsee-Gebiet	539
4.3.1. U-Pb-Daten der Zirkone des monzonitischen Gneises	539
4.3.2. U-Pb-Daten der Zirkone des Granitgneises	540
5. Lösungsexperimente	542
6. Das „Pan-afrikanische Ereignis“ in Migmatiten und Metamorphiten des Winnebachsee-Gebietes ermittelt über ein Modell des di-episodischen Bleiverlustes ihrer Zirkone	544
7. Rb-Sr-Datierungen an Gesteinen des Winnebachsee-Gebietes	549
7.1. Migmatit	549
7.2. Magmatite	550
7.3. Paragneise ohne Anzeichen einer anatektischen Schmelzbildung	551
8. Rb-Sr-Datierungen an Orthogneisen des südlichen Ötztal-Kristallins	554
8.1. Venter Muscovit-Granitgneis	554
8.2. Granitgneise des Rettenbachtals (Mittelbergschlinge)	557
9. Die prä-alpidisch metamorphe und magmatische Entwicklung der Gesteinsserien im Ötztal-Kristallin – Schlußfolgerung	558
10. Anhang	559
10.1. Analysendaten	559
10.2. Beschreibung der Begleitgesteine des Winnebach-Migmatits	564
10.3. Charakteristika der Zirkonpopulationen des Winnebach-Migmatits	565
10.4. Zirkone aus den Metamorphiten des Winnebachsee-Gebietes	566
10.4.1. Zirkone des quarzitisches Biotitgneises	566
10.4.2. Zirkone der Kontaktgesteine des monzonitischen Gneises	566
10.5. Analysemethoden und verwendete Konstanten	567
Dank	568
Literatur	568

Zusammenfassung

Zur Klärung der Bedeutung von variszischen und prä-variszischen Ereignissen im Ablauf der magmatischen und metamorphen Entwicklung des Ötztal-Kristallins wurden Rb-Sr-Analysen an Gesamtgesteinen und U-Pb-Altersbestimmungen an Zirkonen durchgeführt.

Dabei richtete sich unser Hauptaugenmerk auf den Winnebach-Migmatit. Es stellt das höchstgradig metamorphe Areal im Ötztal-Kristallin dar, umgeben von oberproterozoischen Metasedimenten, in die v.a. kaledonische Magmatite intrudierten.

Der Migmatit gliedert sich in homogene Bereiche (diatexitisch) und in solche, die bis zu 70 % Schollen des metamorphen Ausgangsgesteins führen.

Mikroskopische Untersuchungen der Zirkone des Winnebach-Migmatits erbrachten Aufschluß über ihren dreischaligen Aufbau. Zone 2, die sich um den detritischen Kern (Zone 1) bildete, stellt die anatektische Wachstumsphase dar. Sie kann, in Abhängigkeit von der Zirkongröße bis zu 80 % des Gesamtvolumens ausmachen. Zone 3 entspricht einer post-anatekti-

*) Anschriften der Verfasser: Dr. FRANK SÖLLNER, Institut für Allgemein und Angewandte Geologie der Universität München, Luisenstraße 37, D-8000 München 2; Dr. BENT T. HANSEN, Institut für Mineralogie der Universität Münster, Corrensstraße 24, D-4400 Münster.

schen Anwachsphase, die zur Rundung gebildeter Kristallflächen führt.

Neben konventionellen U-Pb-Analysen an Korngrößenfraktionen wurden an den Migmatit-Zirkonen auch Lösungsexperimente durchgeführt.

Die an Lösungsstufen bestimmten $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ -Alter aus den Zonen 1 und 2 liegen im Concordia-Diagramm deutlich oberhalb einer Discordia der Zirkon-Korngrößenfraktionen. Die berechnete Regressionsgerade muß daher als „scheinbare Discordia“ bezeichnet werden, deren unterer Schnittpunkt mit der Concordia von 543 ± 10 Ma lediglich als Minimalalter für das anatektische Zirkonwachstum betrachtet werden kann.

Aus den Lösungsstufen errechneten sich keine einheitlichen $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -Alter, welche mit definierten thermischen Ereignissen in Verbindung zu bringen wären. Die gemessenen Pb-Isotopenverhältnisse müssen daher als Mischungen von Blei der unterschiedlichen Wachstumsphasen aufgefaßt werden.

Zur Erfassung der regionalen thermischen Prägung wurden Zirkone aus verschiedenen metamorphen und anatektischen Gesteinen aus dem Winnebachsee-Gebiet analysiert. Über Modellrechnungen zum di-episodischen Bleiverlust wurde versucht, das Alter für diese Ereignisse einzugrenzen. Aus der Gesamtheit der Daten der kogenetischen Gesteinsproben ergeben sich für die Anatexis ein Alterswert von ca. 670 Ma, für das nachfolgende kaledonische Ereignis einer von ca. 450 Ma. Das mittlere Kristallisationsalter der Einschlusskerne der Zirkone kann mit ca. 2275 Ma angegeben werden.

Alle untersuchten sauren bis intermediären Intrusiva, die den Winnebach-Migmatit durchschlagen, sind kaledonischen Alters, wobei der monzonitische Gneis (455 ± 2 , -4 Ma) geringfügig älter ist, als die granitischen Gänge (444 ± 4 Ma). Aufgrund der großen Ähnlichkeit zwischen den Zirkonpopulationen in Migmatit und Granitgneis kann auf ein gemeinsames Edukt beider Gesteine geschlossen werden.

Paragneise und Migmatite aus dem Winnebachsee-Gebiet wurden auch mit der Rb-Sr-Methode untersucht.

Die Proben der Schollen-Migmatite (455 ± 27 Ma) und die der Granat-Biotit-Plagioklas-Gneise (466 ± 70 Ma) liegen auf getrennten Isochronen und zeigen das kaledonische thermische Ereignis an. Die stark differierenden Sr-Initialverhältnisse (0,7123 bzw. 0,7085) zwischen beiden Isochronen geben einen Hinweis auf die Variation der Sr-Isotopenverhältnisse in den Ausgangsgesteinen, die trotz der pan-afrikanischen Anatexis und der kaledonischen Metamorphose nicht ausgeglichen werden konnten.

Homogene Migmatite weichen von der 455 Ma-Isochrone ab. Sie bilden eine Mischungslinie, deren Alterswert keinen geologisch relevanten Bezug aufweist. Die Rehomogenisierung der Sr-Isotope im Migmatit ist also abhängig vom Grad der Erhaltung eines prä-anatektisch gebildeten Schieferungsflächengefüges in den Proben.

Die Analyse einzelner Migmatitlagen (Kleinbereichs-Analysen) läßt erkennen, daß die variszische Metamorphose Schollenbereiche mit intaktem Schieferungsflächengefüge zu Altern von ca. 350 Ma rotiert hat. Homogene Migmatitbereiche blieben davon weitgehend unbeeinflusst.

Auch die analysierten Proben des monzonitischen Gneises und der Granitgneise, die den Winnebach-Migmatit intrudierten, weichen signifikant von der berechneten Regressionsgeraden ab. Dies kann, in Übereinstimmung mit den Geländebeobachtungen durch eine unvollständige Assimilation von Nebengestein erklärt werden.

Die Datierung weiträumig verbreiteter Granitgneise im südlichen Ötztal-Kristallin hatte das Ziel, deren Intrusionsalter festzustellen und damit einen Maximalwert für den Zeitpunkt der großtektonischen Prägung (Schlingentektonik) herauszufinden. Das Intrusionsalter des in die steilstehende Deformation einbezogenen Muskovit-Granitgneises von Vent konnte mit 425 ± 12 Ma bestimmt werden. Berücksichtigt man bei der Alterseinstufung noch helle Muskovitgneise und quarzreiche Granitgneisbänder mit deutlich ausgeprägtem Schieferungsflächengefüge, die Intrusionsalter zwischen 360 und 372 Ma besitzen, so dürfte die Hauptdeformation im Ötztal-Kristallin wohl im Anschluß an diese spät-kaledonische oder früh-variszische magmatische Phase stattgefunden haben.

Abstract

U-Pb and Rb-Sr age determinations were carried out on migmatites and associated rocks from the Ötztal crystalline complex in order to shed light upon the pre-Variscan history of the crystalline basement of the Eastern Alps.

The Winnebach migmatite composed of a homogenous neosome with various contents of "schollen", up to 70 %, was formed during local anatexis. It is surrounded by upper Proterozoic metasediments and the area is intruded by intermediate and acid igneous rocks.

As a result of microscopic investigations, carried out on zircons of the migmatite, a 3-stage zircon growth clearly could be demonstrated. Zone 2 grown around a detrital core (zone 1) can amount up to 80 % of the zircon volume depending on the grain size. It was formed during anatexis. Zircon growth of zone 3 rounds off pre-existing crystal facies. It has to be attributed to a post-anatectic phase of crystallization.

Based upon conventional U-Pb analyses of grain-size fractions, leach experiments were carried out on the migmatite zircons.

$^{207}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ -age data determined by leach experiments on zones 1 and 2 are significantly higher than those from grain-size fractions of unleached samples. In other words they lie above the calculated discordia of data from zircon grain-size fractions. Therefore, the regression line has to be regarded as an "apparent discordia". The lower intercept of the "apparent discordia" (543 ± 10 Ma, upper intercept about 2.3 Ga) could merely be seen as minimum age for the anatexis in the Winnebach area.

Several leach experiments were made on the same zircon sample to date the anatexis and/or a subsequent metamorphic event, but no identical $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -ages were reached. Consequently, isotopic Pb ratios could always be regarded as mixtures of lead from different zircon growth stages.

In order to get more information about the time of at least two phases of episodic lead-loss, zircons from various rock types of the Winnebach area with different degrees of metamorphic and anatectic overprint were investigated. Modal calculations made for di-episodic lead-loss show that, if all analyzed co-genetic zircon fractions are considered together, phases of lead loss and/or zircon new-growth could be attributed to the time of anatexis at about 670 Ma and the Caledonian regional metamorphism at about 450 Ma. The mean value for the time of crystallization of zircon cores is about 2275 Ma.

Igneous rocks with compositions ranging from intermediate to acid cut through the Winnebach migmatite. The intrusion age of the monzonitic gneiss (445 ± 2 , -4 Ma) is somewhat higher than that of granitic dikes (granite gneiss: 444 ± 4 Ma). Zircon populations from the granite gneiss are quite similar to those extracted from the migmatite. Thus, both rock types are genetically correlated.

Rb-Sr-determinations were made on various rock types of the Winnebach area. Sr isotope re-homogenisation within migmatites during the succeeding Caledonian metamorphism depends on the degree of preserved older foliation structures. Two isochrons are formed of data from "schollenmigmatites" (455 ± 70 Ma and from garnet-biotite-plagioclase-gneisses (466 ± 70 Ma). Samples of the homogeneous migmatite (diatexite) deviate from the "schollenmigmatite" isochron. They form a common mixing line which is of no chronological significance.

Initial Sr isotope ratios of paragenetic rocks from the Winnebach area differ by the range of 0.7085 to 0.7123, assuming a generation age of about 450 Ma. We suggest that this could be related to various Sr initial ratios within protolithic rocks. Neither during the Pan-African nor during the Caledonian thermal event these differences could have been equalized.

Rb-Sr analyses were also made on small scale samples from different migmatite layers. Data points from samples characterized by well preserved pre-anatectic foliation show a rotation to younger Variscan ages, whereas homogenous slabs are quite undisturbed.

If whole rock samples from igneous rocks of the Winnebach area were analyzed, data scattered around drawn regression lines. This may be related to incomplete assimilation of host rock material, what is supported by field observations.

Granite gneisses occur within the whole area of the Ötztal crystalline complex. Their age of intrusion pre-dates the large scale perpendicular deformation structures in the southern part

of the complex. Whole rock Rb-Sr analyses of muscovite granite gneisses from Vent, well exposed in a U-shaped "schlinge", yield an intrusion age of 425 ± 12 Ma. If foliation structures, clearly visible in muscovite gneisses and quartz-rich granite gneisses (generation age: about 370 Ma), are taken into account, the main phase of deformation in the Ötztal crystalline complex belongs to the early Variscan orogenesis.

1. Einleitung

Das geochronologisch untersuchte Gebiet um den Winnebachsee liegt im nördlichen Teil der Ötztalmasse (Abb. 1). Die Ötztalmasse und das benachbarte Silvretta-Kristallin sind der westliche Teil des Altkristallins,

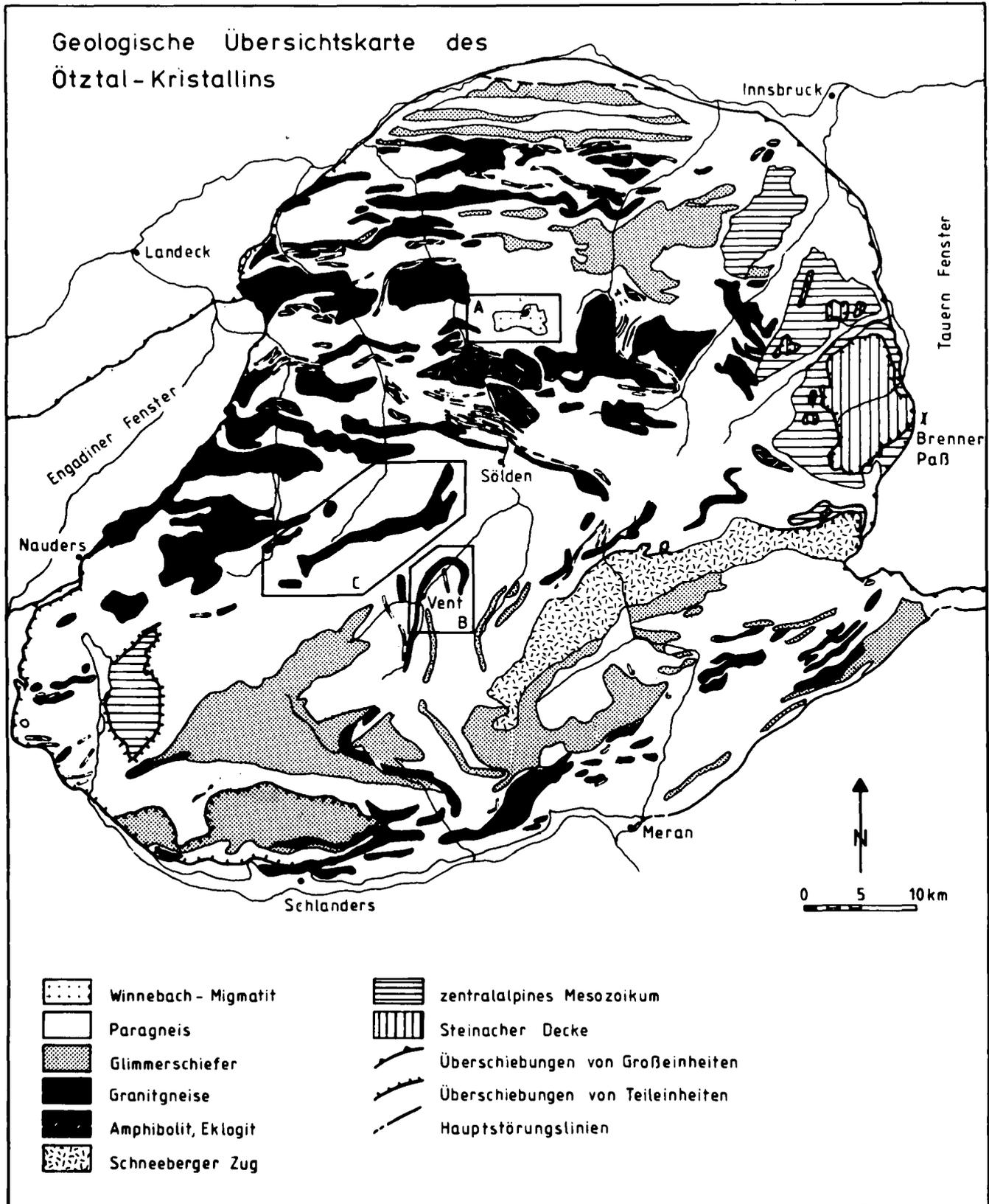


Abb. 1.
Geologische Karte des Ötztal-Kristallins.
Die Ausschnitte A, B und C sind Detailkarten der bearbeiteten Region (vgl. Abb. 2, 22 und 23).

das von TOLLMANN (1963) tektonisch als Mittelostalpin eingestuft wird.

Das Altkristallin baut sich in diesem Bereich aus präalpidisch metamorphen Serien auf. Vorherrschende Gesteinstypen sind monotone Paragneise, mineralreiche Alumosilikatgneise und Amphibolite. Als Einschaltungen finden sich intermediäre bis saure, altpaläozoische Intrusiva und basische bis ultrabasische, metamorphe Komplexe, deren magmatische Bildung mit anschließender eklogitfazieller Prägung vor ca. 500 Ma stattgefunden hat (SÖLLNER & GEBAUER, in Vorb.).

In den Arbeiten über Metamorphose und Tektonik im westlichen Teil des Altkristallins (HAMMER, 1925; DRONG, 1959; PURTSCHELLER, 1969; HOINKES et al., 1972; HOINKES, 1973; PURTSCHELLER & SASSI, 1975; HOINKES et al., 1982) nimmt der Winnebach-Migmatit eine zentrale Stellung ein (er wird in der Literatur auch als „Winnebach-Granit“ bezeichnet).

Die Vorstellungen über das Alter der Anatexis im Winnebachsee-Gebiet orientierten sich bisher ausschließlich an Geländebefunden: Eine fehlende Schieferung im Migmatit (HOINKES et al., 1982) in Verbindung mit einer metamorphen Zonierung in den umgebenden Paragneisen, welche die Großstrukturen des Ötztal-Kristallins diskordant schneidet, existiert als einziges Anzeichen, die Anatexis als jüngstes thermisches Ereignis einzustufen. Eine geochronologische Datierung der magmatischen und metamorphen Ereignisse wurde daher als dringlich erachtet.

Mit den durchgeführten Rb-Sr-Gesamtgesteins- und U-Pb-Zirkondatierungen am Migmatit und den ihn begleitenden Ortho- und Paragneisen wurden zwei Ziele verfolgt:

- 1 Regional einen Beitrag zur Klärung der Bedeutung von variscischen und prä-variscischen Ereignissen im Ablauf der magmatischen und metamorphen Entwicklung des Ötztalkristallins zu liefern und
- 2 systematisch weitere Erfahrungen über die Anwendung geochronologischer Methoden in komplexen, polymetamorphen Gebieten zu sammeln.

2. Der Winnebach-Migmatit und sein geologischer Rahmen

2.1. Geologische Übersicht

Der Winnebach-Migmatit steckt in einem Rahmen von Metasedimenten: mineralreiche Glimmerschiefer, quarzitische Biotit-Gneise und Biotit-Plagioklas-Gneise. Innerhalb des Migmatitbereichs, im Kontakt zum Intrusivstock des monzonitischen Gneises und als Schollen in ihm selbst, treten Granat(granatführende)-Biotit-Plagioklas-Gneise auf, die keine Anzeichen einer anatektischen Schmelzbildung aufweisen. Abb. 2 stellt einen Ausschnitt der geologischen Übersichtskarte des Winnebachsee-Gebietes nach HOINKES et al. (1972) dar. Die Autoren unterteilen den Migmatit in eine zentrale Zone („Migmatit ohne s“) und in einen im Norden angrenzenden schmalen Streifen („Migmatit mit s“), dessen Schieferungsflächengefüge deutlich sichtbar ist.

Innerhalb des Migmatits finden sich neben präalpidischen basischen Gängen paläozoische, saure und intermediäre Orthogneise (Granitgneis von Lokalität 17,

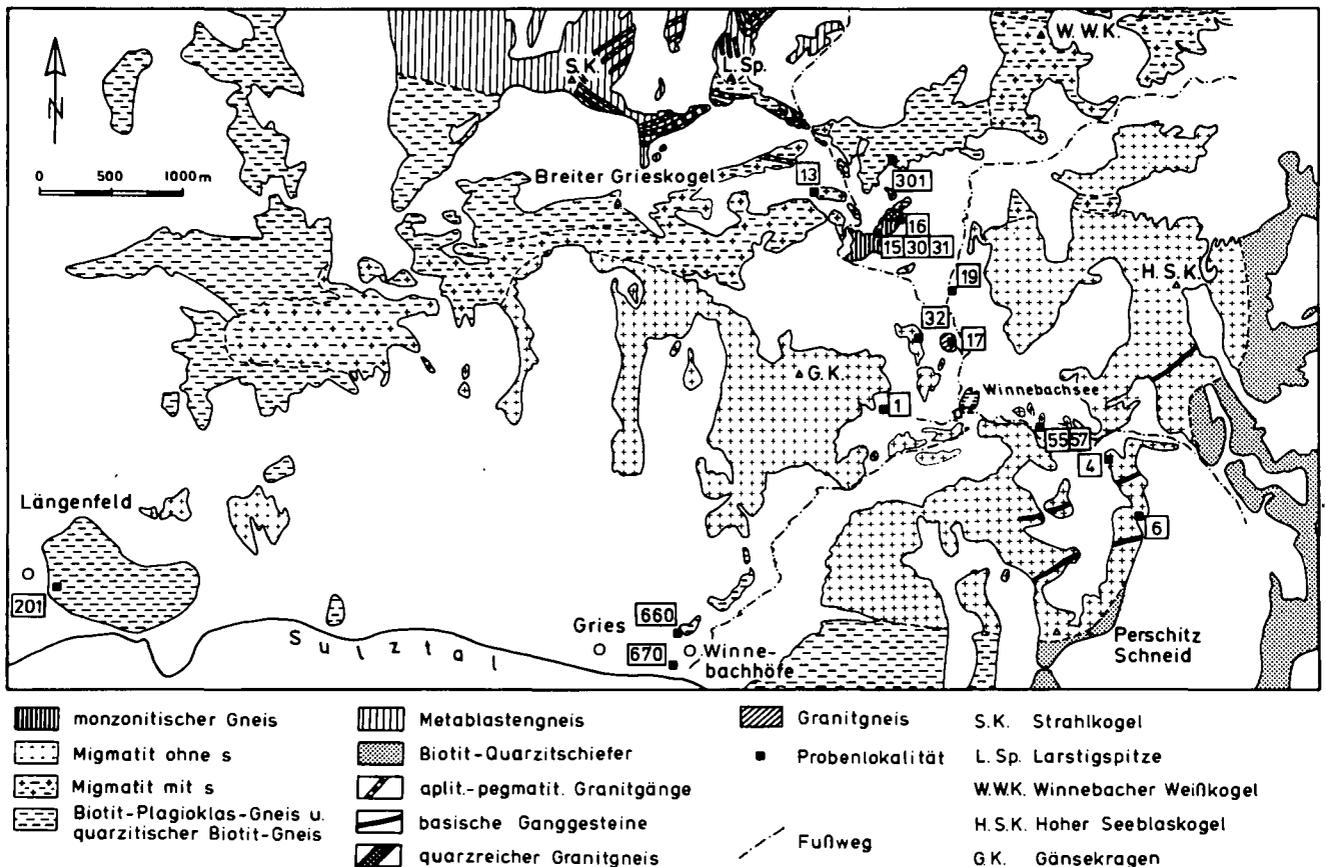
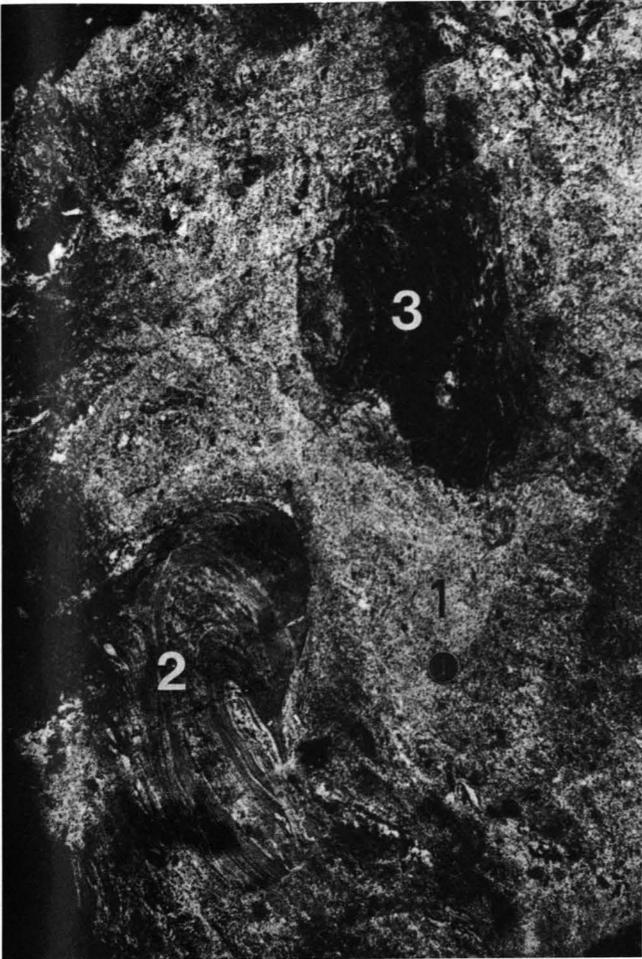
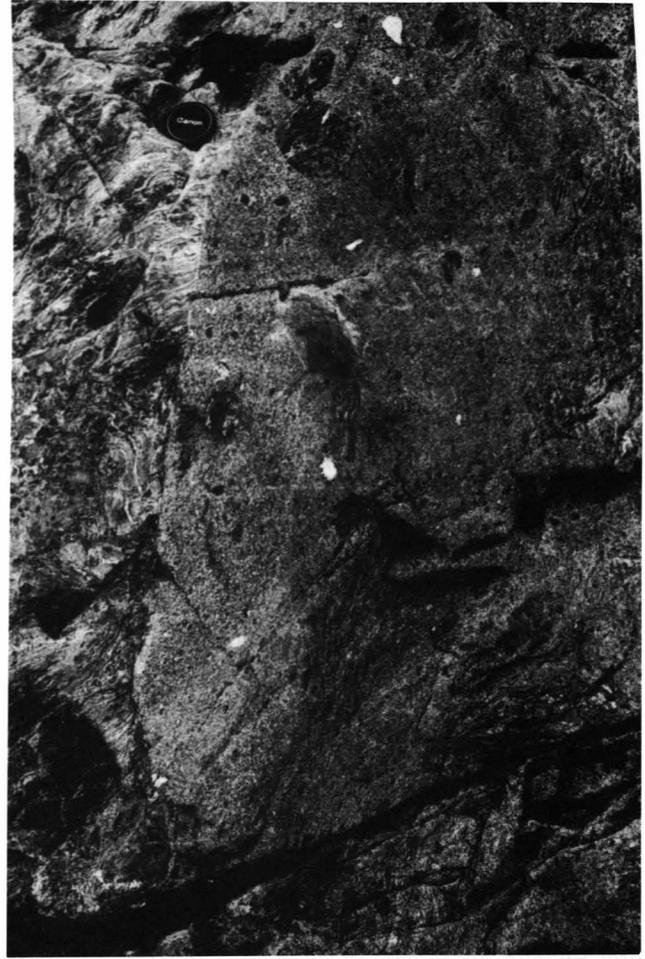


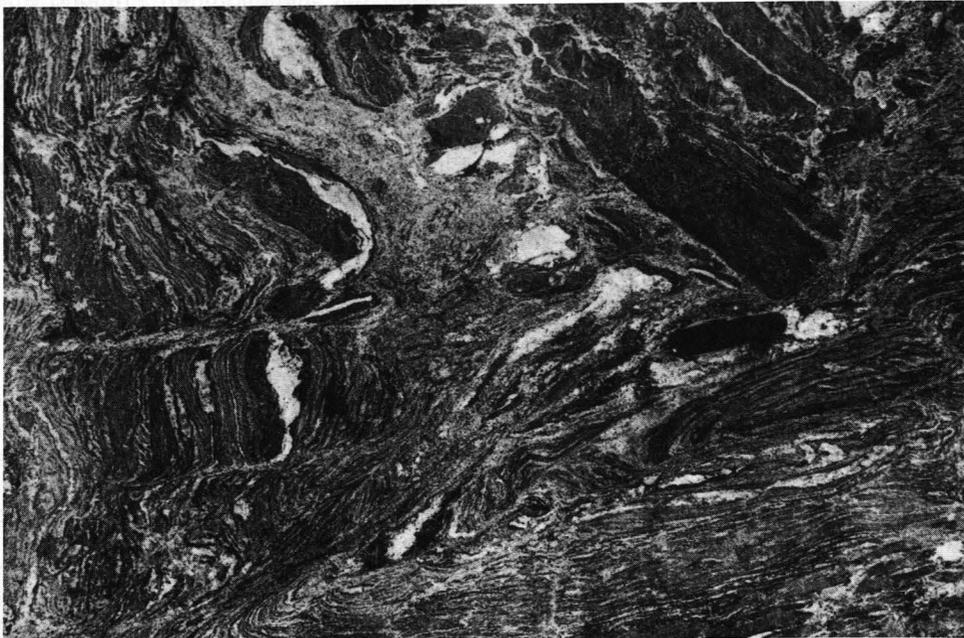
Abb. 2. Ausschnitt aus der geologischen Karte des Winnebachsee-Gebietes bei Gries im Sulztal (nach HOINKES et al., 1972) mit Angabe der Probenlokalitäten.



a



b



c

Abb. 3.

Winnebacht-Migmatit.

- a) Neosom des Migmatits (1) mit Schollen von Biotit-Plagioklas-gneiss (2) und quarzitischem Biotit-Gneiss (3).
- b) Homogenes Neosom, weitgehend ohne Schollen, diskordant angrenzend an inhomogenes Neosom.
- c) Schollenmigmatit (inhomogenes Neosom), schlierig verfalltet, durchsetzt von dünnen Bahnen homogener Neosomanteile.

monzonitischer Gneis von Lokalität 15). Sie sind schwach geschiefert und gröber kristallin als das Neosom des Migmatits.

Im nördlichen Randbereich des „Migmatits ohne s“ (Lokalität 16) durchschlägt ein jüngerer quarzreicher Granitgneisgang diskordant den monzonitischen Gneis. Möglicherweise kann man diese Intrusion mit aplitisch-pegmatitischen Granitgängen in Verbindung bringen, die in den Südwänden der benachbarten Larstigs Spitze anstehen.

2.2. Der Winnebach-Migmatit

Gesteinsbeschreibung und Magmenentwicklung

Bei der näheren Betrachtung des „Migmatits ohne s“ fällt auf, daß er sich nicht in Leukosom und Melanosom im Sinne MEHNERT's (1968) unterteilen läßt, sondern hier schwimmen Schollen von Biotit-Plagioklas-Gneis und quarzitischem Biotitgneis unregelmäßig in einem feinkörnigen, quarzdioritischen Neosom (Abb. 3a). Das Neosom wird als ehemals geschmolzener Anteil des Ausgangsgesteins aufgefaßt. Beide Schollentypen werden als Paragesteine angesehen, die vor der Anatexis mit dem Ausgangsgestein des Neosoms wechsellagerten (HOINKES, 1973). Der variierende Schollengehalt des Migmatits macht eine Unterteilung in ein homogenes Neosom (weitgehend ohne Schollen, Abb. 3b) und in ein inhomogenes Neosom (Schollenmigmatit – bis über 50 % Schollenanteil, Abb. 3c) sinnvoll.

Aufgrund mikroskopischer Untersuchungen kann die petrologische Entwicklung des Winnebach-Migmatits in drei Phasen aufgliedert werden.

Phase ①: Plagioklasblastese und Metatexis

In den Proben aus dem Randbereich der anatektischen Zone („Migmatit mit s“) erkennt man unter dem Mikroskop große, hypidiomorphe Plagioklase. Neben Muskovit und Mikroklin findet man solche hypidiomorphen Plagioklase auch in pegmatoiden Leukosomen, die als Mobilisate des sedimentären Altbestandes das Gestein als helle, cm-mächtige Bänder durchziehen. Die Plagioklasblastese und die Bildung der pegmatoiden Leukosome wird in den Restiten von der Cordierit- und Granatsprossung (vgl. SÖLLNER et al., 1982, Abb. 4) begleitet (MEHNERT, 1968). In Annäherung an den Kern des Migmatits werden die großen hypidiomorphen Plagioklase bei der Schmelzbildung größtenteils pseudomorph durch ein feinkörniges Granulat aus Quarz und Plagioklas ersetzt.

Phase ②: Diatexis

Als Phase 2 kann die Schmelzbildung im gesamten Migmatit bezeichnet werden. Je nach Lage der Probe zum Kern des Migmatitgebietes ist sie mehr oder weniger intensiv ausgeprägt. Sie ist jedoch in allen Gesteinen, auch in den Schollen, deutlich sichtbar. U.d.M. bildet die ehemalige Schmelze ein dichtes, feinkörniges Granulat aus Quarz und Plagioklas (teilweise auch Kalifeldspat, wenn er primär im Gestein vorhanden war). In Anlehnung an HAWKES (1929) könnte man das Granulat als Glomero-Granular-Struktur bezeichnen, denn die intergranularen Bereiche dieser Grundmasse trennen stets Korngrennen aus Quarz, Glimmern oder Plagioklas voneinander (vgl. SÖLLNER et al., 1982, Abb. 3). Buchtig werden Kalifeldspat und Plagioklas

von Granulat verdrängt und resorbiert. Da Plagioklas und Kalifeldspat keine gemeinsamen Korngrenzen mit Quarz aufweisen – es befindet sich immer ein Streifen aus Granulat dazwischen – kann die Bildung des Granulats durch eutektische Schmelzbildung an den Korngrenzen Quarz – Feldspat erklärt werden.

Phase ③: Spät- bis postanatektische Quarz- und Kalifeldspatblastese

In der dritten Phase kommt es zu einer umfassenden Quarz-Blastese in Neosom und Restit. Die Schmelzmenge im Gestein richtet sich bei den von HOINKES et al. (1972) ermittelten Temperaturen von 680–685°C und Drucken von 4,8–5,5 kb (SÖLLNER et al., 1982) unter anderem nach dem Plagioklasgehalt im Gestein. In den meisten untersuchten Proben wurde der Plagioklas bei der Schmelzbildung völlig verbraucht, es verbleibt aber überschüssiger Quarz (s.a. HOINKES, 1973, Abb. 7: Keines der Gesteine hat bei der experimentellen Schmelzbildung bei den angegebenen Temperaturen seinen Punkt im Qu-Ab-Or-Diagramm erreicht, in allen ist Quarz im Überschuß vorhanden). Dieser überschüssige Quarz kristallisiert zu Aggregaten und zerstört dabei die prä-migmatische Gneistextur in den nicht aufgeschmolzenen restitischen Bereichen. Gemeinsame Korngrenzen von Plagioklas und Quarz ohne eutektische Schmelzbildung zeigen, daß die Quarzblastese jünger ist (kaledonisch?) als die Kristallisation der Schmelze zu feinkörnigem Quarz-Plagioklas-Granulat.

Die großen Quarze resorbieren Biotit und Granulat. Reste des Granulats werden letztlich auf intergranulare Zwickel verdrängt. Diese Erscheinungen geben Anlaß, die Phasen 2 und 3 möglicherweise zwei verschiedenen thermischen Ereignissen zuzuordnen. Wie die weiteren Untersuchungen zeigen werden, sind die Gesteine des Winnebachsee-Gebietes mindestens zwei intensiven Phasen der metamorphen Prägung ausgesetzt gewesen.

Die spät- bis post-migmatische Natur der Kalifeldspat-Blastese zeigt sich durch gerade Korngrenzen zu Quarz und den Einschlußreichtum (Granat, Biotit, Muskovit, Granulat) mit der autokataretischen Tendenz, Einschlüsse an den Kornrand zu drängen.

Eine diaphthoritische Entwicklung, wie sie die Metamorphite der Umgebung zeigen, ist im Migmatit nicht erkennbar.

2.3. Orthogneise

Geschieferte, „ältere“ intermediäre Granitgneisvorkommen, von HAMMER (1925) und HOINKES et al. (1972) beschreiben, wurden nördlich der Winnebachsee-Hütte (Granitgneis – Lokalität 17) und im Randbereich des „Migmatits ohne s“ am Weg zur Larstigs Spitze beprobt (monzonitischer Gneis – Lokalität 15). U.d.M. zeigen beide Gesteinstypen ein gleichkörnig polygonales Mosaikgefüge. Gerade Korngrenzen zwischen den Plagioklasen (mit Tripelpunkten) lassen auf eine homotaktische, magmatische Mineralsprossung schließen. Die metamorphe Prägung des magmatischen Gefüges zeigt sich in der Sprossung einer zweiten Generation von Biotit und Muskovit (nur im Granitgneis), von Pinit (nur im monzonitischen Gneis) und von Chlorit und in poikiloblastischem, xenomorphem Granat mit idiomorphem Kern. Sind Pinit (Cordierit) und Granat verwachsen, so

befindet sich der Pinit stets in Berührung mit dem idiomorphen Kern des Granats.

Im Übergangsbereich „Migmatit ohne s“ zu „Migmatit mit s“ durchschlägt ein grobkörniger, quarzreicher Granitgang die Serien. Sein jüngeres Alter relativ zum Nebengestein belegen eingeschlossene, agmatische Schollen des monzonitischen Gneises. Makroskopisch zeigt der grobkörnige, quarzreiche Granitgneis nur eine äußerst schwache Schieferung. U.d.M. jedoch ist eine intensive Verbiegung der Biotit-Scheite erkennbar. Erz sammelt sich an ihren Korngrenzen und Zoisit ersetzt sie teilweise pseudomorph. Granat in Atollstruktur ist selten. Auffallend ist der hohe Quarzanteil in Form großer xenomorpher Kristalle. Die Plagioklase, feinkörnig, hypidiomorph mit Tripelpunkten bildenden Korngrenzen untereinander, sie sind serizitisiert und saussuritisiert.

2.4. Tektogenese und Altersstellung

HAMMER (1925) schließt aus dem Fehlen einer gleichartigen Durchbewegung im Winnebach-Granit, daß er jünger als die Verschiebung anderer Granitgneise sein muß. Diesem Gedanken folgten auch PURTSCHELLER (1969) und PURTSCHELLER & SASSI (1975), indem sie in den Migmatiten des Winnebachsee-Gebietes die Kernzone einer Regionalmetamorphose sehen, deren Zonen den tektonischen Großbau des Ötztalkristallins diskordant schneiden. Während PURTSCHELLER (1969) für diese regionale Metamorphose mit einer zentralen Sillimanitzone kaledonisches Alter vermutet, nehmen HOINKES et al. (1972, 1982) hierfür variscisches Alter an.

Gefügekundliche Untersuchungen von DRONG (1959) widersprechen den Vorstellungen, daß es im Winnebach-Migmatit keine Anzeichen einer post-anatektischen Deformation gibt. Er konnte zeigen, daß der Migmatit und seine Hüllgesteine einer symmetrie-konstanten Verformung unterworfen wurden. Auch HOERNES & HOFFER (1973) erkennen im isolierten Vorkommen von

„Winnebach-Granit“ an der Muschenschneid eine Schieferung, die identisch ist mit der in den umliegenden Biotit-Augengneisen. Bei diesem Vorkommen dürfte es sich allerdings eher um ein Äquivalent der schollenführenden Granitgneise handeln, die auch den Winnebach-Migmatit diskordant durchschlagen.

GRAUERT (1969) vergleicht den Winnebach-Migmatit mit dem Mönchalp-Granitgneis des Silvretta-Kristallins. Seiner Meinung nach sind pinitführende Granitgneise älter als alle anderen altpaläozoischen Magmatite.

SÖLLNER et al. (1982) weisen für den Zeitpunkt der Teilschmelzbildung im Migmatit die Mineralparagenese $Alm + Cord + Sill + Bi \pm + Kf \pm Mu + Pl + Qz$ nach. Sie stimmt nicht mit jener überein, die PURTSCHELLER (1969) für die Sillimanitzone der post-deformativen Regionalmetamorphose beschreibt.

Die Anatexis im Winnebachsee-Gebiet ist also älter als die Bildung der tektonischen Großstrukturen, also auch älter als die variscische Regionalmetamorphose, deren Isograden den Großbau diskordant schneiden.

3. Die Zirkone aus dem Migmatit und den Metamorphiten der Umrahmung

Die mikroskopischen Untersuchungen der einzelnen Zirkonpopulationen machen eine vierphasige Entwicklungsgeschichte sichtbar, die vor allem an den Zirkonen der Population A (farblos bis bräunlich, transparent, idiomorph; Abb. 4a,b), mitunter aber auch an denen der Population B (dunkelbraun, trüb, metamikt) erkennbar ist. Weitere Einzelheiten zur Zirkoncharakteristik siehe Kap. 10.3. und 10.4.).

- Phase I: Kristallisation der Einschlußkerne, die heute in Form von
 - a) detritisch gerundeten, trüben oder
 - b) idiomorphen, klaren bzw. kantengerundeten Einschlüssen in den Zirkonen zu finden sind.

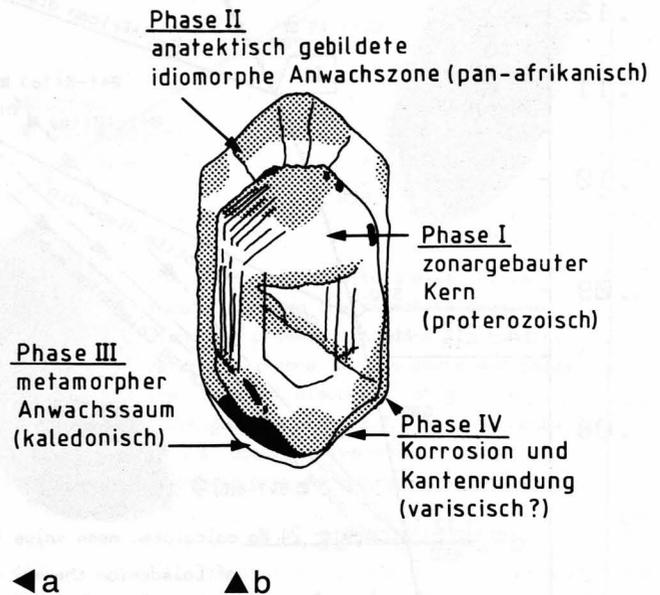


Abb. 4.

Idiomorpher Migmatit-Zirkon der Population A (Typ A2).

a) Kurzprismatischer Kristall mit zonargebautem Einschlußkern. Transparente Überwachungen führen zur Rundung anatektisch gewachsener Kristallflächen (Zirkonlänge: 200 µm).

b) Vierphasige Entwicklungsgeschichte des Zirkons.

- Phase II: Ausgeprägtes Zirkonwachstum bzw. Überwachsen alter Kerne während der Anatexis (Abb. 4a). Vereinzelt ist Zonarbau erkennbar. Es entwickeln sich idiomorphe, langprismatische Kristalle. Dieser Wachstumsphase ist der Einbau der häufig entlang von Prismen- und Pyramidenflächen orientierten Einschlüsse zuzuordnen.
- Phase III: Metamorphe Anwachszone, die v.a. ein verstärktes Kornlängenwachstum bewirkt. Wir können zeigen, daß diese Zone sehr uranreich ist (siehe Kap. 6: Lösungsexperimente). Mikroskopisch erkennbarer Hinweis auf hohen Urangehalt ist die genarbte Oberfläche von Zirkonen aller Populationen. Die Korrosion der Oberfläche ist unmittelbarer Ausdruck der Zerstörung des Zirkongitters durch den verstärkten radioaktiven Zerfall.
- Phase IV: Korrosion und Kantenrundung der gewachsenen Kristallflächen. Sie wird in den metamikten, uranreichen Zirkonen (>1500 ppm U) der Populationen B und C besonders augenscheinlich. An den Pyramidenflächen bilden sich typische „Hahnenkammformen“. Auch die Zirkone der Population A zeigen Spuren dieser Korrosion.

Aus der Vielzahl der Beobachtungen ergibt sich für die Zirkonentwicklung in den Migmatiten und deren Begleitgesteinen folgendes Bild:

- 1) Langprismatische Zirkone existieren in allen untersuchten Paragesteinen, d.h. sie sind einer Bildungsphase zuzuordnen, welche die heute unterscheidbaren Gesteinstypen (Migmatit, Granat-Biotit-Plagioklas Gneis, quarzitischer Biotit-Gneis) unter annähernd gleichen Startbedingungen erfaßt hat. Unter-

- schiedlich war lediglich das Ausmaß der Zirkon-Neukristallisation während dieser Bildungsphase.
- 2) Die Hauptkristallisation des mindestens dreischaligen Aufbaues der Zirkone entspricht nicht dem Zirkonwachstum der Randzone, sondern dem einer früheren Phase. Da dieser Anteil in den Migmatit-Zirkonen bis zu 80 % ihres Gesamtvolumens umfassen kann, müssen wir ihn zwangsläufig der anatektischen Phase der Gesteinsentwicklung zuordnen.
- 3) Bei den Zirkonen aus der granatführenden Bi-Plag-Gneis-Scholle (300) im monzonitischen Gneis haben sich v.a. Typen ausgebildet, die uranarm sind, d.h. die Urananlagerung und/oder ein randliches Überwachsen von uranreicher Zirkonsubstanz wie im Migmatit oder dem quarzitischer Bi-Gneis von außerhalb der Migmatitregion muß durch den Einschluß der Schollen im Migmatit behindert worden sein. Da aber das Alter der Intrusion des monzonitischen Gneises mit $455 \pm 2/-4$ Ma exakt bekannt ist (vgl. Kap. 5.3.), muß dieser erhöhte Uraneinbau in die Zirkone der Metamorphite und Migmatite des Winnebachsee-Gebietes mindestens gleich alt oder jünger sein und kann so frühestens dem kaledonischen Ereignis zugeordnet werden.

4. U-Pb-Zirkondaten aus den Gesteinen des Winnebachsee-Gebietes

Zur Darstellung der Ergebnisse der Zirkonanalysen mit der U-Pb-Methode wurde dem Diagramm $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} - ^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ (modifiziert nach TERA & WASSER-

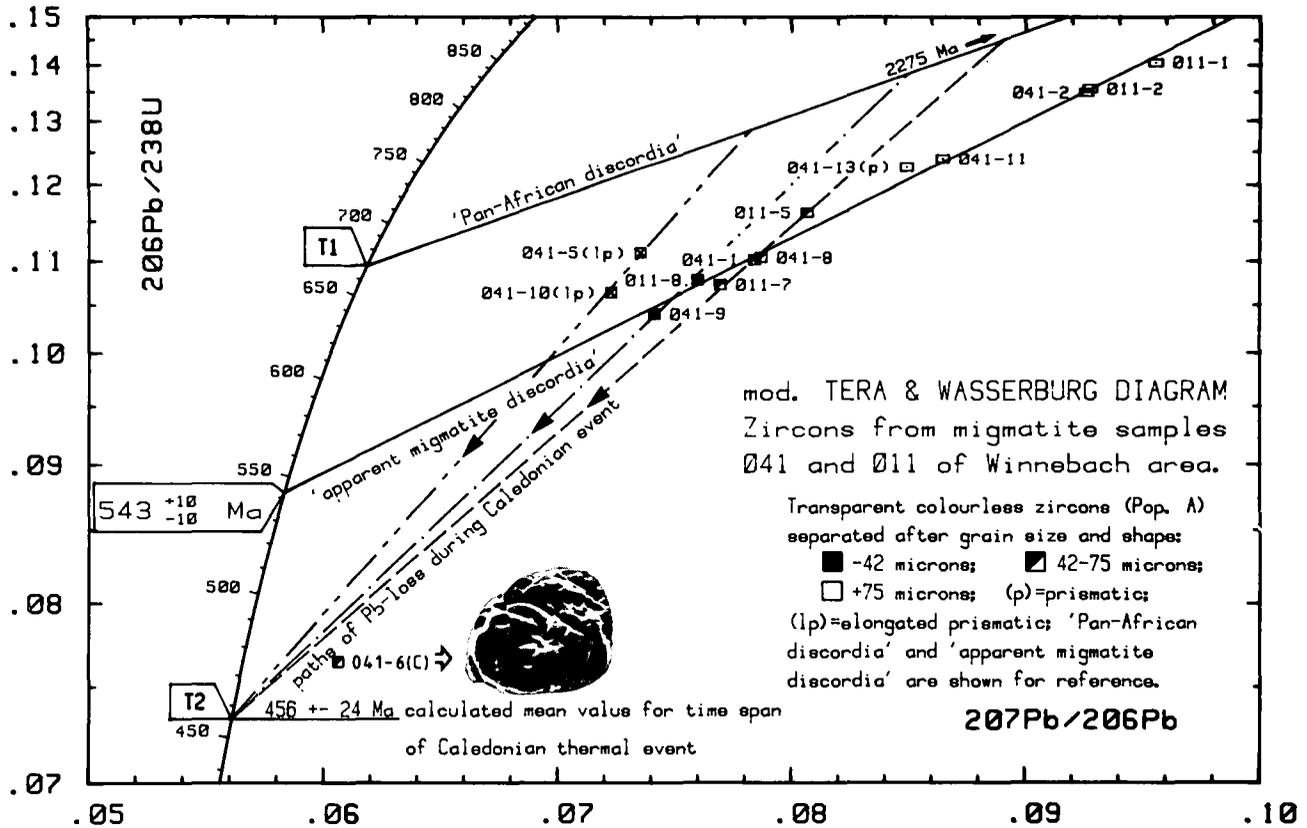


Abb. 5. Die Korngrößenfraktionen <75 µm und die langprismatischen Zirkonfraktionen der Population A der Migmatitproben 041 und 0101 orientieren sich eher entlang eines Pfades, der auf kaledonischen Bleiverlust hinweist, als in Richtung der „scheinbaren Migmatit-Discordia“.

BURG, 1974, abgekürzt als T & W-Diagramm) gegenüber dem konventionellen Concordia-Diagramm der Vorzug gegeben. Zum einen resultiert daraus eine einfache Darstellung der Fehler für die X- und Y-Achse (Rechteck), denn eine Korrelation der voneinander unabhängigen Meßwerte für die Verhältnisse $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ und $^{207}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ entfällt. Zum anderen sind die Abstände der Datenpunkte von der Concordia größer und schaffen somit eine bessere Übersichtlichkeit. Nicht zuletzt ergibt sich eine bessere Anschaulichkeit bei der Darstellung der Ergebnisse der Lösungsexperimente, denn Änderungen im U/Pb-Verhältnis (Bleiverlust, Urangewinn) äußern sich lediglich in einer Verschiebung der Datenpunkte parallel zur Ordinate, die $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -Alter bleiben konstant.

4.1. U-Pb-Daten der Zirkone des Migmatits

Abb. 5 zeigt die Zirkonfraktionen der Migmatitproben 041 und 011. Die Korngrößenfraktionen der Population A liegen auf einer gemeinsamen „scheinbaren Discordia“, welche die Concordia bei 543 ± 10 Ma schneidet. Abweichungen von der berechneten Regressionsgerade zeigen v.a. die Zirkonfraktionen $< 75 \mu\text{m}$. Verstärkt wird dieser Trend, wenn man einzelne Zirkontypen ausliest und separat analysiert. Prismatische Zirkone mit idiomorpher Kornform (041-13) liegen geringfügig, langprismatische Kristalle (041-5, 041-10) deutlich oberhalb der scheinbaren Migmatit-Discordia. Das errechnete untere Schnittpunktsalter von 543 Ma kann also keinem wahren Ereignis entsprechen. Erklärbar wird die Lage der langprismatischen Zirkonfraktionen,

wenn man ihre Kristallisation einem früheren Zeitpunkt als dem errechneten von 543 Ma zurechnet. Die „panafrikanische Discordia“ und deren unterer Schnittpunkt T_1 mit der Concordia soll den Zeitpunkt jenes älteren thermischen Ereignisses markieren (nähere Erläuterungen dazu siehe Kap. 6.). In der Orientierung der langprismatischen und der Zirkonfraktionen $< 75 \mu\text{m}$ als Alterswerte um ca. 450 Ma spiegelt sich wohl am ehesten der Einfluß eines kaledonischen thermischen Ereignisses.

4.2. U-Pb-Daten der Zirkone des quarzitischen Biotit-Gneises aus der Umrahmung des Migmatits und der Granat(granatführenden)-Biotit-Plagioklas-Gneise aus dem Kontakt zum monzonitischen Gneis

Parallel zu den Migmatit-Zirkonen wurden auch die Zirkone aus einem quarzitischen Biotit-Gneis (Gesteinsbeschreibung siehe Kap. 10.2.) analysiert, der nach HOINKES (1973) dem metamorphen Rahmen- bzw. dem Ausgangsgestein der Anatexite entspricht. Abb. 6 zeigt die Anordnung der analysierten Fraktionen (Zirkonbeschreibung s. Kap. 10.4.1.) im modifizierten T&W-Diagramm. Die Korngrößenfraktionen der Population A liegen auf einer „scheinbaren Discordia“ mit den Schnittpunktsaltern von 490 ± 14 Ma bzw. 2208 ± 50 Ma. Deutlich abweichend von dieser „scheinbaren Discordia“ sind wiederum die Datenpunkte der langprismatischen Zirkonfraktionen und jene der Population B.

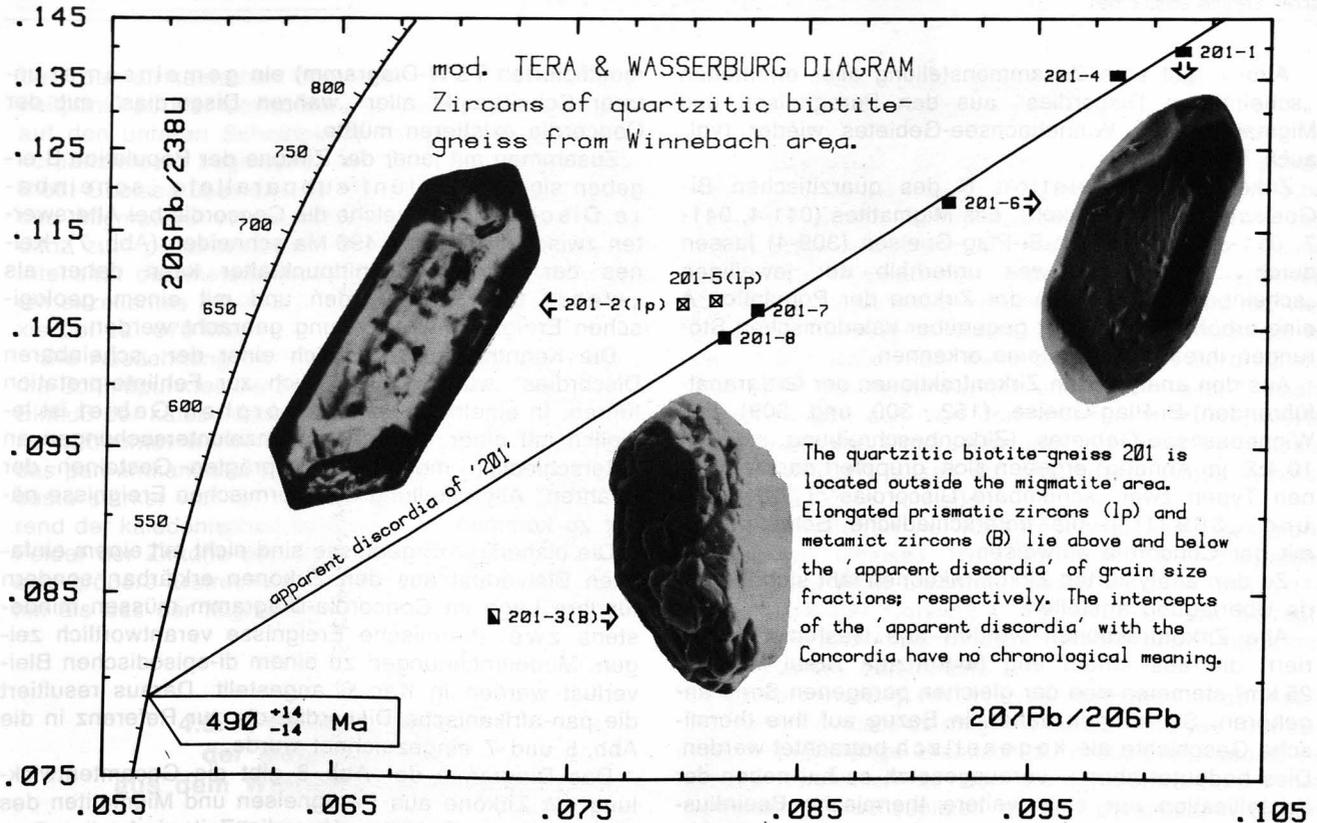


Abb. 6.

Die Zirkonfraktionen aus dem quarzitischen Biotit-Gneis 201 vermitteln das gleiche Erscheinungsbild wie jene des Migmatits: langprismatische Zirkonfraktionen liegen oberhalb, metamikte Zirkone (Pop. B) unterhalb der „scheinbaren Discordia“ der Korngrößenfraktionen. Beide Gesteine können in Bezug auf den Ablauf ihrer thermischen Geschichte als cogenetisch betrachtet werden.

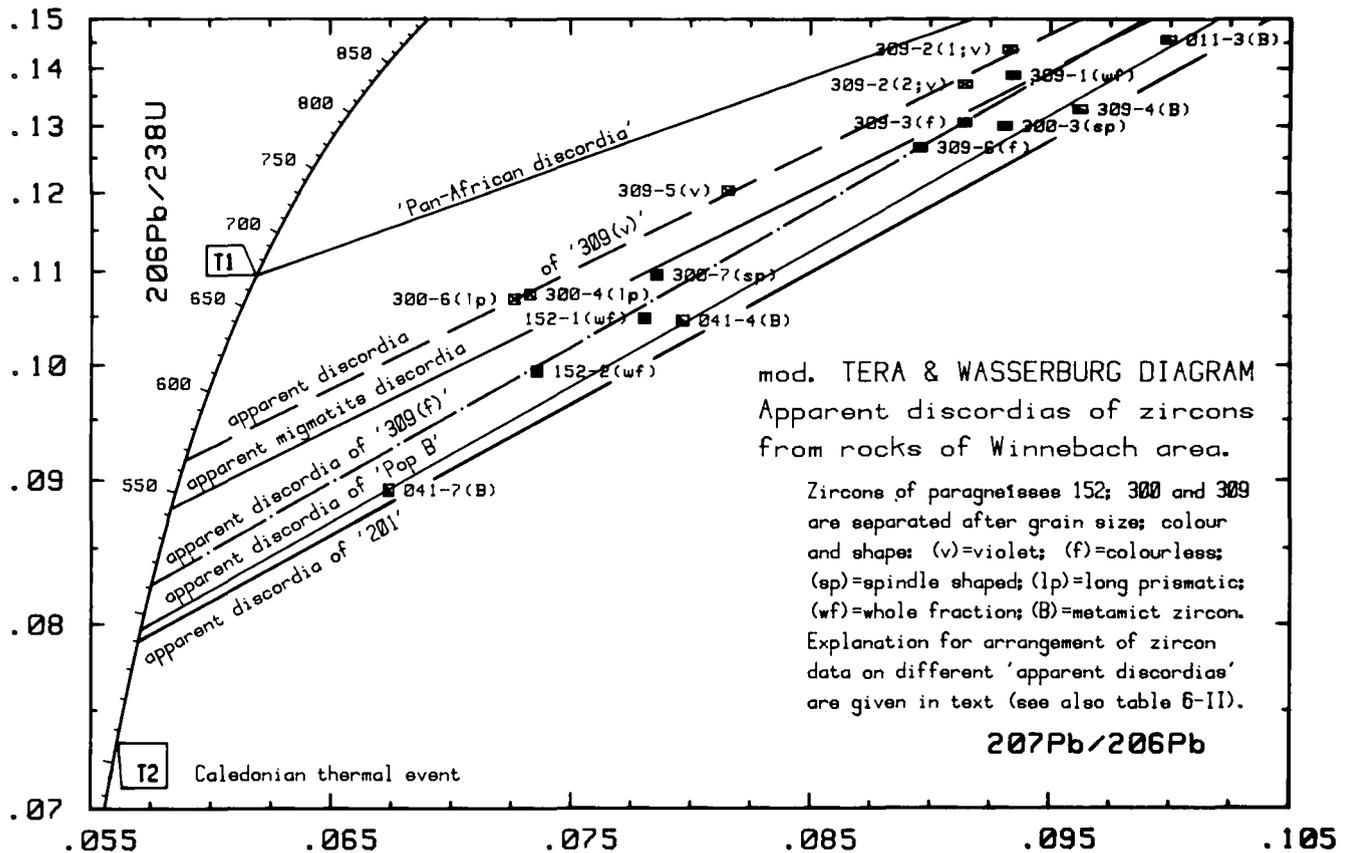


Abb. 7.

In Abhängigkeit ihrer Rekristallisation während der panafrikanischen Metamorphose und Anatexis zeigen die Zirkone bei der nachfolgenden kaledonischen Metamorphose unterschiedlichen Bleiverlust (je besser rekristallisiert, desto weniger Verlust) bei geringem Neuwachstum. Die Zirkone arrangieren sich dementsprechend, differenziert nach Herkunftsgestein und Population auf subparallelen, „scheinbaren Discordias“, deren untere Schnittpunkte in keinem Fall einem geologischen Ereignis entsprechen.

Abb. 7 gibt eine Zusammenstellung aller ermittelten „scheinbaren Discordias“ aus den Paragneisen und Migmatiten des Winnebachsee-Gebietes wieder (vgl. auch Tab. 2).

Zirkone der Population B des quarzitisches Bi-Gneises (201-6, Malakon), des Migmatites (041-4, 041-7, 011-3) und des Grt-Bi-Plag-Gneises (309-4) lassen durch ihre Position weit unterhalb der jeweiligen „scheinbaren Discordia“ der Zirkone der Population A eine erhöhte Sensitivität gegenüber kaledonischen Störungen ihres U-Pb-Systems erkennen.

Aus den analysierten Zirkonfraktionen der Grt(granatführenden)-Bi-Plag-Gneise (152, 300 und 309) des Winnebachsee-Gebietes (Zirkonbeschreibung s. Kap. 10.4.2. im Anhang) ergeben sich, gruppiert nach einzelnen Typen zwei „scheinbare Discordias“ [„309 (v)“ und „309 (f)“], die unterschiedliche Schnittpunkte mit der Concordia aufweisen.

Zu den analysierten Zirkonfraktionen läßt sich folgende Überlegung anstellen:

Alle Zirkonfraktionen wurden aus Gesteinen separiert, die aus einem eng begrenzten Areal von ca. 25 km² stammen und der gleichen paragenen Serie angehören. Sie können daher, in Bezug auf ihre thermische Geschichte als kogenetisch betrachtet werden. Dies bedeutet aber – vorausgesetzt, es hat neben der Kristallisation nur eine weitere thermische Beeinflussung der Zirkone gegeben, sodaß es sich um „wahre Discordias“ der Zirkonfraktionen von Migmatit, quarzitischem Bi-Gneis und den Grt-Bi-Plag-Gneisen handeln würde – daß im Concordia-Diagramm (oder auch im

modifizierten T&W-Diagramm) ein gemeinsamer unterer Schnittpunkt aller „wahren Discordias“ mit der Concordia existieren müßte.

Zusammen mit jener der Zirkone der Population B ergeben sich jedoch fünf subparallele „scheinbare Discordias“, welche die Concordia bei Alterswerten zwischen 565 und 490 Ma schneiden (Abb. 7). Keines der unteren Schnittpunktalter kann daher als „wahr“ betrachtet werden und mit einem geologischen Ereignis in Verbindung gebracht werden.

Die Kenntnis ausschließlich einer der „scheinbaren Discordias“ würde unweigerlich zur Fehlinterpretation führen. In einem polymetamorphen Gebiet ist lediglich mit einer Vielzahl an Einzeluntersuchungen an unterschiedlich metamorph geprägten Gesteinen der „wahren“ Altersstellung der thermischen Ereignisse näher zu kommen.

Die bisherigen Ergebnisse sind nicht mit einem einfachen Bleiverlust aus den Zirkonen erklärbar, sondern für ihre Lage im Concordia-Diagramm müssen mindestens zwei thermische Ereignisse verantwortlich zeigen. Modellrechnungen zu einem di-episodischen Bleiverlust werden in Kap. 6 angestellt. Daraus resultiert die pan-afrikanische Discordia, die zur Referenz in die Abb. 5 und 7 eingezeichnet wurde.

Das Diagramm der Abb. 8 gibt die Gesamtentwicklung der Zirkone aus Paragneisen und Migmatiten des Winnebachsee-Gebietes über die Zeit wieder.

In Abhängigkeit ihres Pb(rad)-Verlustes und/oder ihres Zirkon-Neuwachstums während des thermischen Ereignisses vor ca. 670 Ma wanderten die Zirkone auf

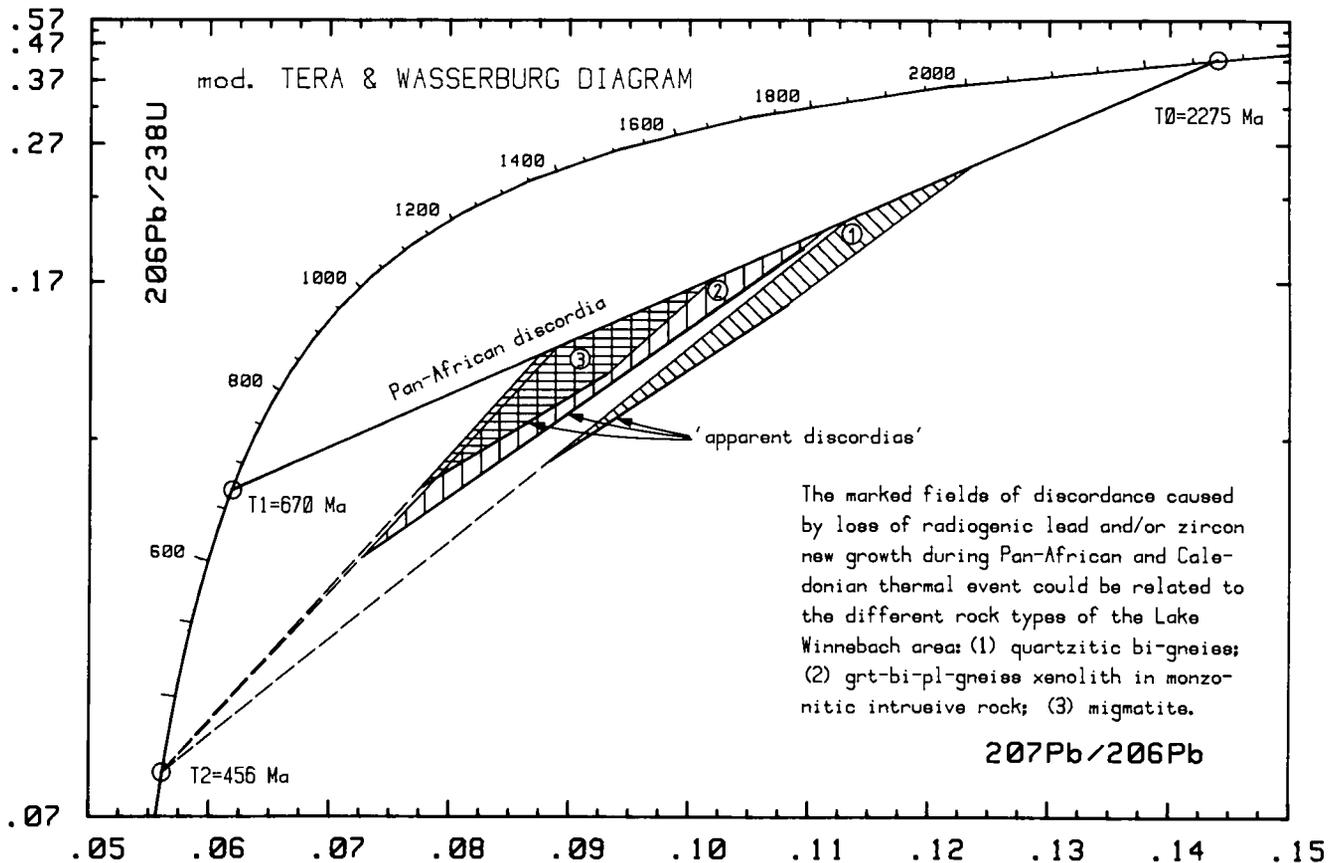


Abb. 8. Die Staffelung der Diskordanzfelder entlang der „pan-afrikanischen Discordia“ erfolgte in Abhängigkeit von der metamorphen und anatektischen Prägung ihrer Zirkone vor ca. 670 Ma. Der thermische Einfluß des kaledonischen Ereignisses (Bleiverlust, Zirkonneuwachstum) hat sich verstärkt auf jene Zirkone ausgewirkt, die aus gut geschieferten, nicht anatektischen Gesteinen stammen (Grt-Bi-Pl-Gneiss, quarzitischer Bi-Gneiss).

der „pan-afrikanischen Discordia“ von ihrem Bildungszeitpunkt auf der Concordia ($T_0 = 2275$ Ma) in Richtung auf den unteren Schnittpunkt. Die Staffelung der Diskordanzfelder, beginnend mit dem des quarzitischen Biotit-Gneisses über das der Grt-Bi-Plag-Gneise zu dem des Migmatites verdeutlicht die zunehmende Diskordanz zum proterozoischen Ereignis, bedingt durch die Intensität der metamorphen Prägung und liefert damit ein exzellentes Argument für die Ansiedlung der Anateks bei ca. 670 Ma.

Die Ausdehnung der Felder in Richtung des Concordia-Schnittpunktes bei ca. 456 Ma kann als Maß für den Einfluß der kaledonischen Metamorphose auf die Zirkone betrachtet werden. Je geringer die Zirkone durch das pan-afrikanische Ereignis „stabilisiert“ worden sind, desto stärker war ihr Verlust an radiogenem Blei während der kaledonischen Metamorphose. So besitzen die Felder der Zirkone der nicht anatektischen Paragneise eine größere Erstreckung auf das kaledonische Ereignis hin als das der Migmatite.

4.3. U-Pb-Zirkondaten der Meta-Intrusiva aus dem Winnebachsee-Gebiet

Parallel zu den Rb-Sr-Datierungen an Magmatiten aus dem Winnebachsee-Gebiet (s. Kap. 7) wurden U-Pb-Analysen ihrer Zirkone (monzonitischer Gneis, Granitgneis) durchgeführt.

4.3.1. U-Pb-Daten der Zirkone des monzonitischen Gneises

Im Gegensatz zu seinem migmatischen Rahmen konnte im monzonitischen Gneis ausschließlich eine Zirkonpopulation identifiziert werden. Das Gestein enthält weniger idiomorphe Zirkone, als zunächst aufgrund seiner rein magmatischen Natur zu erwarten gewesen wäre. Die rosafarbenen Kristalle neigen infolge der vielen Einschlüsse (v.a. dunkelgrüne Hornblende, die in der Probe selbst nicht mehr auftritt) zum Zerbrechen. Sie haben gerundete Kanten und weisen eine Vielzahl von Sprüngen auf. Von dort weiten sich isotropisierte Bereiche in das Mineralkorn aus. Farblose, pyramidale Anwachsspitzen lassen auf ein mehrphasiges Wachstum der Zirkone schließen.

Die analysierten vier Korngrößenfraktionen des monzonitischen Gneises 151 liegen im T&W-Diagramm (Abb. 9) auf einer Discordia, deren oberer Schnittpunkt mit der Concordia $455 \pm 2/-4$ Ma beträgt. Der untere Schnittpunkt fällt innerhalb des Fehlers mit dem Ursprung zusammen.

Die Verfeinerung der Analysenmethoden in den letzten Jahren machte es möglich, die zur Analyse notwendige Probenmenge drastisch zu reduzieren, sodaß es gelang, zusätzlich zu den Korngrößenfraktionen die farblosen Anwachsspitzen an den pyramidalen Enden der Zirkone separat zu bearbeiten (151-5, vgl. Abb. 9). Der Analysenpunkt ist konkordant bei 456 ± 2 Ma ($^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ -Alter), also innerhalb des Fehlers identisch mit dem Intrusionsalter des monzonitischen Gneises.

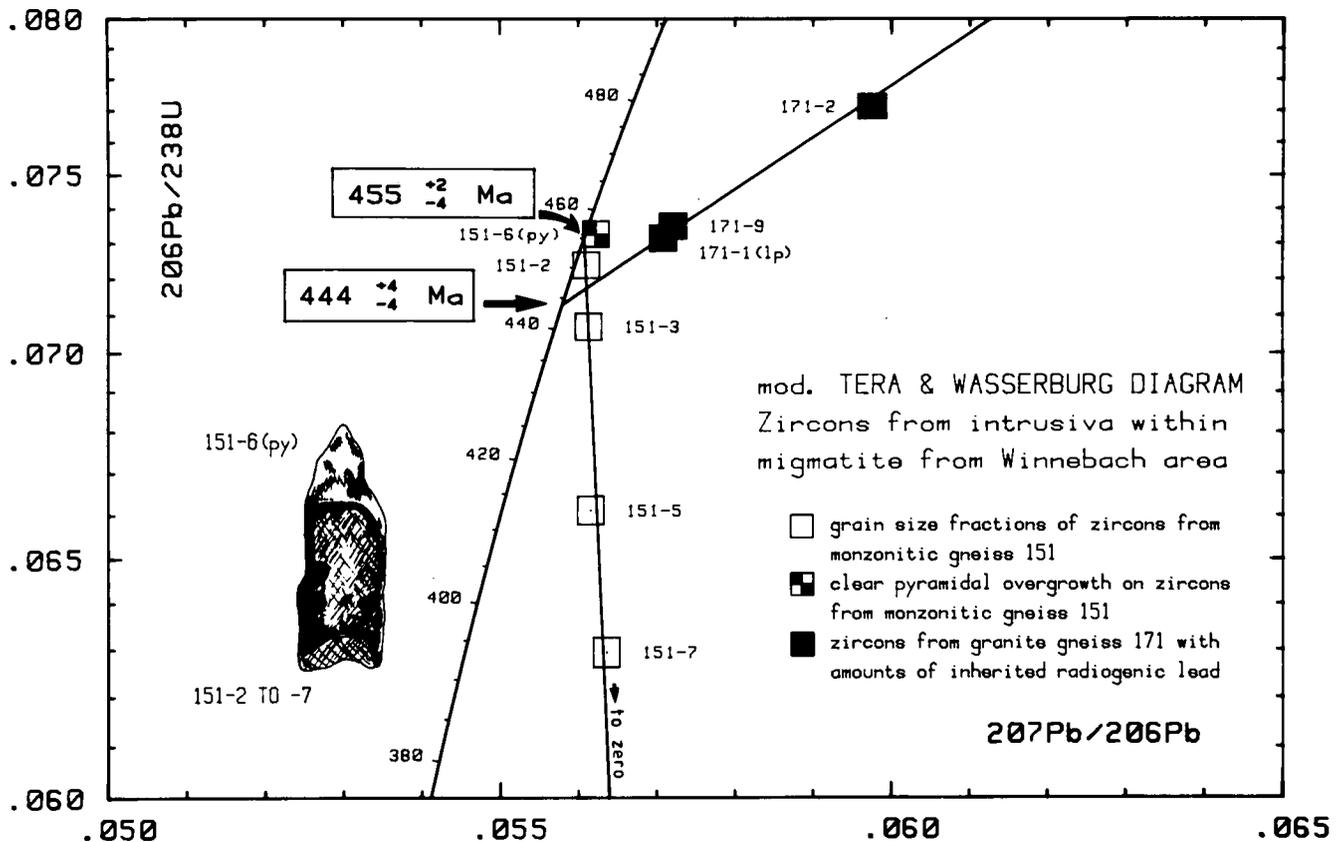


Abb. 9.

Geschieferte Intrusivgesteine kaledonischen Alters im Winnebachsee-Gebiet. Zwischen der stockförmigen Intrusion monzonitischer Gesteine (151) und dem gangförmigen Eindringen granitischer Magmen (171) in den Winnebach-Migmatit ist ein zeitlicher Hiatus erkennbar. Innerhalb der angegebenen Fehler überlappen sich beide Intrusionsalter mit dem Höhepunkt der kaledonischen Regionalmetamorphose (456 ± 2 Ma). Die separat analysierten, farblosen, pyramidalen Anwachsspitzen der rosafarbenen Zirkone des monzonitischen Gneises (151-6) sind innerhalb des Analysenfehlers identisch mit der berechneten Discordia der Korngrößenfraktionen. Zur Konstruktion der Granitgneis-Discordia siehe Abb. 10.

Schließt man die Probe 151-6 in die Kalkulation der Discordia ein, so ergibt sich eine geringfügige Erhöhung des oberen Schnittpunktes auf $457 \pm 4 / -2$ Ma.

Das Überwachsen der rosafarbenen, magmatisch kristallisierten Zirkone durch farblose pyramidale Spitzen gleichen Alters könnte durch das Eindringen des Magmatits in einen „heißen Rahmen“ bedingt sein. Entweder kam es zur Umkristallisation der aus der Schmelze gebildeten Zirkon-Idioblasten oder eine Zufuhr von Zirkonsubstanz aus dem intrudierten Nebengestein hat ein Weiterwachsen der Zirkone bewirkt. Gleichgültig, welches der beiden Phänomene die syn- bis post-intrusive Kristallisation der Zirkonsubstanz bewirkt hat, sie stellen auf alle Fälle einen bemerkenswerten Hinweis auf ein kaledonisches, thermisches Ereignis im intrudierten Rahmen dar. Auszuschließen ist, daß das Weiterwachsen der Zirkone allein durch die thermometamorphe Beeinflussung der Rahmengesteins und einer dadurch ausgelösten Stoffwanderung in den Migmatit bedingt war.

4.3.2. U-Pb-Daten der Zirkone des Granitgneises

Granitgneise durchziehen den Migmatit unregelmäßig als kleine Gänge (0,5–3 m mächtig). Ihre petrographische und geochemische Ähnlichkeit mit den umgebenden Migmatiten ist augenfällig, wenn auch die Schollen kleiner und besser „verdaut“ sind als im homogenen Migmatit (vgl. Kap. 10.2.). Als Edukt können die monotonen Metamorphite der näheren und weiteren Umge-

bung angesehen werden. Zum Nebengestein (Schollenmigmatit) entwickelt sich bei genügender Mächtigkeit des Ganges ein Salband.

Dem gleichen Magmentyp müssen wohl auch die schollenreichen Granitgneise von der Muschenschneid zugerechnet werden. Sie entsprechen höchstwahrscheinlich nicht dem Winnebach-Migmatit, wie von früheren Autoren vermutet (HAMMER, 1925; HOERNES & HOFFER, 1973).

Im Granitgneis finden sich die gleichen Zirkonpopulationen wie im Migmatit. Die Anteile an langprismatischen Zirkonen und jenen der Population D (gelb, vgl. auch Kap. 10.3. im Anhang) sind deutlich höher als im Migmatit. Die magmatische Natur des Gesteins hat allgemein zur Ausbildung extremer Zirkonformen beigetragen, bei den langprismatischen (Typ A₁) ebenso wie bei den spindelförmigen (Typ A₃).

Die Analyse der Zirkone aus dem Granitgneis 171 erbrachte für die kleinste Fraktion (171-9, <42 µm) und die langprismatischen Zirkone (171-1, 50–75 µm) scheinbare U/Pb-Alter, die sehr nahe der Concordia zwischen 455 und 465 Ma liegen (Abb. 9). Im Gegensatz zu den Zirkonen des monzonitischen Gneises enthalten sie eine ererbte Bleikomponente. Zur Bestimmung des exakten Intrusionsalters der Granitgneise kann der Umstand ihrer petrographischen Verwandtschaft mit den Migmatiten zu Hilfe genommen werden. Da beide Gesteinstypen vom gleichen Edukt abzuleiten sind, muß auch für den Granitgneis gelten, daß dessen Edukt vom pan-afrikanischen Ereignis thermisch geprägt worden ist (vgl. Kap. 6). Weiterhin kann

festgehalten werden, daß alle untersuchten langprismatischen Zirkonfraktionen aus der Migmatitregion, unabhängig von ihrer Korngröße und gleich, welchem Gestein sie entnommen sind (Migmatit oder Grt-Bi-Plag-Gneis), die gleiche Diskordanz unmittelbar nach dem pan-afrikanischen Ereignis aufweisen. Dies gibt uns die Gewißheit, es auch für die langprismatischen Zirkone des Granitgneises 171 voraussetzen zu dürfen.

Unter der begründeten Annahme, daß das Alter der Intrusion des Granitgneises und das der kaledonischen Metamorphose in etwa übereinstimmen (der gewichtete Mittelwert für das Alter der kaledonischen Metamorphose beträgt 456 ± 24 Ma, berechnet aus den Rb-Sr-Daten der Schollenmigmatite (455 ± 24 Ma bzw. 468 ± 74 Ma) und der Grt-Bi-Plag-Gneise (446 ± 70 Ma, vgl. Kap. 7), sind die Zirkone (langprismatisch und rund bis spindelförmig) der Granitgneise wie der Migmatite und Metamorphite in Bezug auf das pan-afrikanische wie das kaledonische Ereignis als kogenetisch zu betrachten. Unterschiedlich ist allein die Intensität ihrer Prägung, d.h. ihres Pb(rad)-Verlustes und/oder ihres Zirkon-Neuwachstums während der intensiven kaledonischen Aufheizphase im Gestein.

Ausgehend von dieser Tatsache, läßt sich eine Discordia durch die Zirkonfraktionen 171-1 (lp), 171-9 ($<42 \mu\text{m}$), 171-2 (gelbe Zirkone) des Granitgneises konstruieren, auf der auch die langprismatischen Zirkonfraktionen aus dem Migmatit (041-5, 041-10) und der Scholle im monzonitischen Gneis (300-4, 300-6) liegen (vgl. Abb. 9 und 10). Der untere Schnittpunkt die-

ser Discordia mit der Concordia bei 444 ± 4 Ma gibt das Alter der Intrusion der Granitgneise wieder.

Stellt man auch für die runden und spindelförmigen Zirkone gleicher Korngröße ($50-75 \mu\text{m}$) von Granitgneis (171-3), von der Gneisscholle im monzonitischen Gneis (300-7) und vom Migmatit (041-1, 011-5) eine Discordia auf, so unterstützt ihr unterer Schnittpunkt mit der Concordia bei $437 \pm 10/-12$ Ma vorzüglich den zuvor bestimmten Alterswert. Wir messen dem geringfügig erhöhten Wert größere Bedeutung zu, da er durch die nahezu konkordanten Fraktion 171-1 und 171-9 besser definiert ist. Die Intrusion des monzonitischen Gneises und jene der Granitgneise müssen aufgrund der angegebenen Fehler als syngenetisch mit der kaledonischen Metamorphose (456 ± 24 Ma) betrachtet werden, wobei jedoch in der relativen Intrusionsfolge ein Trend von intermediären zu sauren Magmen erkennbar ist (vgl. auch Kap. 7 und 8).

Kurz zusammengefaßt darf festgehalten werden, daß die Analysendaten, projiziert in das T&W-Diagramm zweifelsfrei deutlich machen, daß nicht ein, sondern zwei thermische Ereignisse die Zirkone aus dem Winnebachsee-Gebiet geprägt haben.

Streng getrennt nach ihrem Herkunftsgestein bilden die Zirkonfraktionen im T&W-Diagramm der Abb. 8 entlang der „pan-afrikanischen Discordia“ Felder aus, deren Diskordanz, bezogen auf das pan-afrikanische Ereignis vom quarzitären Biotit-Gneis über die Gneisschollen im monzonitischen Gneis zum Migmatit abnimmt. Genau entgegengesetzt ist die Ausdehnung der

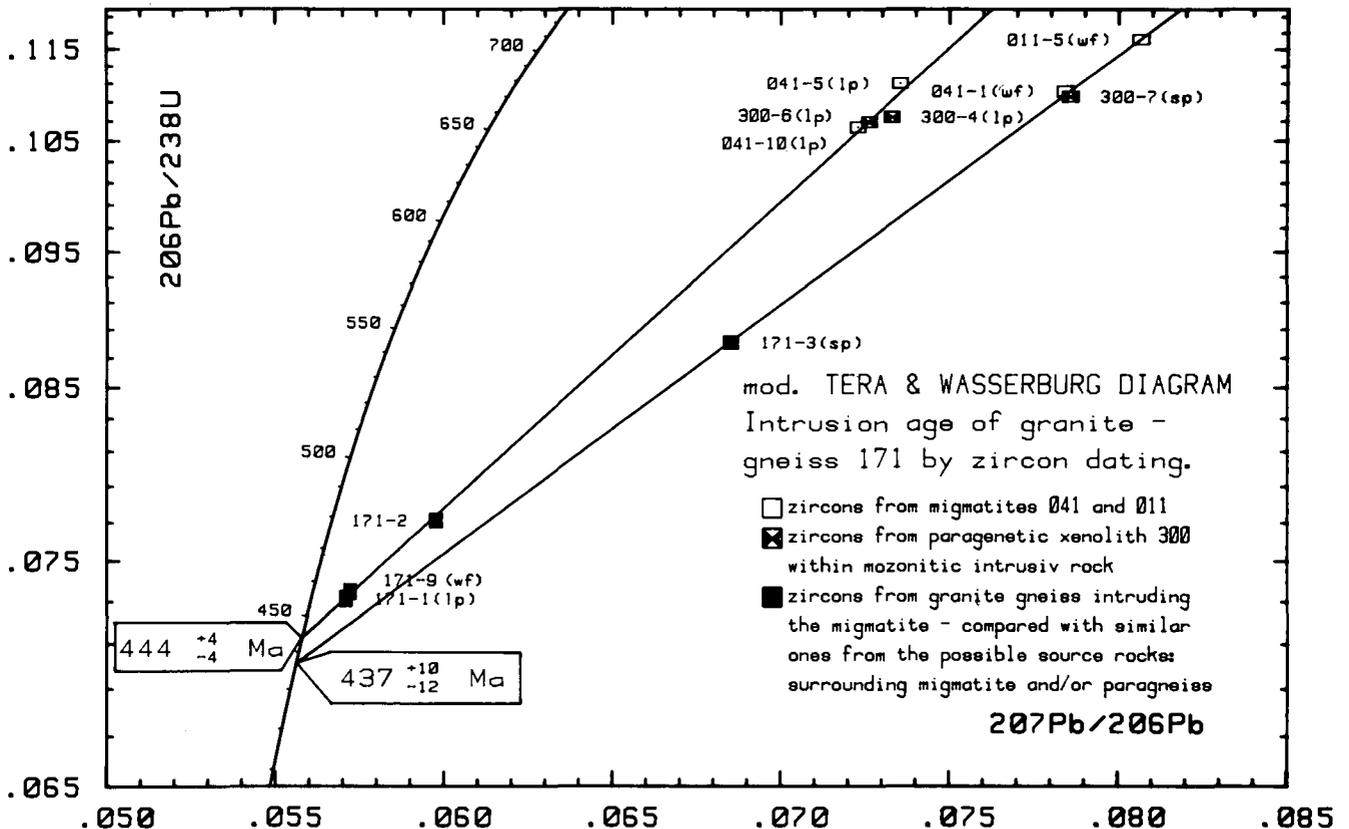


Abb. 10.

Zur Konstruktion der Granitgneis-Discordia wurden zusätzlich identische Zirkonfraktionen aus dem Migmatit und dem Grt-Bi-Pl-Gneis herangezogen. Dies erscheint statthaft, da die Bildung der Zirkone in allen drei Gesteinen als kogenetisch betrachtet werden kann. Die Verteilung der Proben auf der Discordia ergibt sich lediglich durch die Variation im Zirkon-Neuwachstum unter magmatischen bzw. metamorphen Kristallisationsbedingungen während der zeitgleichen (kaledonischen) thermischen Prägung.

(wf) = Gesamtfraktion; (lp) = langprismatisch; (sp) = spindelförmig. Alle Zirkonproben außer 171-9 ($<42 \mu\text{m}$), 041-5 (lp, $75-100 \mu\text{m}$) und 300-4 (lp, $75-150 \mu\text{m}$) gehören der einheitlichen Korngrößenfraktion von $53-75 \mu\text{m}$ an.

Diskordanzfelder, betrachtet man ihre Erstreckung auf das kaledonische Ereignis hin. Da eine zunehmende Orientierung der Zirkone zum jeweiligen prägenden thermischen Ereignis hin gleichzusetzen ist mit einer stärkeren Umkristallisation, kann die Anatexis nicht zum kaledonischen Zeitpunkt angesiedelt werden, sondern muß einem älteren, pan-afrikanischen Ereignis zugeordnet werden.

Eine zeitliche Eingrenzung des „pan-afrikanischen Ereignisses“ wurde durch Lösungsexperimente (Kap. 5) und Modellrechnungen zum di-episodischen Bleiverlust der Zirkone (Kap. 6) ermöglicht.

5. Lösungsexperimente

Mit den Lösungsexperimenten wurde das Ziel verfolgt, die erkennbar zonaren Bildungsbereiche in den Zirkonen selektiv abzutragen und getrennt zu analysieren, um weitere Informationen über den Zeitpunkt der einzelnen Wachstumsphasen (bzw. Bleiverlustphasen) zu erlangen.

Lösungsexperimente wurden an den Korngrößenfraktionen 75–100 µm der Migmatit-Zirkon-Probe 041 durchgeführt. Dabei wurde erst die Gesamtfraktion mit Zirkonen der Population A bearbeitet (041-11, L1 bis L6), anschließend allein die prismatische Zirkone dieser Fraktion (041-13, L1 bis LIV). Letzteres gewährleistet die Analyse ausschließlich wohl ausgebildeter Kristalle ohne Bruchstücke, wodurch ein vorzeitiges Herauslösen des Bleis zentraler Teile des Zirkons vermieden werden sollte.

20 mg der Probe 041-11 wurden in 6 Stufen schrittweise gelöst: Zunächst 1 Stunde kalt mit HF; die Lösung wurde von der Probe getrennt und analysiert. Die Probe wurde getrocknet und gewogen, so konnte die weggelöste Menge bestimmt werden. Lösungsstufe 2 umfaßte 4 Stunden Lösen in kalter HF; wiederum wurde die Lösung abpipetiert und analysiert, die Probe zurückgewogen. Bei den Lösungsstufen 3–6 wurde die Probe im Autoklaven auf jeweils 180°C für eine Stunde, eine weitere Stunde, 4 weitere Stunden bzw. 5 Tage (Lösung der Restmenge) erhitzt.

Vergleichbar wurde mit der Probe 041-13 verfahren. Die vier Lösungsschritte waren 1^h kalt, 4^h kalt, 1^h bei 180°C und 5 Tage bei 180°C zur Lösung der Restmenge. Die Ergebnisse der Experimente sind in Tabelle 1 zusammengefaßt. Wenden wir uns zunächst den Lösungsexperimenten an der Gesamtfraktion 041-11 zu.

In einem Histogramm (Abb. 11) wurden die Uran- und Bleikonzentrationen gegen die gelöste Zirkonmenge des jeweiligen Experimentes aufgetragen. Im äußeren Randbereich (L1: ca 8 % der Gesamtmenge, vgl. auch Tab. 1) zeigen sich niedrigere U- und Pb-Gehalte, die geringer sind als jene der Gesamtfraktion. In den nächsten drei Stufen (L2, L3 und L4) – es gingen ca. 12 % der Gesamtmenge in Lösung – wird dann ein stufenweiser Anstieg beider Elementgehalte bis ca. 1500 ppm U bzw. 200 ppm Pb sichtbar.

Die Lösungsexperimente L5 und L6 – beide umfassen ca. 80 % der Zirkoneinwaage – weisen Pb-Gehalte auf, die denen der Gesamtfraktion (041-11) entsprechen; ihre Urankonzentrationen liegen deutlich darunter bzw. leicht darüber.

Die Lösungsexperimente an den prismatischen Zirkonen der Population A (041-13) ergaben aufgrund der

Tabelle 1.
Lösungsexperimente.

Probe	U _(total) [ppm]	Pb _(total) [ppm]	% der Gesamtmenge	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb-Alter [Ma]	Bemerkung
Zirkongesamtfraktion der Population A					
L1	332	19,2	7,9	633	Zone 4
L2	979	86,6	3,4	812	Zone 3
L3	1354	150,6	1,7	906	
L4	1475	198,3	6,7	1100	
L5	377	62,8	73,6	1434	Zone 2
L6	525	84,9	6,7	1456	Zone 1
041-11	480	62,3	100	1348	Gesamtfraktion
Prismatische Zirkone der Population A					
L1	—	—	7,4	532	Zone 4
LII	—	—	16,6	732	
LIII	—	—	5,6	957	Zone 3
LIV	591	63,6	70,4	1306	Zone 1 + 2
041-13	485	63,0	100	1313	Gesamtfraktion

geringen absoluten Lösungsmenge einen meßbaren U-Gehalt lediglich in Experiment LIV, dem verbleibenden Rest. Er ist annähernd 1/2-mal so hoch wie in der vergleichbaren Zone der analysierten Gesamtfraktion (L5 und L6).

Aus den Lösungsexperimenten lassen sich folgende Ergebnisse ableiten:

Die Migmatit-Zirkone zeigen einen vierschaligen Aufbau (vgl. Tab. 1 und Abb. 4b), wobei Zone 1 (Einschlußkern) nicht unbedingt erkennbar ist. Zone 2 stellt den anatektischen Wachstumsbereich dar, der mit Gehalten zwischen 400 und 600 ppm relativ uranarm ist.

Die Zonen 1 und 2 machen je nach Korngröße 80 % (Gesamtfraktion, 75–100 µm) bzw. 70 % (prismatische Zirkone) des Gesamtvolumens aus. An die anatektisch gebildeten Zirkone wird Zirkonsubstanz mit deutlich höherem Uragehalt (>1000 ppm) angelagert (Zone 3+4). Als Zone 4 muß jener äußerste Randbereich bezeichnet werden, in dem nur Uragehalte von ca. 300 ppm bestimmt werden konnten. Wir nehmen an, daß es sich bei Zone 4 um keine eigenständige Kristallisationsphase handelt, sondern daß die unnatürlich hohen ²⁰⁶Pb/²³⁸U-Verhältnisse (vgl. Tab. 9) in Verbindung mit der erkennbar starken Korrosion der Zirkonoberfläche Auswirkungen einer Deformation im randlichen Bereich des Zirkongitters sind. Die Analyse dieses nur 1–3 µm dicken Bereiches (Zone 4) erbrachte somit Ergebnisse, die nicht den tatsächlichen Verhältnissen bei seiner Kristallisation entsprechen.

Weiterhin ist angestrebt worden, über die ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb-Alter der einzelnen Lösungsstufen direkt Information über die Zeitpunkte der Kristallisationsphasen der Zirkone zu erlangen.

Schon das erste Lösungsexperiment L1 ergibt überraschenderweise kein Pb-Isotopenalter, das direkt auf die kaledonische als womöglich letzte der Bildungsphasen schließen läßt (²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb-Alter von L1 = 633 Ma). L1 enthält also nicht nur Anteile des kaledonischen Randsaumes, sondern muß eine Mischung verschieden alter Zirkonsubstanz darstellen, sodaß auch die Pb-Isotopenverhältnisse unterschiedlicher Bildungsphasen vermengt wurden.

Für L1 der idiomorphen prismatischen Zirkonfraktion ergibt sich ein deutlich niedrigeres $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -Alter von 532 Ma und bestätigt den oben geäußerten Verdacht der Pb-Isotopenmischung. Doch auch der Alterswert von 532 Ma dürfte noch nicht dem der äußersten Randzone entsprechen. Aus den Mengen der gelösten Substanz ist abzuleiten, daß der kaledonische Anwachsaum der Fraktion 75–100 μm lediglich 3–4 μm dick ist, die Oberfläche der Zirkone aber teilweise genarbt und zerfurcht, sodaß ein Herauslösen von U und Pb aus tieferen Schichten nie ganz auszuschließen ist.

Betrachten wir die Daten der Lösungsexperimente im modifizierten T&W-Diagramm. Dazu sei auf die Abb. 12 verwiesen, die neben den Ergebnissen der Lösungsexperimente L1 bis L6 an der Fraktion 041-11 die an 041-13 (prismatisch) durchgeführten enthält (L1 bis LIV). Als Referenzlinie dient die errechnete „pan-afrikanische Discordia“.

In den Ergebnissen der Lösungsexperimente L1 bis L6, ebenso wie in denen der prismatischen Zirkone (L1 bis LIV) steigen die $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -Alter stufenweise an (vgl. Abb. 11) und liegen zwischen 532 Ma und dem der

Kristallisation der proterozoischen Einschlüßkerne (>2000 Ma). In allen Fällen handelt es sich um Mischalter; die Bildung eines „ $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -Plateau-Alters“ über mehrere Lösungsstufen hinweg ist nicht erkennbar. Hätte sich die Zirkonsubstanz selektiv aus den einzelnen Zonen herauslösen lassen, so würden zumindest einige Lösungsstufen gemeinsame $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -Alter besitzen und folglich im modifizierten T&W-Diagramm auf einer Geraden parallel zur Ordinate liegen, deren Schnittpunkt mit der Concordia das Alter der Zirkonbildung markiert.

Die Lösungsexperimente haben nicht selektiv das Blei einzelner Bildungsphasen erfaßt, sondern es sind hier stets Anteile verschiedener Wachstumsphasen mit definierten $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -Alter vermischelt worden. Dies ist nur so vorstellbar, daß die natürlich gebildete genarbte Oberfläche in ihrer „Kanalbildung“ durch die Lösungsexperimente noch verstärkt wurde. Keines der Experimente bewirkte ausschließlich eine konzentrisch-schalige Ablösung wie erhofft, sondern erfaßte zusätzlich Zirkonsubstanz aus tieferen Schichten.

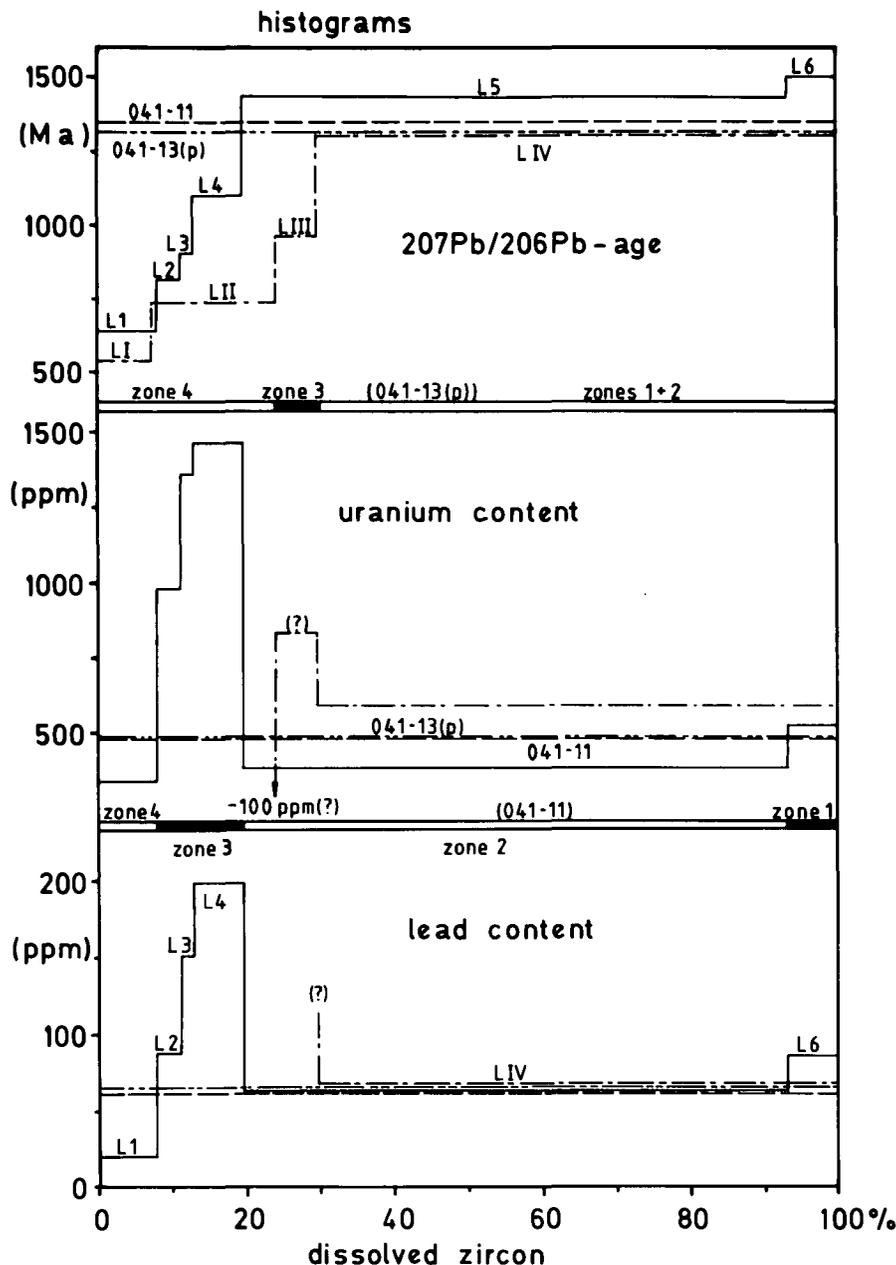


Abb. 11. Histogramm zur Verteilung der Gehalte von Uran und Blei sowie der $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -Alter in den Lösungsexperimenten an den Zirkonen der Population A der Migmatitprobe 041. L1 bis L6 = Lösungsstufen der Fraktion 041-11, L1 bis LIV = Lösungsstufen der Fraktion 041-13 (p = prismatisch). Die Lösungsexperimente lassen eine Unterteilung der Zirkone in 4 Zonen erkennen. Dies ist in gutem Einklang mit den optische erkennbaren 4 Bildungsphasen (vgl. Abb. 4).

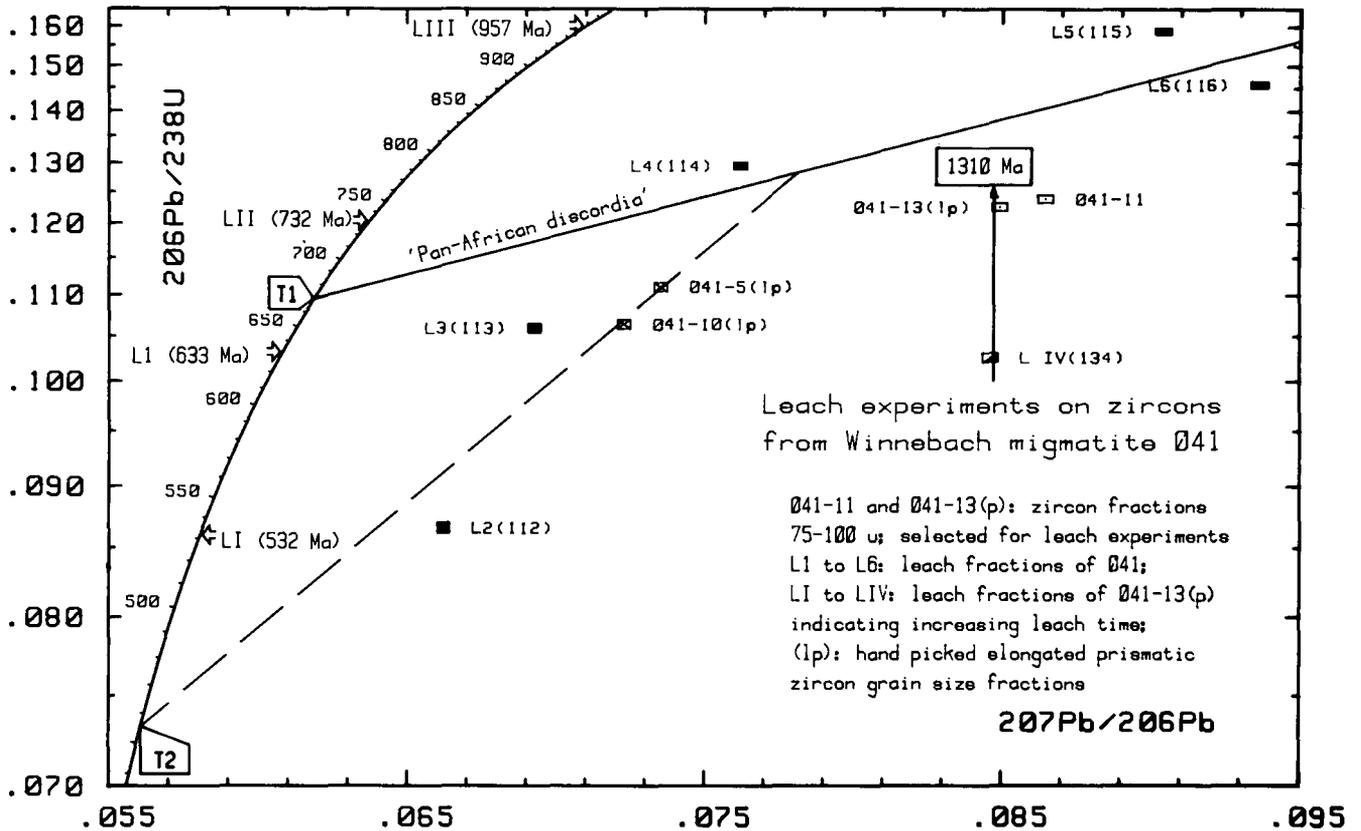


Abb. 12.

Die durchgeführten Lösungsexperimente an Zirkonen der Migmatitprobe 041 ergeben keine eindeutigen Hinweise auf den Zeitpunkt des pan-afrikanischen (T_1) oder des kaledonischen (T_2) thermischen Ereignisses (keine einheitlichen $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -Alter). Alle Lösungsstufen enthalten eine Mischung von Pb-Isotopenverhältnissen unterschiedlicher Altersstufen. Die Lösungsexperimente L4, L5 und L6 bzw. L2, L3 und L4 zeichnen in etwa den Verlauf der pan-afrikanischen Discordia bzw. den Weg des kaledonischen Pb-Verlustes und/oder des Zr-Neuwachstums nach. An der Probe LIV wird besonders deutlich, daß Uran und Blei während der Experimente nicht proportional in Lösung gingen. Dies muß auch für alle anderen Analysen angenommen werden, sodaß ihre Streuung um die Referenzlinien erklärbar wird. Von den Proben LI bis LIII existieren nur die $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -Isotopenverhältnisse.

Der Umstand, daß 041-13 (p) und LIV das gleiche $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -Alter besitzen, ist nicht gleichzusetzen mit der Bildung der Kernzone vor ca. 1300 Ma (LIV stellt den nicht gelösten Rest der Experimentreihe dar und umfaßt ca. 70 % der Gesamtmenge der Probe). Vielmehr haben wir ein Lösungsstadium erreicht, das im $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -Verhältnis nicht von dem der Ausgangszusammensetzung zu unterscheiden ist.

Die niedrigeren $^{207}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ -Verhältnisse in LIV gegenüber 041-13 zeigen an, daß Uran und radiogenes Blei nicht proportional in Lösung gingen, sondern daß Pb(rad) bei den vorherigen Lösungsexperimenten (L1 bis LIII) schon aus tieferen Bereichen herausgelöst wurde.

Im Gegensatz dazu stellen die Datenpunkte von L4, L5 und L6 mit ihren $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ - bzw. $^{207}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ -Altern > als jene der Gesamtfraktion 041-11 sicher, daß hier eine Zirkonmischung zwischen einem proterozoischen Kern und einer Zirkonphase pan-afrikanischen Alters vorliegt. Auf keinen Fall ist hierbei eine kaledonische Zirkon-Komponente beteiligt, dies unterstreicht nachhaltig die Lage der Fraktion LIV bei einem $^{207}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ -Alter von 780 Ma. Jeglicher Zweifel einer pan-afrikanischen anatektischen Kristallisation wird ausgeräumt, führt man sich vor Augen, daß die Lösungsstufen L4, L5 und L6 87 % der Zirkonmenge umfassen.

Die Lösungsexperimente L2 bis L4 gruppieren sich in nahezu konstantem Abstand zu einer Linie, welche die Meßpunkte der langprismatischen Zirkonfraktionen (041-5, 041-10) mit dem Punkt des kaledonischen Er-

eignisses auf der Concordia verbindet. Da wir auch in diesem Fall eine Variationsbreite durch unproportionale Lösungsmechanismen im U/Pb-Isotopenverhältnis einkalkulieren müssen, dürfte diese Linie im Schnittpunkt mit der „pan-afrikanischen Discordia“ in etwa die minimale Diskordanz einer Zirkonfraktion zum Zeitpunkt der pan-afrikanischen Anatexis vor ca. 670 Ma anzeigen.

6. Das „pan-afrikanische Ereignis“ in Migmatiten und Metamorphiten des Winnebachsee-Gebietes, ermittelt über ein Modell des di-episodischen Bleiverlustes ihrer Zirkone

Das Ziel, ein eindeutig festgelegtes $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -Alter für die Anatexis im Winnebachsee-Gebiet zu finden, ist mittels der schrittweisen Lösung einer Zirkon-Korngrößenfraktion, ja sogar eines ausgewählten Zirkontyps (prismatisch) einer Migmatitprobe nicht möglich gewesen.

Die Ergebnisse der Lösungsexperimente machen aber zweifelsfrei deutlich, daß die Zirkone einen mehrschaligen Aufbau besitzen, also sicher nicht einphasig gebildet worden sind. Nicht zuletzt durch mikroskopische Untersuchungen kann man mindestens drei Phasen der Bildung unterscheiden:

- 1) Kristallisation der proterozoischen Kerne.
- 2) Anatektisches Zirkonwachstum, das 60–80 % des Gesamtvolumens ausmacht.
- 3) Bildung einer uranreichen Randzone.

Die drei Zirkonwachstumsphasen seien mit T_0 , T_1 und T_2 bezeichnet. Da für die beiden letzten Ereignisse auch Bleiverlust zu erwarten ist, kann ihre zeitliche Fixierung über Modellrechnungen zum di-episodischen Bleiverlust erfolgen.

Die rechnerische Grundlage soll die von WETHERILL (1956) aufgestellte Gleichung für den multi-episodischen Bleiverlust aus dem Zirkongitter darstellen. ALLEGRE et al. (1974) und AFTALION & v. BREEMEN (1980) haben sich ebenfalls mit dieser Problematik auseinandergesetzt.

Die Änderungen in der Konzentration zwischen Tochter- und Mutterisotop während n aufeinanderfolgender Ereignisse, die kurz sind im Vergleich zum Zeitraum des radioaktiven Zerfalls, drücken sich im heutigen Tochter-Mutter-Isotopenverhältnis $r_{\lambda s}$ in folgender Gleichung (1) aus:

$$r_{\lambda s} = \sum_{i=1}^n (e^{\lambda T_{i-1}} - e^{\lambda T_i}) \times \prod_{j=1}^i R_j + (e^{\lambda T_n} - 1) \quad (1)$$

mit $R_i = e^{a_i}$:

- R_i = Änderung des D/P (= Tochter/Mutter)-Isotopenverhältnisses während des Ereignisses i ;
- a_i = Konstante, drückt die Intensität des Ereignisses i aus;
- T_j = Zeitpunkte der Ereignisse j .

Für den di-episodischen Bleiverlust gilt demnach

$$r_{\lambda s} = (e^{\lambda T_0} - e^{\lambda T_1}) R_1 \times R_2 + (e^{\lambda T_1} - e^{\lambda T_2}) R_2 + (e^{\lambda T_2} - 1) \quad (2)$$

mit $a_1 = \ln R_1$

$a_2 = \ln R_2$

$\Phi = a_1/a_2$; Φ = Störungskoeffizient; er kennzeichnet die Intensität der Ereignisse T_1 und T_2 zueinander.
Für kogenetische Zirkonpopulationen ist Φ eine Konstante.

Daraus folgt

$$R_1 = R_2^\Phi \quad (3)$$

Die Gleichung (3) drückt die Beziehung zwischen ursprünglichen (R_1) und veränderten (R_2) U/Pb-Isotopenverhältnissen der Zirkonfraktionen einer Population aus.

Das Ziel der folgenden Modellrechnung soll es nun sein, den „wahren“ Zeitpunkt für das Ereignis T_1 zu ermitteln. Nach den Gleichungen (2) und (3) ergeben sich bei der Variation von T_1 (T_0 und $T_2 = \text{konstant}$) unterschiedliche Werte für Φ . Beide Variablen sind in Abb. 13 als Reziprokwert gegeneinander aufgetragen. Für jede Zirkongruppierung (hier z.B. für jene der Zirkonfraktionen des Migmatits 041, vgl. auch Tab. 3) ergibt sich eine Kurve. Aus den Schnittpunkten S der Kurven darf ein Mittelwert gerechnet werden, da die Zirkonfraktionen in etwa gleiches Neuwachstum und gleichen Bleiverlust erfahren haben und kogenetisch sind. Da aber in unserem Fall auch T_0 und T_2 nicht exakt bekannt sind, ist es notwendig, auch diese Faktoren zu variieren.

Die aus dem Mittelwert der Schnittpunkte (S1, S2, ..., Sn) resultierenden Werte für Φ und T_1 können als repräsentativ für die jeweilige Zirkongruppierung betrachtet werden.

Am Beispiel der Gruppe der Zirkon-Korngrößenfraktionen des Migmatits 041 mit $N = 5$ Elementen (041-1, 041-2, 041-8, 041-9) wurde für eine begrenzte Anzahl von T_0 - und T_1 -Werten modellhaft versucht, diese Schar von Kurven zum Schnitt zu bringen und damit Mittelwerte für Φ und T_1 zu erhalten.

$T_2 = 450$ Ma vorgegeben, T_0 nimmt die Werte $A = 2160, 2200, 2240, 2300, 2340$ und 2400 Ma an (vgl. Tab. 2). Für die fünf Kurven der fünf Zirkonfraktionen einer Kombination $T_2, T_0(A)$ ergeben sich minimal $N/2 \times (N-1)$ Schnittpunkte S. Da die Kurven weitgehend

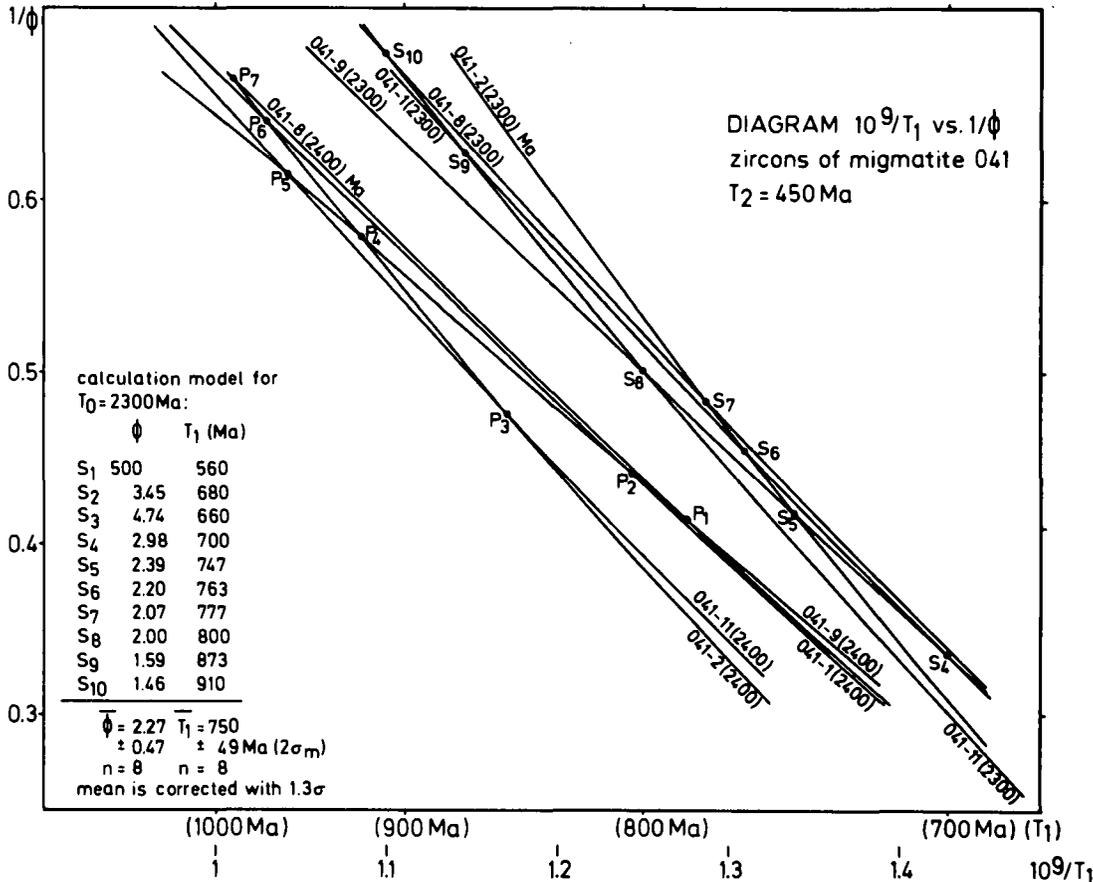


Abb. 13.
Diagramm
 $10^9/T_1 - 1/\Phi$.
Unter Vorgabe T_0 (von z.B. 2300 Ma), T_2 (450 Ma) und den U-Pb-Verhältnissen der Probe ($r_{\lambda s}$) ergeben sich bei Variation von T_1 solche Werte für R_1 und R_2 bzw. Φ , welche Gleichung (2) und (3) genügen. Die reziproken Werte von Φ und T_1 gegeneinander aufgetragen ergibt für jede Probe eine Kurve. Aus den Schnittpunkten S₁, ... S_n der Kurven läßt sich ein Mittelwert für T_1 und Φ berechnen (vgl. Tab. 2).

parallel verlaufen und einander sehr spitzwinkelig schneiden, können einige Schnittpunkte mit unrealistisch hohen und niedrigen bzw. negativen Werten für T_1 und Φ ausgliedert werden. Diese Korrektur steht in Übereinstimmung mit einer Ausgliederung aller Werte, deren Abweichung vom Mittelwert $>1,3 \sigma$ ist (im Rechenprogramm wurde die Korrektur für $N>5$ auf $1,8 \sigma$ reduziert).

In Tabelle 2 sind die errechneten „wahren“ Referenzdaten für T_1 und Φ denen mit dem Programm ermittelten gegenübergestellt ($T_2 = 450$ Ma).

Mit der Aufstellung eines Rechenprogrammes sollte 1) die Bedingung erfüllt werden, daß die vorgegebenen Referenzwerte der „wahren“ errechneten Schnittpunkte für T_1 und Φ erzielt werden und daß es

2) möglich ist, T_0 und T_2 beliebig zu variieren.

Tabelle 2.

T_1 -Modellalter [in Ma] und der Störungskoeffizient Φ des episodischen Bleiverlustes von den Zirkon-Korngrößenfraktionen des Migmatits 041.

T_0	T_1 („wahr“)	T_1 (Programm)	Φ („wahr“)	Φ (Programm)
2160	578 ± 22	574 ± 9	$10,20 \pm 5,39$	$10,79 \pm 1,92$
2200	617 ± 26	611 ± 14	$4,83 \pm 1,18$	$5,13 \pm 0,54$
2240	647 ± 14	660 ± 19	$3,63 \pm 0,62$	$3,17 \pm 0,37$
2300	750 ± 49	765 ± 23	$2,27 \pm 0,47$	$2,65 \pm 0,26$
2340	817 ± 59	827 ± 37	$1,95 \pm 0,38$	$1,98 \pm 0,17$
2400	917 ± 60	932 ± 49	$1,79 \pm 0,26$	$1,70 \pm 0,12$

Das Nachzeichnen des Verlaufes der Kurven im Diagramm $10^9/T_1 - 1/\Phi$ (Abb. 13) erfolgt durch die Gliederung der Abszisse in Intervalle von jeweils 100 Ma. In jedem Intervall wird der Kurvenverlauf als Gerade angesehen. Aus den Geradenschnittpunkten wird der Intervallmittelwert $T_1(\delta)$ berechnet. Das benachbarte Intervall schließt mit einem Versatzbetrag für T_1 von 20 Ma an. Vier Intervalle, die dann den Zeitraum von 160 Ma überdecken, werden zu einem Block zusammengefaßt. Hieraus errechnen sich die Blockmittelwerte für $T_1(\Delta)$ und Φ .

Da keines der Ereignisse T_0 , T_1 und T_2 als exakt bekannt gewertet werden durfte, wurden für T_2 die Alterswerte von 440, 450 und 460 Ma vorgegeben. Als Einstieg in die Kalkulation der Kurven einer kogenetischen Zirkonpopulation (vgl. Tab. 3) haben sich die Schnittpunkte ihrer „scheinbaren Discordias“ mit der Concordia (vgl. Abb. 7) als sinnvoll herausgestellt (z.B. für 041: $T_1(\text{min}) = 537$; $T_0(\text{min}) = 2136$).

Trägt man die Intervallmittelwerte $T_1(\delta)$ gegen ihren Fehler $\sigma_{T_1(\delta)}$ auf (Abb. 14; geschlossene Symbole), so ergibt sich ein charakteristischer Kurvenverlauf (durchgezogene Linie), der für T_0 -Werte zwischen 2160 und 2320 Ma annähernd identisch ist.

Der Auswahl der T_1 -„Programm“-Werte liegen folgende Kriterien zugrunde:

- 1) Die Fehler der Intervallmittelwerte ($\sigma_{T_1(\delta)}$; geschlossene Symbole) besitzen im Diagramm $T_1(\delta, \Delta) - \sigma_{T_1(\delta, \Delta)}$ ein Minimum (Abb. 14). Dieses erste Minimum bedeutet, daß die Änderung der Steigung durch die mathematische Hilfskonstruktion bei der

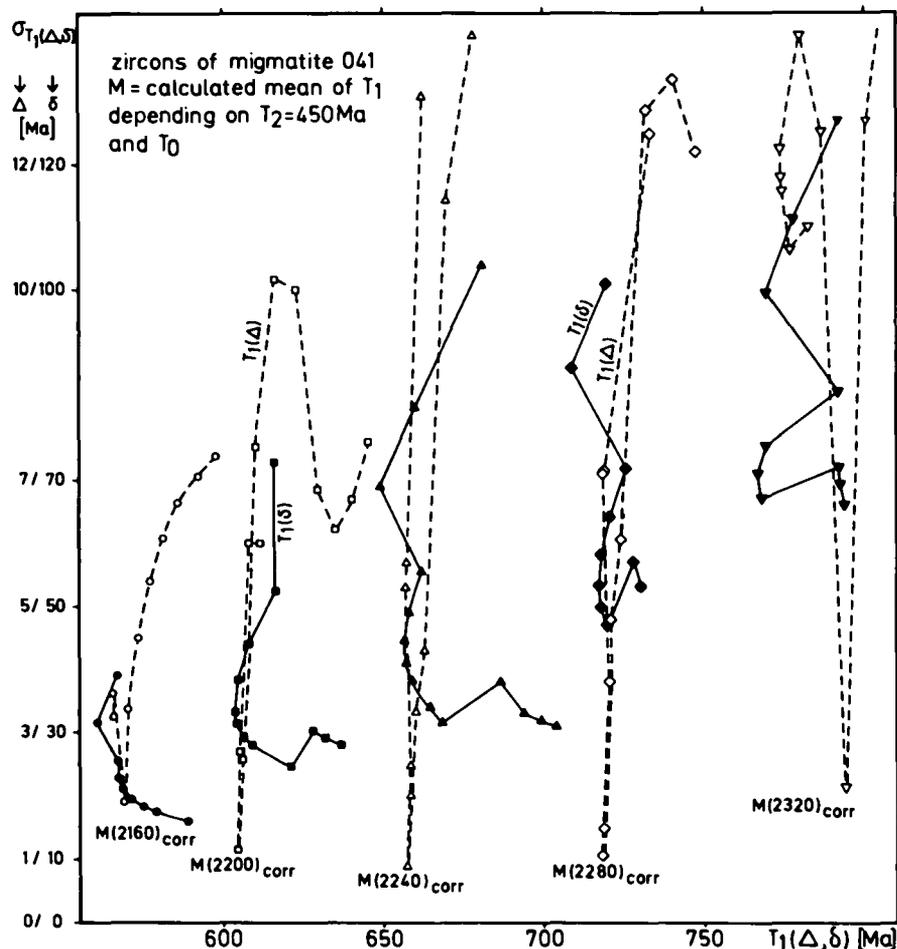


Abb. 14.

Zur Anpassung des Rechenmodells an die Kurven in Abb. 13 wird deren Verlauf in Intervalle von je 100 Ma zerlegt und in diesem Bereich als Gerade betrachtet. Die ausgefüllten Symbole markieren die Mittelwerte $T_1(\delta)$ und die zugehörige Standardabweichung $\sigma_{T_1(\delta)}$ der Intervalle bei den vorgegebenen Werten für T_0 und T_2 . Aus 4 Intervallmittelwerten errechnet sich ein Blockmittelwert $T_1(\Delta)$ mit der zugehörigen Standardabweichung $\sigma_{T_1(\Delta)}$. Die zu den Minima M (2160 etc.) von $\sigma_{T_1(\Delta)}$ gehörigen Blockmittelwerte entsprechen den „wahren“ Werten für T_1 . Sie sind gleichzusetzen mit der geringsten Streuung der Schnittpunkte S_n im Diagramm $10^9/T_1 - 1/\Phi$ (Abb. 13).

Anpassung an die Referenzkurve im Diagramm $10^9/T_1 - 1/\Phi$ nur eine geringe Verlagerung des Schnittpunktes S bewirkt. Dies ist der Ansatzpunkt für die Berechnung der $T_1(\Delta)$ -Blockmittelwerte. Wenn dieses Minimum, wie in unserem Fall, nicht konstant ist, sondern sich mit steigenden T_0 -Werten zu höherem $T_1(\Delta)$ verlagert, kann es notwendig sein, den Beginn der Blockmittelwertbildung jeweils um einen Betrag zu verschieben.

- 2) Die Mittelwerte für Φ und T_1 errechnen sich aus demjenigen Block (offenes Symbol; er besteht aus vier Intervall-Mittelwerten, die mit $\sigma T_1(\delta)$ gewichtet und zusammengefaßt werden), für den ($\sigma T_1(\Delta)$) ein Minimum hat. Die Minima M(2600) etc. sind gleichzusetzen mit einer hohen Konzentration der Schnittpunkte S der Kurven im Diagramm $10^9/T_1 - 1/\Phi$ (Abb. 13).

Eine Gegenüberstellung der „wahren“ Werte für T_1 und Φ und der mit dem aufgestellten Rechenprogramm (DIEP 5) ermittelten zeigt (Tab. 2, $T_2 = 450$ Ma, korrigiert mit $1,8 \sigma$), daß sie innerhalb ihrer Fehler (2σ des Mittelwertes) übereinstimmen.

Bei der Zusammenstellung der Zirkonfraktionen aus den Gesteinen des Winnebachsee-Gebietes und seiner Umrahmung nach charakteristischen Merkmalen wie Korngröße, Kornform und Farbe zu Gruppen wurde als maßgebliches Kriterium vergleichbares Verhalten bei Zirkon-Neuwachstum und Bleiverlust während der Ereignisse T_1 und T_2 zugrundegelegt. In der Tab. 3 sind die analysierten Zirkonfraktionen in der beschriebenen Weise gruppiert.

Tabelle 3.
Zirkongruppen, zusammengestellt nach Herkunft, Korngröße, Farbe und Form.

- | | |
|-------------|---|
| (1) 041 | Korngrößenfraktionen der Zirkone der Population A der Migmatitprobe 041 (041-1, 041-2, 041-8, 041-9 und 041-11). |
| (2) 011 | Korngrößenfraktionen der Zirkone der Population A der Migmatitprobe 011 (011-1, 011-2, 011-5, 011-7 und 011-8). |
| (3) 041(lp) | (Lang)prismatische Zirkone der Population A des Migmatits 041 (041-5, $>75 \mu\text{m}$; 041-10, $53-75 \mu\text{m}$; 041-13, $75-100 \mu\text{m}$), kombiniert mit den Gesamtfractionen 041-2, 041-11 und 011-5 gleicher Korngröße (041-1 wurde weggelassen, sie führt Anteile der Population B). |
| (4) 309(f) | Gesamtfractionen (152-1, 152-2, 309-1) unterschiedlicher Korngröße und farblose, runde bis spindelförmige Zirkone entsprechender Korngröße (309-3, 309-6, 300-3, 300-7) von Grt-Bi-Pl-Gneisen aus dem Kontakt zum monzonitischen Gneis. |
| (5) 309(v) | Rosa bis bräunlich-violette (309-2(1), 309-2(2), 309-5) und langprismatische (300-4, 300-6) Zirkon-Korngrößenfraktionen vom Grt-Bi-Pl-Gneis 309 bzw. 300 aus dem Kontakt zum monzonitischen Gneis. |
| (6) Pop B | Korngrößenfraktionen von Zirkonen der metamikten Population B aus dem Migmatit (041-4, 041-7, 011-3) und dem Grt-Bi-Pl-Gneis (309-4) aus dem Kontakt zum monzonitischen Gneis. |
| (7) 201 | Zirkon-Korngrößenfraktionen der Population A des quarzitisches Bi-Gneises 201 von außerhalb der Migmatitregion (201-1, 201-4, 201-6, 201-7 und 201-8). |
| (8) 201(lp) | Langprismatische Zirkone der Population A (201-2, 201-5) und die dazugehörigen Gesamtfractionen (201-1, 201-4, 201-6) gleicher Korngröße aus dem quarzitisches Bi-Gneis 201. |

Die mit dem Rechenprogramm (DIEP 5) kalkulierten Werte für Φ und T_1 , gibt die Tab. 7 im Anhang wieder. Die graphische Darstellung der errechneten Daten im Diagramm $T_1 - T_0$ mit $T_2 = 450$ (Abb. 15) ermöglicht es nun, die tatsächlichen Werte für T_1 und T_0 zu ermitteln. Sie ergeben sich aus dem Mittelwert der Schnittpunkte der einzelnen Kurven, denn alle untersuchten Zirkonfraktionen sind ja den Einflüssen der Ereignisse T_0 , T_1 und T_2 unterlegen, also kogenetisch.

In Tab. 6 (siehe Anhang) sind die Daten für die Schnittpunkte aller Kurven aus den Diagrammen $T_1 - T_0$ für $T_2 = 440$, 450 und 460 Ma zusammengestellt.

Im Mittel errechnen sich die in Tab. 4 dargestellten Werte.

Tabelle 4.
Modellalter für die Schnittpunkte der „pan-afrikanischen Discordia“ mit der Concordia.

	$T_1 (\pm 2\sigma(m))$	$T_0 (\pm 2\sigma(m))$
$T_2 = 440$ Ma	647 ± 38 Ma	2266 ± 16 Ma
$T_2 = 450$ Ma	671 ± 37 Ma	2276 ± 13 Ma
$T_2 = 460$ Ma	613 ± 30 Ma	2248 ± 11 Ma

Mit $T_2 = 450$ Ma ergibt sich für die errechneten Alter T_1 und T_0 ein Maximalwert.

Da weder T_1 noch T_0 direkt zu bestimmen waren und die errechneten Alterswerte sich innerhalb der angegebenen Fehler überlappen, erscheint es sinnvoll, den Zeitpunkt für die Bildung der Einschlußkerne in den Zirkonen mit ca. 2275 Ma und den ihrer anatektischen Prägung mit ca. 670 Ma anzugeben.

Die niedrigen Fehler für T_0 schließen nicht aus, daß in der Population auch Zirkone mit einem wesentlich höheren oder niedrigeren Kristallisationsalter enthalten sind. Das Alter von ca. 2275 Ma kann nur als Mittelwert über alle analysierten Zirkone betrachtet werden.

In Tab. 5 sind die Proben nach ansteigenden Φ -Werten für $T_0 = 2270$ Ma bzw. 2280 Ma geordnet.

Tabelle 5.
Block-Mittelwerte für Φ und T_1 der cogenetischen Zirkongruppen für $T_0 = 2270$ bzw. 2280 Ma und $T_2 = 450$ Ma (Auszug aus Tabelle 7).

	Φ	T_1 [Ma]	T_0 [Ma]	Bezeichnung der Zirkongruppe
(1)	$1,42 \pm 2,36$ (!)	626 ± 75	2280	309(f)
(2)	$1,79 \pm 0,24$	692 ± 47	2260	Pop B
(3)	$2,75 \pm 1,15$	672 ± 52	2270	201
	$1,91 \pm 0,64$	727 ± 64	2280	201
(4)	$2,57 \pm 0,31$	726 ± 27	2280	041
(5)	$3,80 \pm 0,36$	727 ± 15	2270	309(v)
(6)	$5,22 \pm 1,62$	670 ± 30	2280	011
(7)	$15,76 \pm 8,09$	606 ± 48	2270	201(lp)
	$8,76 \pm 3,74$	639 ± 66	2280	201(lp)
(8)	$18,28 \pm 5,44$	614 ± 8	2270	041(lp)
	$13,24 \pm 3,19$	624 ± 9	2280	041(lp)

Der Störungskoeffizient Φ ist ein Maß für die Intensität der Beeinflussung der Zirkone während des primären und des sekundären, thermischen Ereignisses.

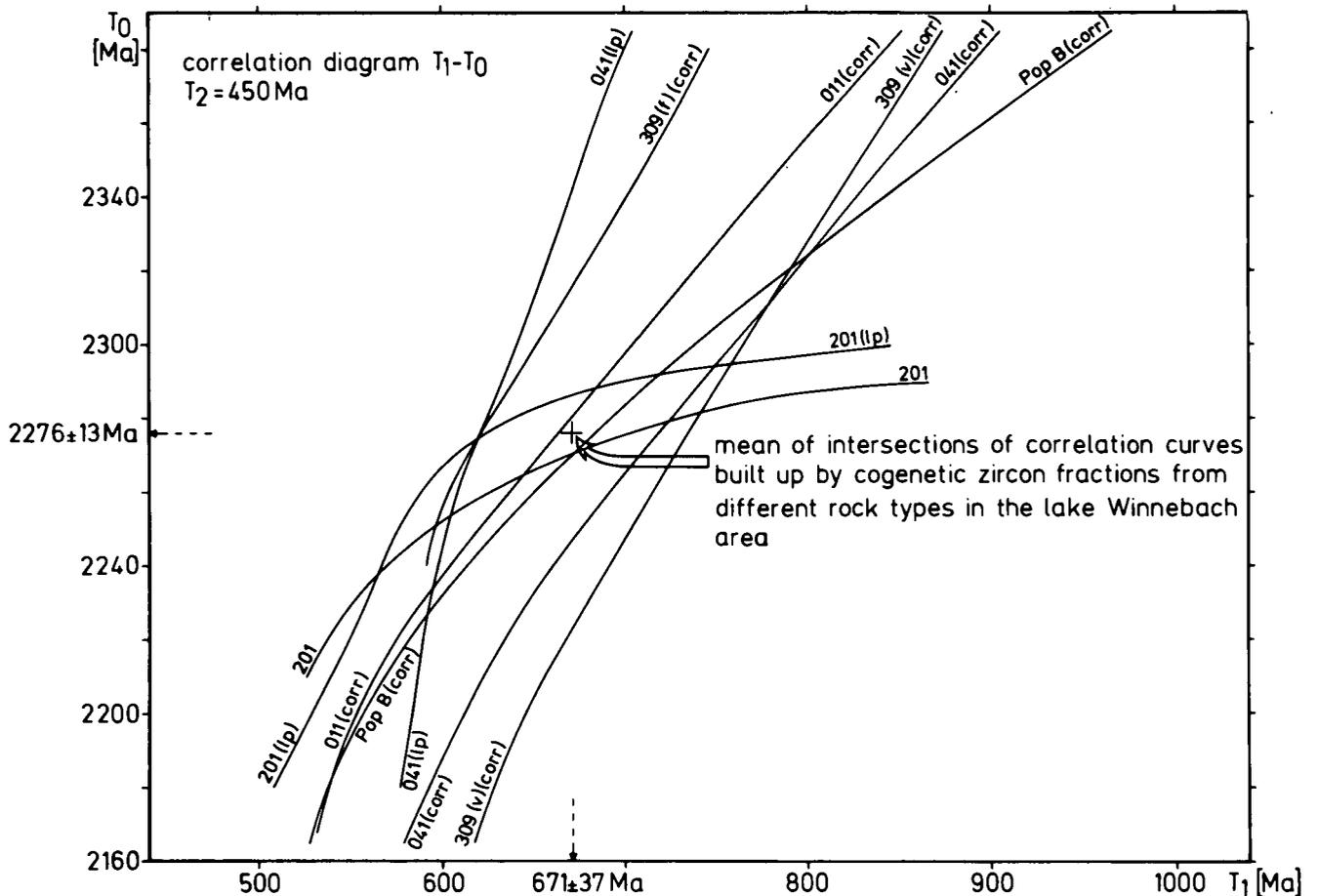


Abb. 15.

Die eingezeichneten Kurven für die gruppierten Zirkonfraktionen (vgl. Tab. 3) ergeben sich durch die Variation von T_0 in der Gleichung (1) für den di-episodischen Bleiverlust, bei vorgegebenem Alterswert für T_2 . Da alle analysierten Zirkonproben cogenetisch sind, kann aus den Schnittpunkten der Kurven ein gemeinsamer Mittelwert berechnet werden (vgl. Tab. 6 im Anhang).

$\Phi > 1$ bedeutet, daß das pan-afrikanische Ereignis (T_1) die U/Pb-Isotopenverhältnisse in den Zirkonen nachhaltiger verändert hat als das kaledonische (T_2). Ansteigende Beträge für Φ sind gleichzusetzen mit zunehmendem Einfluß der pan-afrikanischen Anatexis. Da alle Φ -Werte > 1 sind, überwiegt stets das pan-afrikanische Ereignis. Aussagen mit Signifikanz verhindern die großen Fehler (2σ des Mittelwertes). Dennoch kann festgehalten werden:

- 1) Den niedrigsten Φ -Wert ($1,42 \pm 2,36!$) besitzen die farblosen und spindelförmigen Zirkone aus der Paragneisscholle 300 und den Kontaktgesteinen (152, 309) des monzonitischen Gneises. Dieser Wert bedeutet, daß bei der Bildung der Zirkone ein nahezu ausgewogenes Verhältnis bestand zwischen dem Einfluß der pan-afrikanischen Metamorphose und Anatexis und der Thermometamorphose im Zuge der Intrusion des kaledonischen Magmatits (Intrusionsalter $455 \pm 2/-4$ Ma) und/oder der kaledonischen Regionalmetamorphose vor ca. 450 Ma.
- 2) Zirkon-Korngrößenfraktionen der Population A aus einer Probe von außerhalb der Migmatitregion (quarzitischer Biotit-Gneis 201) besitzen deutlich niedrigere Φ -Werte ($1,91 \pm 0,64$) als vergleichbare Zirkone des Migmatits (041: $2,57 \pm 0,31$; 011: $5,22 \pm 1,62$) und dokumentieren damit den verstärkten Einfluß der kaledonischen Metamorphose auf die Gesteine in der Umrahmung des Winnebach-Migmatits.
- 3) Der niedrige Φ -Wert von $1,79 \pm 0,24$ der metamikten, auf Pb-Verlust sensibilisierten Zirkone der Po-

pulation B macht auch im Migmatit die Auswirkungen der kaledonischen Metamorphose deutlich spürbar. Wie schon erwähnt, kann dieser erhöhte Pb-Verlust, der bei diesem Zirkontyp durchaus zu erwarten ist, auf die extrem hohen Urangehalte (041-7: 1700 ppm) zurückgeführt werden. Ein durch radioaktiven Zerfall stark deformiertes Zirkongitter (Metamiktisierung) besitzt eine gesteigerte Bereitschaft zum Verlust von radiogenem Blei.

- 4) Rosa bis bräunlich-violette Zirkone (309(v)) aus dem Grt-Bi-Plag-Gneis im Kontakt zum monzonitischen Gneis, mit den langprismatischen Zirkonen aus der Grt-Bi-Plag-Gneisscholle 300 zu einer Gruppe zusammengefaßt, belegen durch ihren hohen Φ -Wert ($3,8 \pm 0,36$), daß sie im Gegensatz zu den farblosen, spindelförmigen (309(f), $\Phi = 1,42 \pm 2,36$) aus dem gleichen Gestein wohl größtenteils während des pan-afrikanischen Ereignisses vor ca. 670 Ma ihr radiogenes Blei verloren haben und/oder teilweise neu kristallisiert sind.
- 5) Langprismatische Zirkone der Population A des Migmatits (042(lp)) und des quarzitisches Biotit-Gneises (201(lp)) weisen die höchsten Φ -Werte auf ($8,67-18,28$), d.h. das pan-afrikanische Ereignis hat fast ausschließlich die Bildung der langprismatischen Zirkone bewirkt.

Die Einbeziehung aller U/Pb-Daten an Zirkonen aus dem Winnebachsee-Gebiet in ein Modell mit di-episodischem Bleiverlust schafft neue Kriterien für den Ablauf von Metamorphose, Anatexis und Magmatismus im un-

tersuchten Areal, möglicherweise auch für weiterreichende Gebiete des Altkristallins.

Die höheren Φ -Werte in den Migmatit-Zirkonen belegen ein Ereignis, das in den Paragneisen der Umgebung nicht entsprechend dokumentiert ist.

Mithin scheint es zulässig, eine Verbindung zwischen der Anatexis im Winnebachsee-Gebiet und dem ermittelten Ereignis vor ca. 670 Ma herzustellen.

7. Rb-Sr-Datierungen an Gesteinen des Winnebachsee-Gebietes

7.1. Migmatit

Allein aus den Rb-Sr-Daten wäre man geneigt, infolge der Gruppierung der Gesamtgesteinsproben des Migmatits um eine Regressionsgerade, die Anatexis dem kaledonischen Ereignis zuzurechnen (vgl. Abb. 16). Die Zirkon-Datierungen belegen jedoch, daß dies nicht sein kann.

Die Heterogenität der Gesteinsproben wirft die Frage auf, welche Auswirkungen dies auf ihre Position im Isochronen hat. Eine Trennung der Migmatitproben nach ihren Gefügemerkmalen – was identisch ist mit einer Unterteilung nach der gebildeten Schmelzmenge – zeigt, daß die homogenen Migmatite (041, 013, 131, 570 und 550) stärker von einer gedachten Regressionsgeraden mit einer Steigung von ca. 450 Ma abweichen als die inhomogenen (Schollenmigmatite).

Bei der Kalkulation einer Regressionsgeraden allein aus den homogenen Migmatiten errechnet sich ein Alter von ca. 508 Ma, alle 5 Proben liegen innerhalb ihrer Fehler auf der Geraden (MSWD = 0,8).

Auch für die Schollenmigmatite (inhomogenes Neosom nach HOINKES, 1973) läßt sich eine Regressionsgerade aufstellen (MSWD = 0,67), deren Alter mit 455 ± 27 Ma angegeben werden kann. Die Verteilung der Datenpunkte auf zwei getrennte Regressionsgeraden, für homogene und inhomogene Migmatite, wird v.a. bei niedrigen $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnissen deutlich.

Gesteinsproben von außerhalb der Migmatitregion (quarzitische Biotitgneise 301 und 660), deren gut geschiefertes Gefüge der fluiden Phase eine vorzügliche Wegsamkeit schafft und damit den Sr-Isotopenaustausch erleichtert, lassen im Gesteinsbereich sogar Hinweise auf das variszische Ereignis (ca. 288 Ma) erkennen.

Innerhalb des Migmatits ist eine teilweise Sr-Isotopenhomogenisierung durch die variszische Metamorphose lediglich im „Kleinbereich“ erkennbar. Profilscheiben eines gebänderten Migmatits, 4×4 cm im Querschnitt, unterteilt nach Lagen unterschiedlicher anatektischer Schmelzbildung streuen um eine „Errorchrone“ mit 353 Ma (Abb. 17). In den einzelnen Proben ist ein direkter Zusammenhang zu erkennen, zwischen Anlage und Ausbildung der Schieferung und ihrer Rotation um die kaledonische Referenzlinie, hin zu niedrigeren Altern.

Aus den Darstellungen in den Abb. 16 und 17 wird sichtbar, daß es eine Abhängigkeit gibt zwischen dem Grad der pan-afrikanischen Schmelzbildung in den Mig-

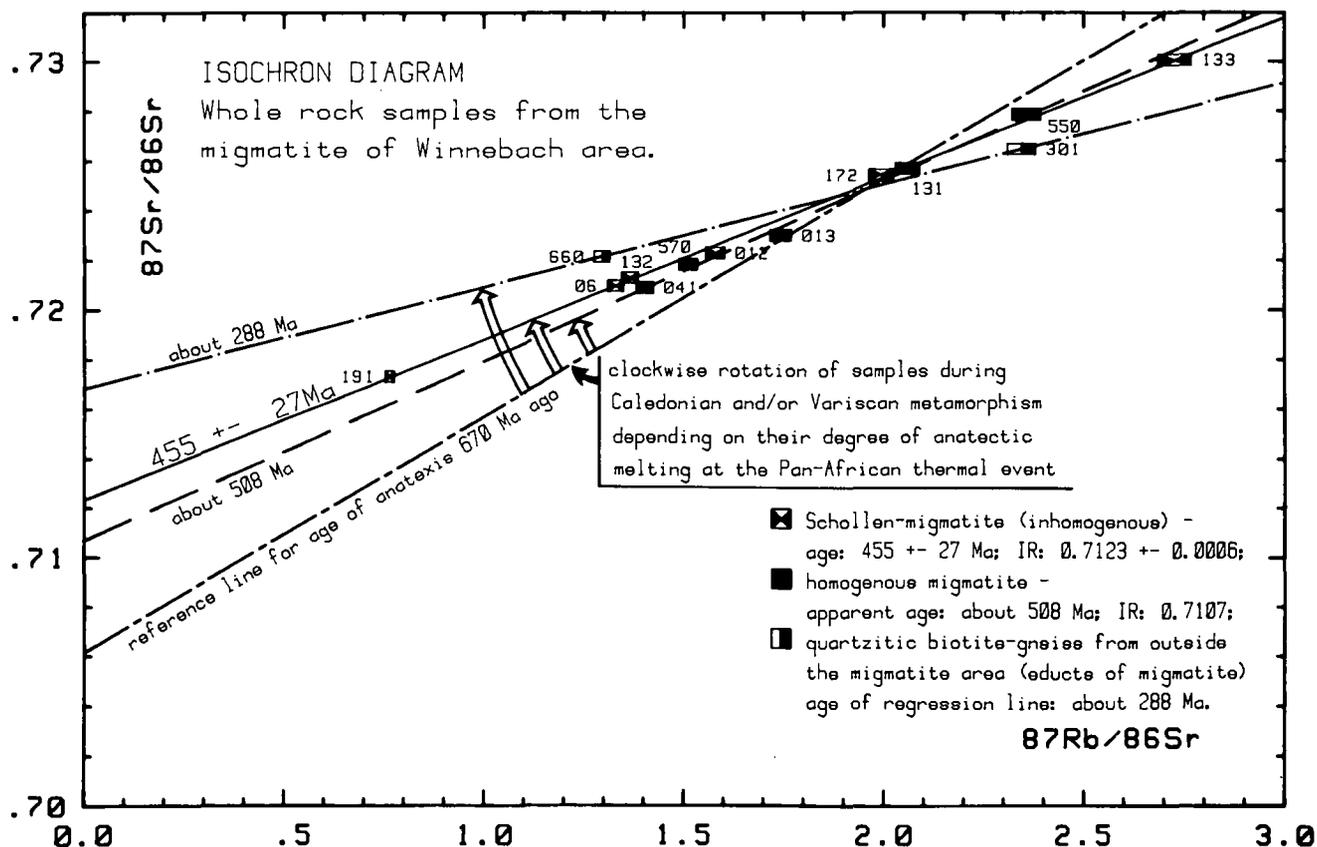


Abb. 16.

Im Isochronen-Diagramm der Winnebach-Migmatitproben ist eine Abhängigkeit zwischen dem Grad der anatektischen Schmelzbildung vor ca. 670 Ma und einer kaledonischen Rehomogenisierung im Rb-Sr-System des Gesamtgesteins erkennbar. Schollenmigmatite liegen auf einer Isochrone mit 455 ± 27 Ma, während homogene Migmatite scheinbar einen intermediären Alterswert (508 Ma) anzeigen. Quarzitisches Biotitgneise von außerhalb der Migmatitregion machen sogar den Einfluß der variszischen Metamorphose deutlich.

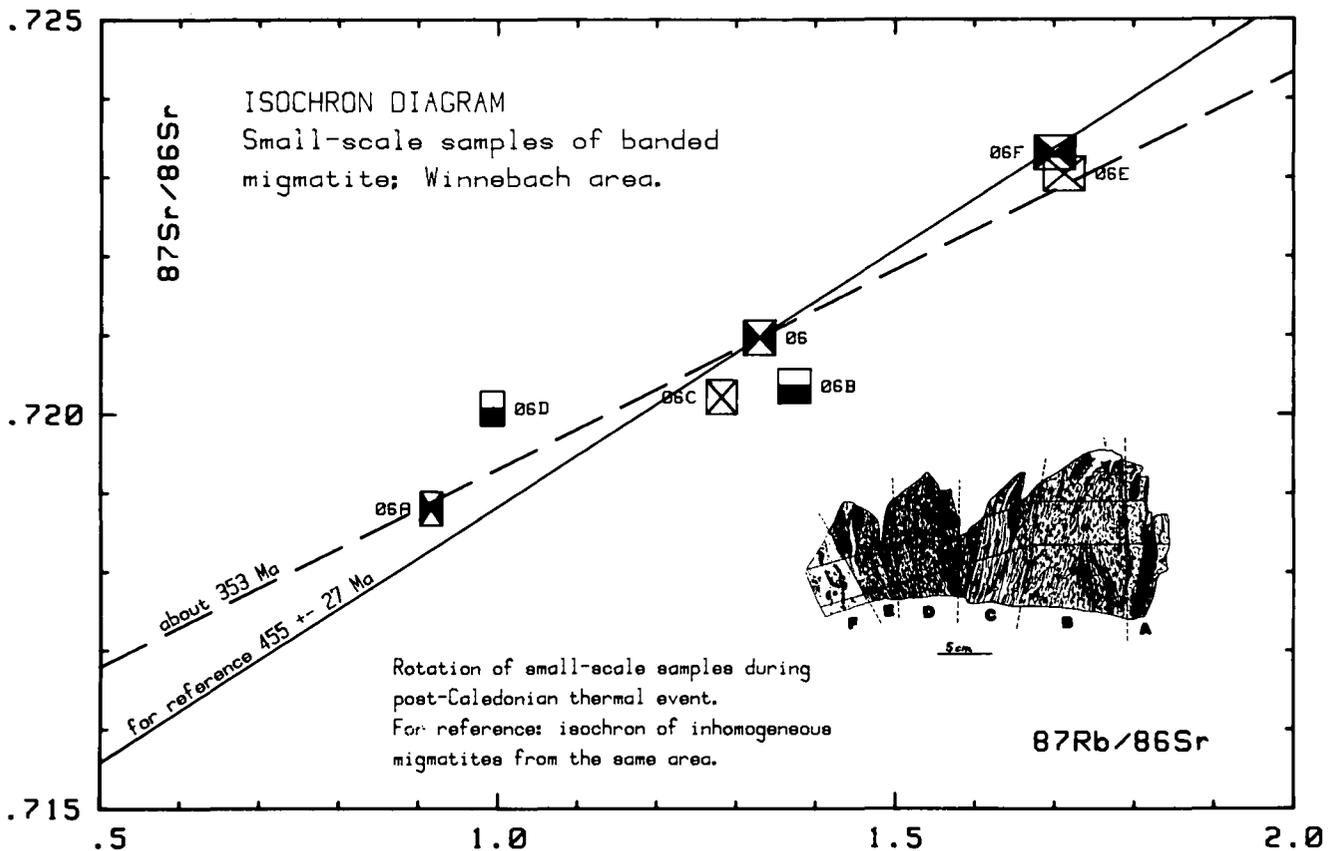


Abb. 17.

Im Rb-Sr-System der Profilscheiben einer inhomogenen Migmatitprobe (06) wird eine Rotation zu variscischen Altern sichtbar. Wie in den Gesamtgesteinsproben besteht eine direkte Korrelation zwischen der Migration von radiogenem Sr innerhalb einzelner Lagen und dem Grad der erhaltenen Schieferung in den Schollenbereichen des Migmatits.

A, F = inhomogenes Neosom; C, E = Metatexit; B, D = Bi-Pl-Gneis = Paläosom.

matitproben und ihrer Lage im Isochronen-Diagramm. Je geringer die Aufschmelzung des Gesteins war (Metatexit – Schollenmigmatit – homogener Migmatit), desto niedriger ist der Alterswert der aus den zugehörigen Rb-Sr-Daten resultierenden Regressionsgerade, bedingt durch das Ausmaß ihrer Sr-Isotopen-Homogenisierung während der kaledonischen und/oder variscischen Metamorphose. Dies aber bedeutet, daß die konstruierten Isochronen möglicherweise Mischungslinien darstellen, deren errechnetes Alter keinen geologisch relevanten Ereignissen zuzuordnen sind.

Dem Verdacht, daß eine berechnete Isochrone nur eine Mischungslinie darstellt, auf den Grund zu gehen, erlaubt die Darstellung der Proben im Diagramm $1/^{86}\text{Sr} - ^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (Abb. 18). Es fällt ins Auge, daß gerade die homogenen Migmatite (Ausnahme 131) exakt auf einer Geraden liegen und ihre berechnete Isochrone dadurch mit großer Wahrscheinlichkeit als Mischungslinie zu bezeichnen ist.

Von den Proben des Schollenmigmatits liegen nur 132 und 012 auf der Mischungslinie der homogenen Migmatite, die anderen streuen im Diagramm. Dies kann als Hinweis gewertet werden, daß ihre Regressionsgerade eine Isochrone darstellt und der zugehörige Alterswert den Zeitpunkt der kaledonischen Metamorphose markiert.

7.2. Magmatite

In Abb. 19 sind alle analysierten Proben der Magmatite eingetragen, die den Migmatit im Winnebachsee-Gebiet intrudierten.

Weder die Proben des monzonitischen Gneises noch die des Granitgneises liegen auf einer Isochrone. Aufgrund der U-Pb-Datierungen an ihren Zirkonen wissen wir, daß das Intrusionsalter des monzonitischen Gneises $455 \pm 2/-4$ Ma beträgt und jenes des Granitgneises bei 444 ± 4 Ma liegt. Eine Regressionsgerade durch die Analysenpunkte des monzonitischen Gneises ergibt einen Alterswert (498 ± 103 Ma, MSWD = 1,98), der mit dem U-Pb-Alter innerhalb des 2σ -Fehlers identisch ist (Probe 165 wurde nicht berücksichtigt, denn das geringfügig erhöhte Sr-Isotopenverhältnis könnte bedingt sein durch ihren Einschluß im quarzreichen Granitgneis (Intrusionsalter: 370 ± 28 Ma) in Form einer agmatischen Scholle.

Das $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Initialverhältnis des monzonitischen Gneises von 0,7060 bezeugt, daß das Edukt ein Differentiat des oberen Erdmantels darstellt, dem Krustenmaterial beigemischt wurde, oder daß es sich um Material der Unterkruste handelt. Eine unvollständige Assimilation von Nebengestein würde die Heterogenität der Sr-Initialverhältnisse erklären.

Die Granitgneisgänge besitzen deutlich niedrigere Sr-Initialverhältnisse (0,707–0,7085) als die Schollenmigmatite (0,7123). Dies überrascht, denn auf Grund der großen Ähnlichkeit ihrer Zirkonfraktionen muß für beide Gesteine ein gemeinsames Edukt zugrundegelegt wer-

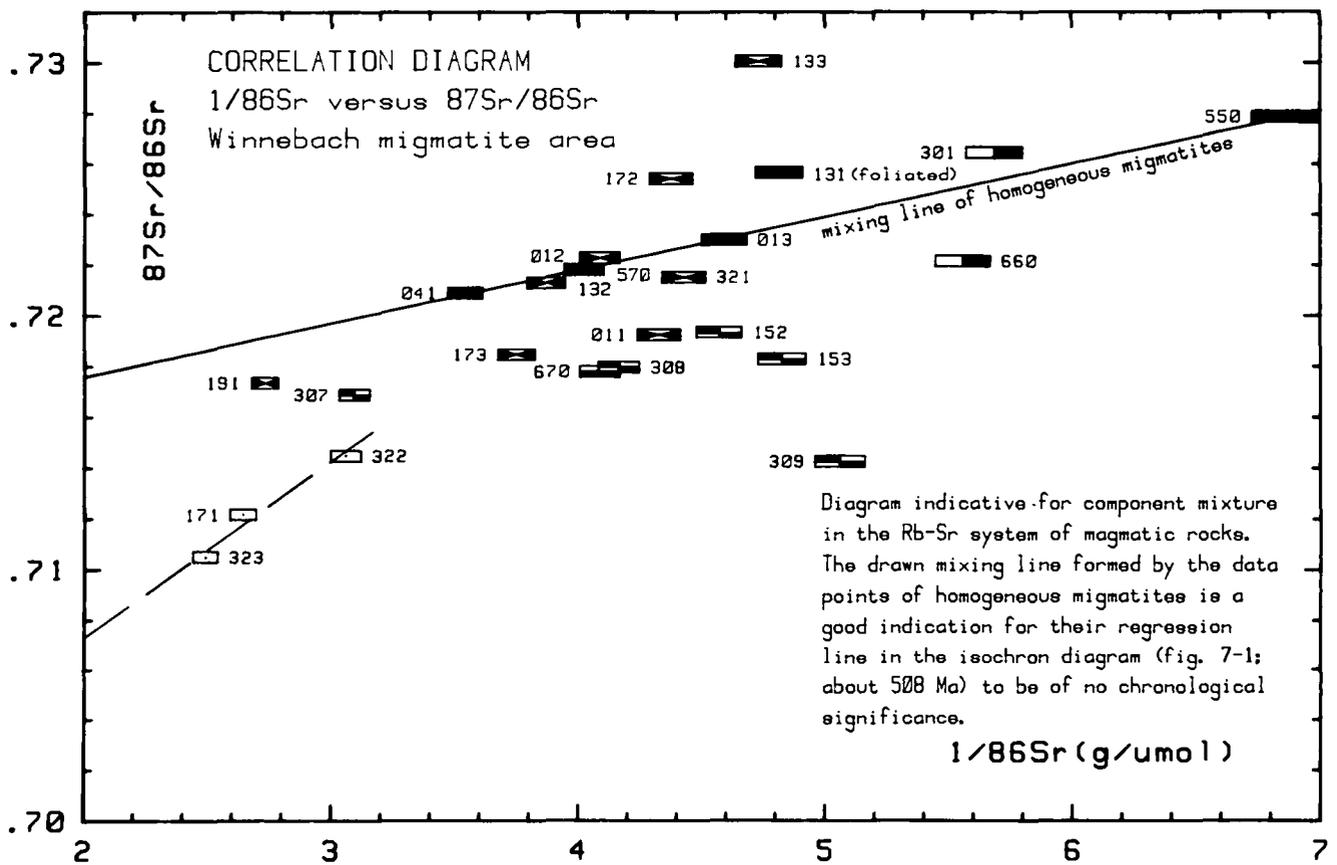


Abb. 18.
 Das Korrelationsdiagramm Sr-Gehalt – $87\text{Sr}/86\text{Sr}$ erlaubt für den Fall einer Anordnung der analysierten Proben auf einer Geraden die Identifizierung einer „Isochrone“ als Mischungslinie. Da lediglich die homogenen Migmatite auf einer Geraden liegen, kann die berechnete Regressionsgerade in Abb. 16 (ca. 508 Ma) mit großer Wahrscheinlichkeit als Mischungslinie bezeichnet werden. Zeichenerklärung siehe Abb. 16 und 19.

den. Das wiederum würde bedeuten, daß auch vergleichbare Sr-Initialverhältnisse im Migmatit wie im Granitgneis zu erwarten sind.

Eine mögliche Erklärung für den Unterschied im Sr-Initialverhältnis zwischen Migmatit und Granitgneis resultiert aus einer partiellen Schmelzbildung in den panafrikanisch gebildeten Migmatiten. Ausgehend von einem $87\text{Sr}/86\text{Sr}$ -Initialverhältnis von ca. 0,707, das sich für die Migmatite zum Zeitpunkt ihrer Bildung vor ca. 670 Ma ergibt (vgl. Abb. 16) und einem mittleren $87\text{Rb}/86\text{Sr}$ -Verhältnis von ca. 0,7 (entspricht dem des Granitgneises, berücksichtigt also nur die hellen Komponenten im Migmatit), erwüchse aus dem erschmolzenen Anteil des Migmatits (v.a. Qz, Plag und Kf), der heute die Granitgneise darstellt, über den Zeitraum von ca. 120 Ma nur ein geringer Anstieg im radiogenen 87Sr -Gehalt, also auch im $87\text{Sr}/86\text{Sr}$ -Initialverhältnis. Als Erklärung für die Variabilität der Sr-Initialverhältnisse in den einzelnen Granitgneisgängen kann somit der Unterschied in der gebildeten Schmelzmenge angesehen werden. Je größer sie ist, desto eher werden wohl auch dunkle Gemengteile des Migmatits (Biotit als Rb-Träger) von dem Prozeß erfaßt und desto höher wird das Sr-Initialverhältnis in der Schmelze. Alle Granitgneisproben zusammengenommen stellen also differierende Mischungen dar, mit dem Migmatit als Gesamtheit der Komponenten. Dementsprechend liegen die drei analysierten Proben 171, 322 und 323 im Diagramm $1/86\text{Sr}$ – $87\text{Sr}/86\text{Sr}$ (Abb. 18) auch auf einer Mischungslinie, deren Trend den Konzentrationsbereich der Migmatitproben schneidet (vgl. auch Differentiationstrend in Abb. 20).

Die Rb-Sr-Daten liefern also keine Altersaussage über den Zeitpunkt der Intrusion der Granitgneisgänge.

7.3. Paragneise ohne Anzeichen einer anatektischen Schmelzbildung

Betrachten wir die Granat(granatführenden)-Biotit-Plagioklas-Gneise aus dem Kontakt zum monzonitischen Gneis, so nimmt mit zunehmender Entfernung vom Intrusivgestein deren Schieferigkeit zu, die Anteile an Quarz und Glimmer steigen. Leider ist dieser Kontakt nie über größere Distanzen völlig aufgeschlossen. Eine Regressionsgerade, durch vier der fünf analysierte Proben gelegt, ergibt ein Alter von 446 ± 70 Ma (MSWD = 1,24, Abb. 19). Sie belegt zumindest eine weitgehende Rehomogenisierung der Sr-Isotope auch in diesem Gesteinstyp während der kaledonischen Metamorphose. Daß diese Rehomogenisierung allein durch den thermischen Einfluß der Intrusion des monzonitischen Gneises hervorgerufen wurde, sehen wir als sehr unwahrscheinlich an.

In den untersuchten Proben paragenen Ursprungs aus dem Winnebachsee-Gebiet fallen die großen Unterschiede im Sr-Initialverhältnis auf (vgl. Abb. 19). Annähernd gleiches Alter der Sr-Isotopenhomogenisierung in den Grt-Bi-Plag-Gneisen und den inhomogenen Migmatiten vorausgesetzt (vgl. Regressionsgerade mit 446 ± 70 Ma bzw. 455 ± 27 Ma), so besitzen die Grt-Bi-Plag-Gneise ein signifikant niedrigeres Sr-Initialverhältnis.

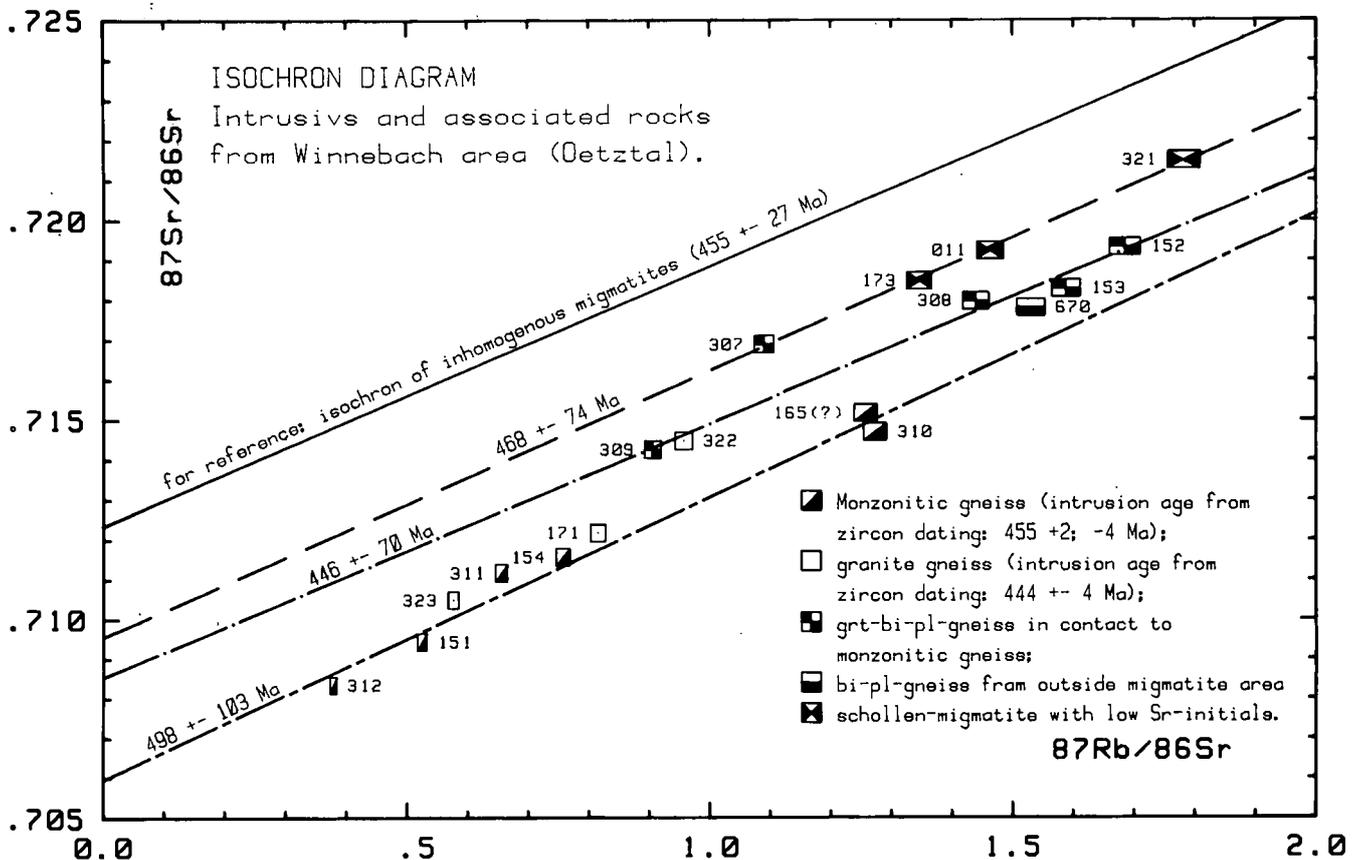


Abb. 19.

Intrusiva im Migmatit des Winnebachsee-Gebietes.

Eine mögliche Erklärung für die Streuung der Datenpunkte des monzonitischen Gneises um die berechnete Regressionsgerade (498 ± 103 Ma) ist die Assimilation von Nebengestein. Sie wird durch den Schollengehalt untermauert.

Grt-Bi-Pl-Gneise aus dem unmittelbaren Kontakt zum monzonitischen Gneis zeigen keine Anzeichen einer Schmelzbildung. Das $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Initialverhältnis der Grt-Bi-Pl-Gneise ($0,7085 \pm 0,0014$, 446 ± 70 Ma) unterscheidet sich signifikant von dem der Migmatite ($0,7123 \pm 0,0006$) und läßt vermuten, daß sie im Zuge der Intrusion des monzonitischen Gneises mitgeschleppt worden sind. Schollenmigmatite mit niedrigem Sr-Initialverhältnis mögen durch die Beimengung vergleichbaren Materials entstanden sein.

nis als die Migmatite ($0,7085 \pm 0,0012$ bzw. $0,7123 \pm 0,0006$). Zwangsläufig kann der Schluß gezogen werden, daß zwischen den Gesteinstypen primäre Unterschiede in der initialen Sr-Isotopenzusammensetzung existiert haben, die während ihrer metamorphen Prägung nicht ausgeglichen werden konnten. Keine wesentliche Rolle spielt der metasomatische Sr-Austausch zwischen dem monzonitischen Gneis und seinen Kontaktgesteinen (Grt-Bi-Plag-Gneise) während dessen Intrusion, denn auch der Bi-Plag-Gneis 670 von außerhalb der Migmatitregion besitzt ein den Grt-Bi-Plag-Gneisen vergleichbar niedriges Sr-Initialverhältnis (gleiches Alter der Sr-Isotopenhomogenisierung vorausgesetzt).

Da die Migmatite Sr-Initialverhältnisse besitzen, die eher denen der quarzitären Bi-Gneise (301, 660) entsprechen, muß angenommen werden, daß sie auch größtenteils aus ihnen erschmolzen sind. Unterstrichen wird dies durch die Experimente von HOINKES (1973), der deutlich machen konnte, daß nach Erreichen der natürlich gebildeten Schmelzmenge stets ein Überschuß an Quarz vorhanden ist.

Gesteine mit intermediärem Sr-Initialverhältnis (173, 011, 321 und 307) weisen makroskopisch und mikroskopisch keine erkennbaren Unterschiede zu den übrigen Proben gleichen Typs auf. Eine befriedigende Erklärung für ihre erniedrigten bzw. erhöhten Sr-Isotopenverhältnisse können wir nicht geben. Das Alter der Re-

gressionsgeraden mit 468 ± 74 Ma (MSWD = 0,38, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Initialverhältnis = $0,7096 \pm 0,0015$) belegt zumindest, daß auch in diesem Gesteinstyp eine kaledonische Sr-Rehomogenisierung stattgefunden hat.

Fragen wir nach den prä-anatektischen Ausgangsprodukten, so müssen wir wohl von mindestens zwei Gesteinstypen mit unterschiedlichen Sr-Isotopenverhältnissen ausgehen. Weder die Intensität der pan-afrikanischen Anatexis noch die der kaledonischen Metamorphose haben ausgereicht, eine vollständige Sr-Isotopenhomogenisierung zwischen allen Gesteinsproben herbeizuführen. Lediglich innerhalb eines Gesteinstyps, wo primär nur eine geringe Variabilität der Sr-Isotopenverhältnisse bestand und hier wiederum bevorzugt bei den Gesteinen, die keine homogene Migmatisierung anzeigen, konnten die Sr-Isotope während der kaledonischen Metamorphose weitestgehend rehomogenisiert werden.

Im Rb-Sr-Korrelationsdiagramm (Abb. 20) liegen homogene und inhomogene Migmatite eng beieinander. Während der Anatexis kam es also zu keiner Differentiation in Leukosom und Melanosom, wie es häufig Migmatite zeigen. Lediglich die Granitgneise lassen erkennen, daß sie, in Übereinstimmung mit vergleichenden Beobachtungen an Zirkonen als Teilschmelzen jener Ausgangsgesteine betrachtet werden können, aus denen auch die Migmatite hervorgegangen sind.

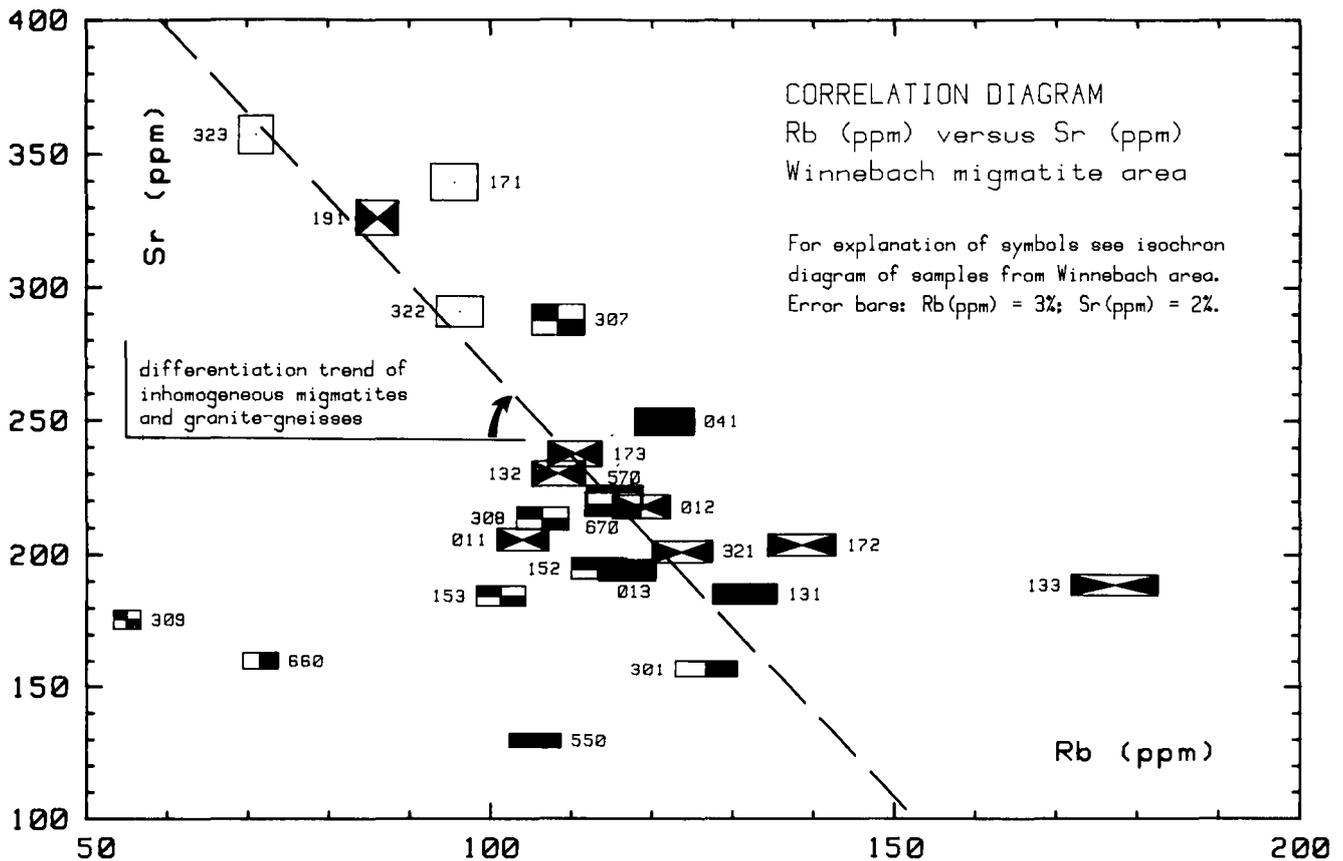


Abb. 20.

Rb-Sr-Korrelations-Diagramm.

Alle Migmatitproben, unabhängig vom Schollenanteil, liegen dicht beieinander. Übereinstimmend mit dem Geländebefund kann dies mit der anatektischen Bildung eines Neosoms anstelle der Trennung des Edukts in Leukosom und Melanosom erklärt werden. Potentielle Ausgangsgesteine des Winnebach-Migmatits besitzen identische Rb- und Sr-Gehalte (Bi-Pl-Gneis 670) oder sind im Sr-Gehalt leicht abgereichert (quarzitische Bi-Gneise 301 und 660). Die Granitgneise (offene Symbole) können als Teilschmelzen des Migmatits oder eines vergleichbaren Edukts betrachtet werden, was auch durch die enge Verwandtschaft zwischen den Zirkon-Populationen der untersuchten Gesteine untermauert wird. Zeichenerklärung vgl. Abb. 16 und 19.

Neben den Granitgneisgängen im Migmatit wurde bei Lokalität 16 ein quarzreicher Granitgneisgang entdeckt, der den monzonitischen Gneis diskordant durchschlägt. Er muß also jünger sein als dessen Intrusion vor $455 \pm 2/-4$ Ma und könnte somit die letzte magmatische Tätigkeit im Ausgang des kaledonischen thermischen Ereignisses sein, oder bereits eine des beginnenden variszischen Zyklus.

In Abb. 21 liegen fünf der sechs Proben auf einer Isochrone mit einem Alter von 370 ± 28 Ma (MSWD = 0,86) und einem $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Initialverhältnis von $0,7108 \pm 0,0003$. Die Probe 167 wurde bei der Isochronenberechnung weggelassen, da infolge der geringen Probengröße (nur 7,3 kg) eine stärkere Einflußnahme sekundärer Ereignisse zu befürchten ist.

Der ermittelte Intrusionszeitpunkt steht im Einklang mit der geologisch und petrographisch festgestellten Altersbeziehung zum Migmatit und dessen Begleitgesteinen. Das datierte Vorkommen kann nicht den von HOINKES et al. (1972) beschriebenen „Gängen“ von Granitgneis zugerechnet werden, denn die „allenthalben im Altkristallin auftretenden Lagen“, wie er formuliert, besitzen Intrusionsalter zwischen 420 und 450 Ma, bei wesentlich höheren mittleren Rb/Sr-Verhältnissen (SCHMIDT & SÖLLNER, 1983; vgl. auch Kap. 8).

Die schwach ange deutete Schieferung im quarzreichen Granitgneis macht deutlich (die Intensität der Deformation mag zusätzlich ein Hinweis sein auf das Ver-

halten des gesamten Winnebach-Komplexes als rigider Block bei der variszischen Tektogenese), daß eine Phase der Deformation im Ötztalkristallin jünger sein muß als ca. 370 Ma. Ob diese Phase jedoch identisch ist mit der Hauptdeformation, die zur Schlingenbildung geführt hat, ist aus diesem Beispiel allein nicht zu entscheiden. Weitere Überlegungen zu dieser Problematik finden sich in Kap. 8.

Wir können also festhalten:

Die Analyse der Migmatitproben mit der Rb-Sr-Methode ergibt keinen Hinweis auf das Alter ihrer anatektischen Bildung. In Abhängigkeit der vorhandenen Wegsamkeit der fluiden Phase ergeben sich für die Gesteine paragenetischen Ursprungs aus dem Winnebachsee-Gebiet Modellalter zwischen 508 und 288 Ma.

Als Isochrone, deren Alter einen geologischen Bezug aufweist (im Isochronen-Diagramm alle Punkte innerhalb der Fehler auf einer Geraden, keine Mischungslinie im Diagramm $1/^{86}\text{Sr} - ^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) kann mit Sicherheit lediglich die Regressionsgerade der Schollenmigmatite mit 455 ± 27 Ma, möglicherweise aber auch die der Schollenmigmatite mit erniedrigtem Sr-Initialverhältnis (468 ± 74 Ma) oder die der Grt-Bi-Plag-Gneise aus dem Kontakt zum monzonitischen Gneis mit 446 ± 70 Ma bezeichnet werden.

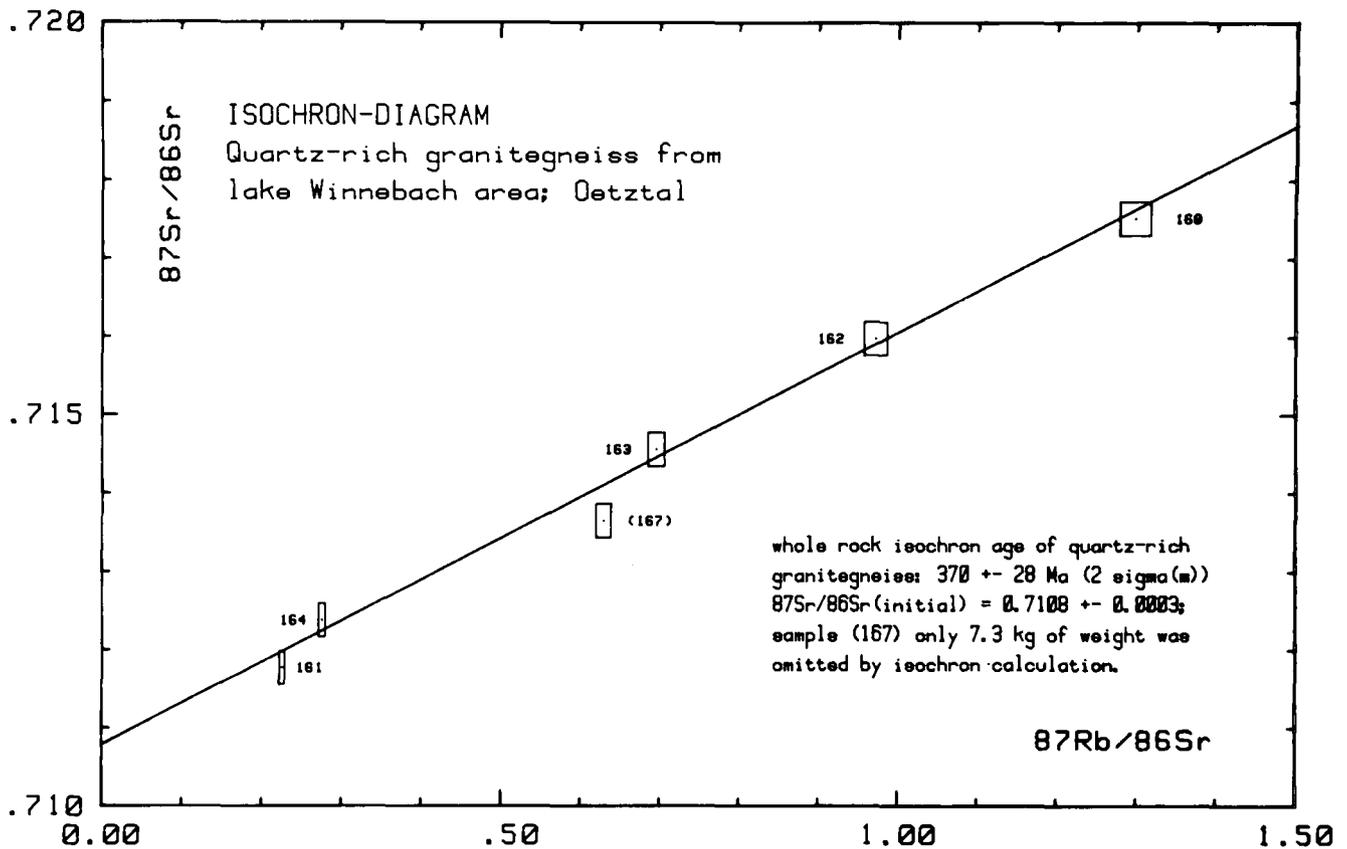


Abb. 21.

Der quarzreiche Granitgneis durchschlägt diskordant den monzonitischen Gneis und den Winnebach-Migmatit. Er kann in seiner Eigenschaft als saure Restschmelze als letztes intrusives Ereignis des kaledonischen magmatischen Zyklus betrachtet werden (SCHMIDT & SÖLLNER, 1983).

Die Regressionsgerade der homogenen Migmatite (ca. 508 Ma) konnte als Mischungslinie identifiziert werden.

Quarzitische Biotit-Gneise aus der Umrahmung des Migmatits lassen auch noch Auswirkungen der variszischen Metamorphose auf ihr Rb-Sr-System erkennen.

Variierende Sr-Initialverhältnisse belegen primäre Unterschiede im $87\text{Sr}/86\text{Sr}$ -Isotopenverhältnis der Sedimente, die weder während des pan-afrikanischen noch während des kaledonischen Ereignisses vollständig ausgeglichen werden konnten.

Die partielle Rehomogenisierung der Sr-Isotope in definierten Gesteinsbereichen während des kaledonischen thermischen Ereignisses steht in ursächlichem Zusammenhang zur Wegsamkeit der fluiden Phase.

Auch die den Winnebach-Migmatit intrudierenden Magmatite zeigen keine vollständige Homogenisierung ihrer Sr-Isotope an. Die Variation der Sr-Initialverhältnisse in den Proben des monzonitischen Gneises ist wohl am ehesten durch ungenügende Homogenisierung von assimiliertem Nebengestein erklärbar.

In den Granitgneisen, die den Migmatit gangförmig durchschlagen, hat bei der geringen Schmelzmenge die Zusammensetzung der lokal erschmolzenen Ausgangsgesteine wohl direkt Einfluß auf die Sr-Initialverhältnisse genommen.

Lediglich bei einem in der Nachphase des kaledonischen Intrusionszyklus eingedrungenen quarzreichen Granitgneis konnte das Bildungsalter von 370 ± 28 Ma mit der Rb-Sr-Methode exakt bestimmt werden.

8. Rb-Sr-Datierungen an Orthogneisen des südlichen Ötztal-Kristallins

Mit der Zielsetzung, ein Maximalalter für den tektonischen Großbau im südlichen Ötztal-Kristallin zu ermitteln, wurden Orthogneise ausgewählt, die auch wirklich im Bereich des Schlingenbaus auftreten und entsprechend verfaltet sind. Alle bisher datierten granitisch-pegmatitischen Orthogneise (quarzreicher Granitgneis im Winnebachsee-Gebiet: Kap. 8; Muskovitgneise vom Endkopf: GRAUERT, 1981) sind geringmächtige, tektonisch geprägte Gneisbänder, deren Stellung zur Schlingentektonik unklar bleibt, da sie nicht deutlich in die steilachsige Faltung einbezogen sind. Als bestes Beispiel zu Lösung der Fragestellung sehen wir den Venter Muskovit-Granitgneis oder die Gneise der Mittelbergschlinge an (Abb. 22 und Abb. 23; vgl. auch Abb. 1, Ausschnitte B und C).

8.1. Venter Muskovit-Granitgneis

Der mittel- bis feinkörnige, massige Muskovit-Granitgneis zeigt keine zusammenhängenden Glimmerbahnen und nur vereinzelt Kalifeldspat-Augen (bis 1 cm Länge). Diesem Typ entsprechen die Proben 351, 352, 353 und 354. In der SE-Fortsetzung des Ganges setzt eine stärkere Deformation und damit verbundene Verwitterung ein. Die Feldspäte werden gelblich, auf den sf-Flächen zeigen sich bräunliche Beläge von Eisenhydroxi-

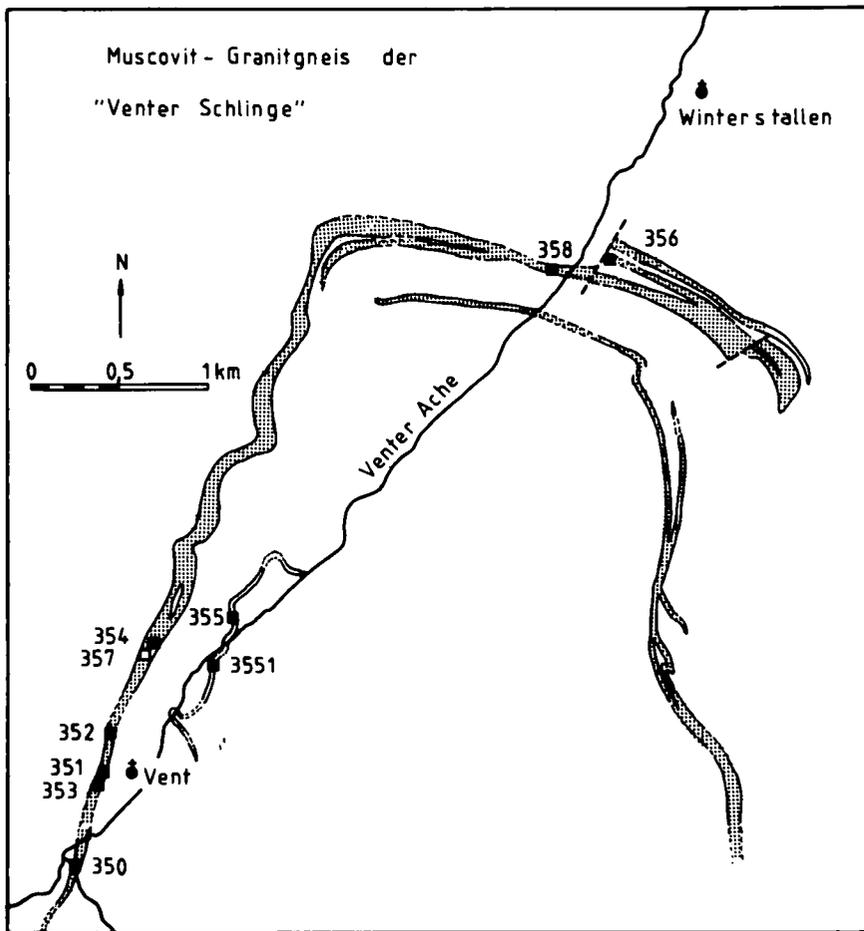


Abb. 22.
Der Muscovit-Granitgneis von Venter (vgl. geologische Übersichtskarte, Abb. 1, Ausschnitt B) als steilstehende Schlinge in den umgebenden Paragneisen.

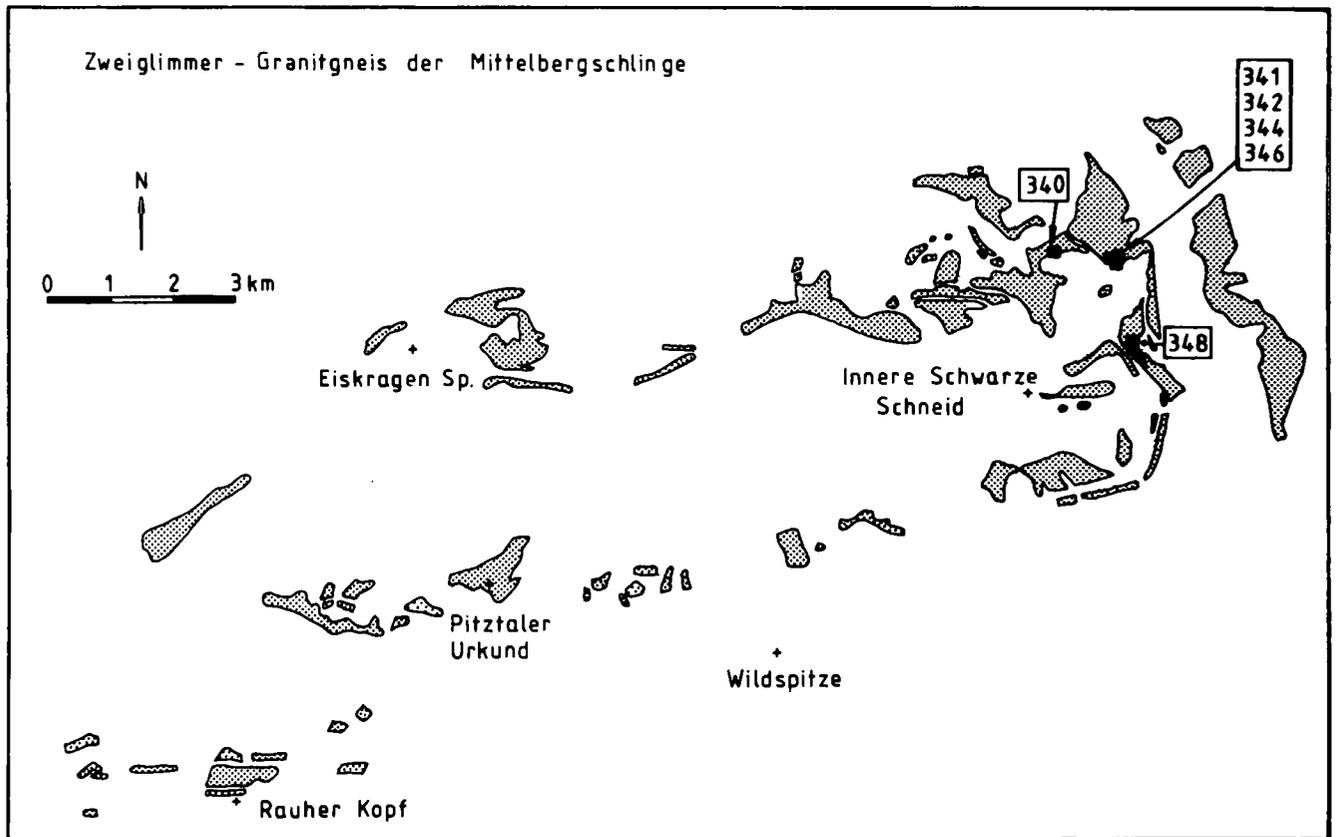


Abb. 23.
Detailkarte der Aufschlüsse von Zweiglimmer-Granitgneis der Mittelbergschlinge (vgl. Abb. 1, Ausschnitt C) im südlichen Ötztal-Kristallin.

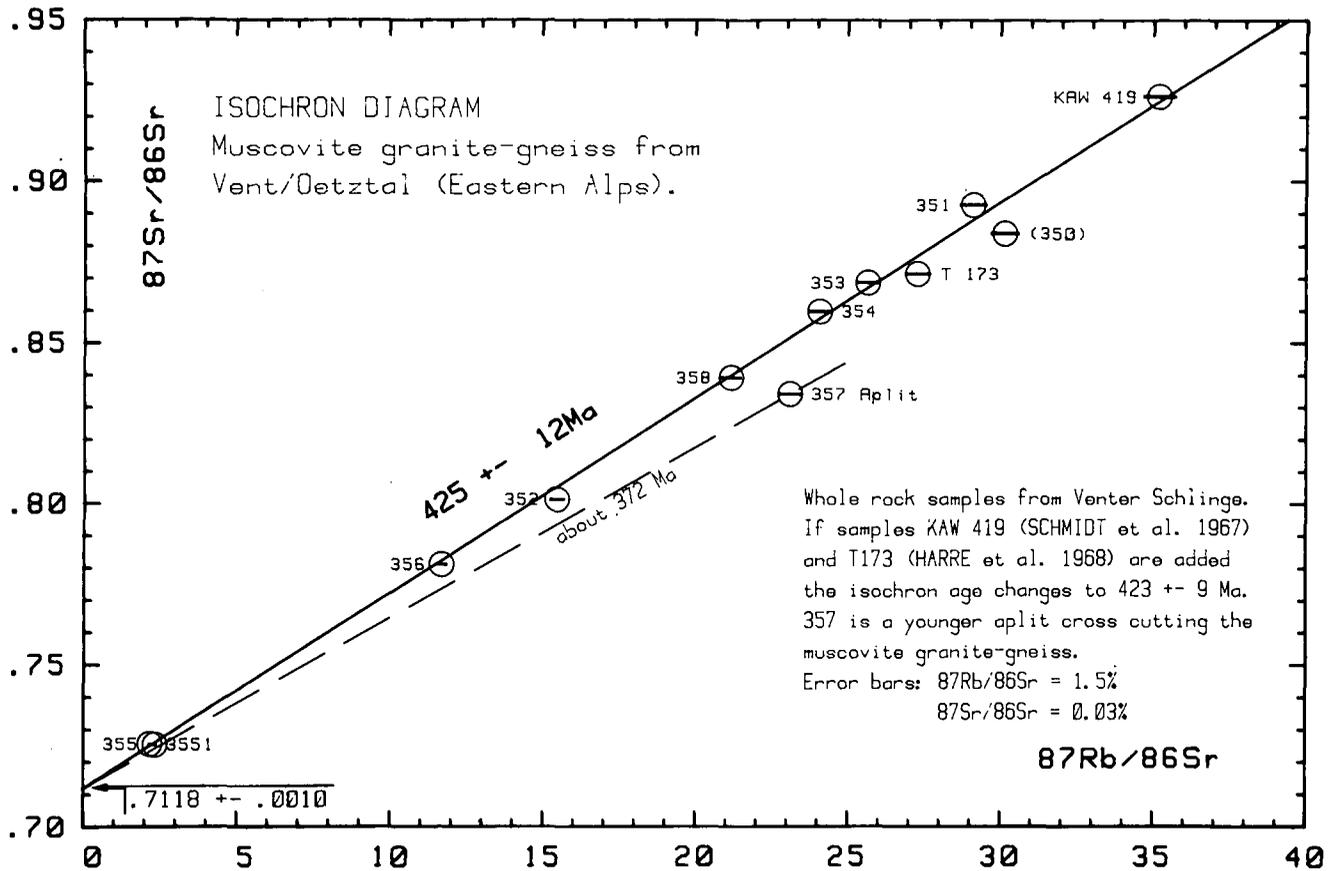


Abb. 24.

Den errechneten Alterswert, der aus der Lage der Muskovit-Granitgneisproben im Isochronen-Diagramm resultiert, interpretieren wir als Zeitpunkt der Intrusion granitischer Schmelzen in das paragne Nebengestein. Nicht alle Analysenpunkte liegen innerhalb des Fehlers auf der Isochrone von 425 ± 12 Ma (MSWD = 1,88). Als Ursache für die Störung im Rb-Sr-System des Granitgneises kann eine unvollständige Assimilierung von Nebengestein in Betracht gezogen werden, oder der Einfluß der gefügeprägenden variszischen Metamorphose.

Der diskordant schneidende Aplitgang (Probe 357) ist altersgleich mit dem quarzitischen Granitgneis aus dem Winnebachsee-Gebiet (vgl. Abb. 21).

den, das Gestein spaltet jetzt sehr gut in Richtung der Schieferung (Probe 350). Erhöhte Biotitgehalte finden sich in den Proben 356 und 358 aus dem Scheitel der Falte. Im Faltenkern erstreckt sich, parallel zum Hauptgang, eine dünne Lage von Augengneis, hiervon stammen die Proben 355 und 3551.

In das Isochronen-Diagramm (Abb. 24) wurden zu den genannten Proben zusätzlich eingetragen: Muskovit-Granitgneise von MILLER et al. (1967) = KAW 419 und von HARRE et al. (1968) = T 173 und eine Probe eines 50 cm mächtigen aplitischen Gneisbandes (357), das den Muskovit-Granitgneis durchschlägt.

Bei der Berechnung der Gesamtgesteinsisochrone wurden die Punkte KAW 419, T 173, 350 und 357 nicht berücksichtigt. 8 Proben liegen auf einer Isochrone mit dem Alter von 425 ± 12 Ma (MSWD = 1,88) und dem $87\text{Sr}/86\text{Sr}$ -Initialverhältnis von $0,7118 \pm 0,0010$ (bei Einbeziehung von KAW 419 und T 173 erniedrigt sich das Alter geringfügig auf 423 ± 10 Ma (MSWD = 1,80).

Wir interpretieren diesen Alterswert als Zeitpunkt der Intrusion granitischer Schmelzen in das paragne Nebengestein.

Die Streuung der Proben um die ermittelte Regressionsgerade ist relativ groß. Die Ursache allein in einer Beeinflussung des Rb-Sr-Systems durch sekundäre Prozesse zu suchen, wie Probe 350 erkennen läßt (Verlust von radiogenem 87Sr bei der Verwitterung), würde an der Problematik vorbeizielien. Gerade von den

Proben 351 bis 354, die auf engstem Raum aus einem weitgehend homogenen Gangbereich stammen, sollte man erwarten, daß sie allein das Alter der Intrusion durch ihre Anordnung im Isochronen-Diagramm bestimmen würden. Alle vier Proben liegen zwar perfekt auf einer Geraden, das daraus resultierende $87\text{Sr}/86\text{Sr}$ -Initialverhältnis ist jedoch $< 0,7$, und damit ist auch das Alter bedeutungslos. Die Verbindungslinie der vier Proben erfaßte also lediglich ein Subsystem, dessen Entstehung möglicherweise durch die unvollständige Assimilation variierender Mengen von Nebengestein erklärbar wird. Zwischen Magma und assimiliertem Nebengestein kam es zu keiner vollständigen Homogenisierung der Sr-Isotope.

Erst unter Einbeziehung der biotitführenden Gesteine 356 und 358 und der Augengneise 355 und 3551 ist wohl die Gesamtheit der sauren Magmen der Intrusionsphase erfaßt. Kleine Varianzen im Sr-Initialverhältnis mitteln sich heraus, und so ergibt sich aus der Berechnung der Isochrone ein sinnvolles $87\text{Sr}/86\text{Sr}$ -Initialverhältnis von $0,7118$ und der Alterswert von 425 ± 12 Ma.

Weiterhin muß in Betracht gezogen werden, daß eine lokale Zu- und Abfuhr von Rb und Sr während Deformation und Aufheizung im Zuge der variszischen Orogenese ebenfalls eine Verschiebung der Datenpunkte bewirken kann. Vergleichbare Inhomogenitäten finden sich überall dort, wo versucht wird, Granitgneise aus dem

Altkristallin zu datieren (s.a. Kap. 8.2., Granitgneise der Mittelbergschlinge; BORSI et al., 1973, 1980).

Signifikant unterhalb der Muskovit-Granitgneis-Isochrone liegt der aplitische Gneis 357. Legt man zu seiner Altersabschätzung ein mittleres $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Initialverhältnis von 0,712 zugrunde, wie es der Venter Muskovit-Granitgneis zeigt, aber auch der quarzreiche Granitgneis im Winnebachsee-Gebiet (0,7108) und die Muskovit-Granitgneise der Silvretta (0,711, GRAUERT, 1981), so ergibt sich ein Alterswert von 372 Ma.

8.2. Granitgneise des Rettenbachtals (Mittelbergschlinge)

Über mehr als 5 km sind die Granitgneise in dem E-W-streichenden Faltschenkeln der Mittelbergschlinge zu verfolgen (Abb. 23). Im Bereich des Rettenbachferners wurde durch Straßen- und Tunnelbauarbeiten frisches Material in variierenden Gesteinstypen aufgeschlossen.

Die Proben 341 und 346 sind helle, mittelkörnige Zweiglimmer-Granitgneise, Probe 342 ist grobkörnig, pegmatitisch, Probe 344 ist als gut geschieferte Varietät des mittelkörnigen Typs anzusprechen. Stark „vergrünte“ Biotite weist Probe 348 auf, Probe 340 unterscheidet sich durch ihre Kalifeldspat-Augen und ihr intensiv gefaltetes sf-Flächengefüge.

Im Isochronen-Diagramm (Abb. 25) kann aus den analysierten Proben keine sinnvolle Regressionsgerade berechnet werden. Innerhalb der Schmelze existierten während einer möglichen kaledonischen Magmen-genese (vgl. Isochrone zur Referenz) keine einheitlichen Sr-Isotopenverhältnisse, oder einheitliche Verhältnisse wurden durch den Einfluß von unvollständig assimiliertem Nebengestein oder einer anschließenden metamorphen Überprägung zerstört.

Proben mit gut ausgebildetem Schieferungsgefüge wie 340 und 344 liegen unterhalb der eingezeichneten Referenzlinie, oberhalb solche mit „vergrünem“ (chloritisiertem) Biotit (348). Dies scheint uns ein Grund zu sein, in den stark streuenden Datenpunkten den Einfluß einer metasomatischen Umverteilung der Alkalien (Rb) zu sehen. Denkbar wäre auch, daß gerade in gut geschieferten Gesteinen (340, 344) durch die höhere Mobilität der fluiden Phase bei der Umkristallisation des Biotits eine verstärkte Abfuhr des radiogenen ^{87}Sr aus dem Gesamtgestein stattgefunden hat.

Mit Bestimmtheit ist zu sagen, daß die Deformation der altkristallinen Serien im südlichen Ötztal-Kristallin mit dem Ergebnis steilstehender Schlingen vor weniger als 425 ± 12 Ma stattgefunden hat. Zieht man in Betracht, daß auch die granitisch-pegmatitischen und aplitischen Gänge im Ötztal und in der Silvretta eine feststellbare Schieferung aufweisen, so können wir uns der von GRAUERT (1981) geäußerten Meinung anschließen, daß die Entstehung des Großfaltenbaus und die letzte regionale Dynamo-Thermometamorphose im Silvretta-Ötztal-Kristallin im Zeitraum von 375–300 Ma anzusetzen ist.

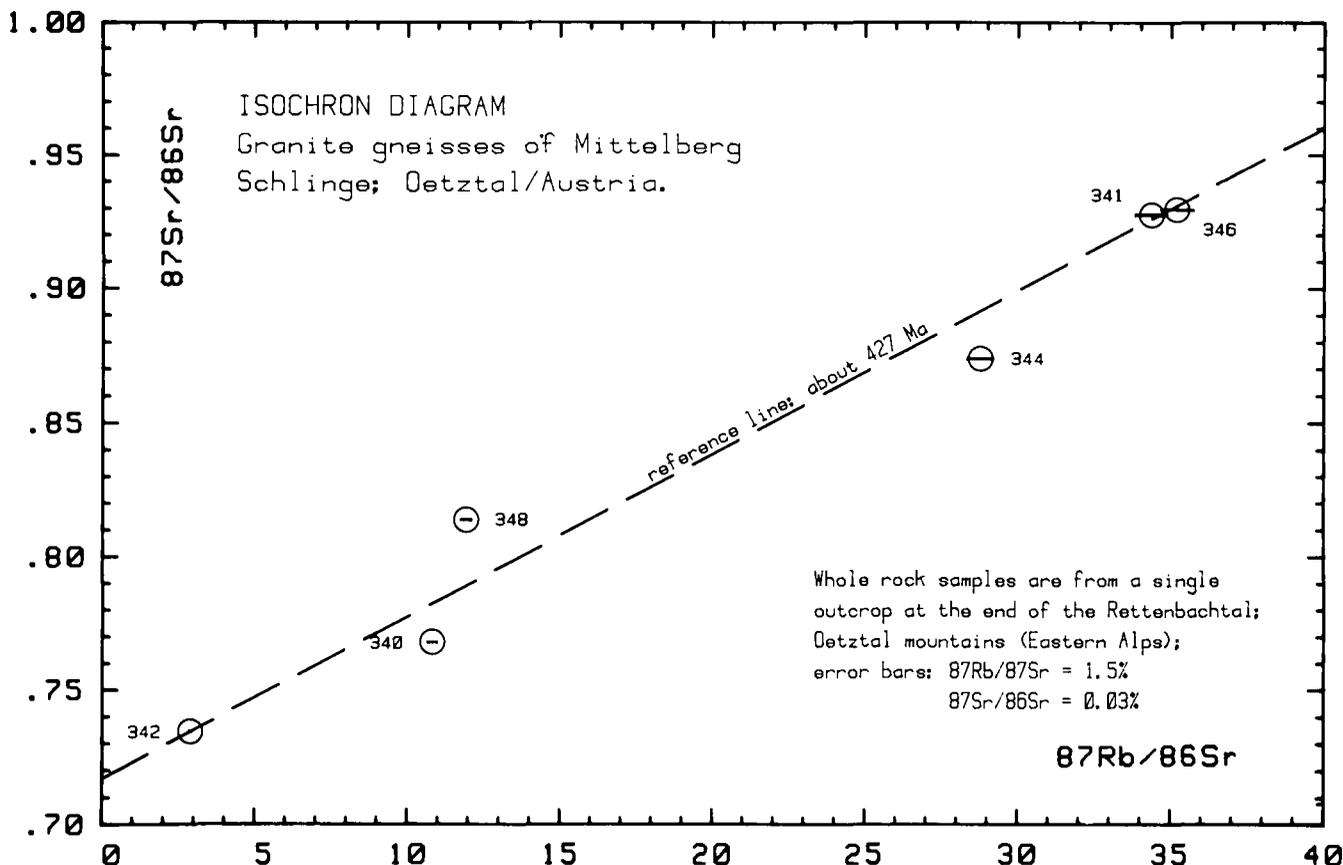


Abb. 25.

Die Proben des Zweiglimmer-Granitgneises der Mittelbergschlinge weichen signifikant von der eingezeichneten Referenzlinie ab. Einflüsse, welche ein Öffnen des Rb-Sr-Systems bewirken, beim Muskovit-Granitgneis von Vent bereits angedeutet, treten hier wesentlich verstärkt auf, sodaß eine Altersaussage über die Intrusion der Gesteine unmöglich wird.

9. Die prä-alpidische metamorphe und magmatische Entwicklung der Gesteinsserien im Ötztal-Kristallin

- ca. 2275 Ma** Modellalter der Kristallisation von Einschlusskernen in Zirkonen aus paragenen Serien (Migmatite, mineralreiche Paragneise, quarzitisches Biotitgneise und Biotit-Plagioklasgneise)
- ca. 670 Ma** Modellalter des anatektischen Zirkonwachstums während der regionalen metamorphen Prägung der proterozoischen Sedimentserien mit lokaler Anatexis im Winnebachsee-Gebiet.
- ca. 497 Ma** Magmatische Kristallisation mafischer und ultrabasischer Gesteine (Gabbros, Troctolithe, Peridotite) und deren hochdruckfaziale metamorphe Prägung zu Eklogiten, Metagabbros und Metaperidotiten (SÖLLNER & GEBAUER, in Vorb.).
- 456 ± 24 Ma** Thermischer Höhepunkt der weiträumigen regionalen kaledonischen Metamorphose.
- 455 + 2/4 Ma** Intrusion intermediärer Schmelzen (monzonitischer Gneis) in den migmatischen Rahmen des Winnebachsee-Gebietes.
- 444 ± 4 Ma** Gangförmige Intrusion granitischer Schmelzen (Granitgneise) in den Winnebach-Migmatit.
Allgemein intensive magmatische Aktivität im zentralen und südlichen Teil des Ötztal-Kristallins (s.a. SCHMIDT & SÖLLNER, 1983).
- 425 ± 12 Ma** Intrusion des Muskovit-Granitgneises von Vent.
- 370 ± 28 Ma** Gangförmige Intrusion eines quarzreichen Granites im monzonitischen Gneis des Winnebachsee-Gebietes und eines aplitischen Ganges im Venter Muskovit-Granitgneis (ca. 372 Ma). Vergleichbare, zeitgleiche Intrusionen sind aus dem Westrand des Ötztal-Kristallins bekannt (GRAUERT, 1981).
Phase der großräumigen Deformation mit Bildung der steilstehenden Schlingen im südlichen Ötztal-Kristallin.
- ca. 305 Ma** Anzeichen eines variscischen, radiogenen Bleiverlustes in den Zirkonen der Eklogite und Eklogitamphibolite (SÖLLNER & GEBAUER, in Vorb.).
Intrusion basaltischer Gänge.
- ± 280 Ma** Variscische Abkühlungsalter an Glimmern aus dem nördlichen Teil des Ötztal-Kristallins (HARRE et al., 1968; SCHMIDT et al., 1967; MILLER et al., 1967; THÖNI, 1980, 1981).

Das Entwicklungsschema kann nicht ohne weiteres auf andere Bereiche des Altkristallins übertragen werden, es regt aber hoffentlich zu einer fruchtbaren Diskussion der teilweise überraschenden Ergebnisse in der Entwicklung des mittelostalpinen Ötztal-Kristallins an.

Das Alter von ca. 2275 Ma für die Kristallisation der Einschlusskerne in den Zirkonen der paragenetischen Anteile der altkristallinen Serien sollte als Mittelwert betrachtet werden, dem eine Vielzahl von verschiedenen Kristallisationsaltern einzelner Zirkonpopulationen aus

differierenden Ausgangsgesteinen zugrunde liegt. Alterswerte von 2000–2500 Ma für die ererbte Zirkonkomponente sind in paragenetischen Gesteinen Mitteleuropas die Regel (KÖPPEL & GRÜNENFELDER, 1971; GRAUERT et al., 1973; GEBAUER & GRÜNENFELDER, 1977).

Da diese Komponente wahrscheinlich auch in einer Zirkonpopulation der Eklogite und Eklogitamphibolite des mittleren Ötztals identifiziert werden konnte (SÖLLNER & GEBAUER, in Vorb.), ist zu erwarten, daß diese Gesteine während ihrer magmatischen Kristallisation größere Mengen des metamorphen Rahmens assimiliert haben.

In der Ausbildung mehrerer subparalleler scheinbarer Discordias ist zwischen den Migmatiten des Winnebachsee-Gebietes und dessen Umrahmung infolge des pan-afrikanischen thermischen Ereignisses ein deutlicher Gradient der metamorphen Prägung ihrer Zirkone auszumachen. Wir können die Anatexis im Winnebachsee-Gebiet daher als lokales Phänomen betrachten, ohne dies jedoch als magmatisches Ereignis bezeichnen zu dürfen, denn selbst in einer Entfernung von 2 km zum Rand des Migmatitkomplexes zeigen die Zirkone des quarzitisches Gneises 201 unzweifelhaft eine pan-afrikanische Komponente in ihrer Entwicklung an.

Von größerer regionaler Bedeutung scheint aber das kaledonische thermische Ereignis zu sein. Eingeleitet wird dessen vielfältige magmatische Aktivität mit mafischen und ultrabasischen Schmelzen, die unmittelbar anschließend, altersmäßig nicht trennbar, hochdruckfazial zu Eklogiten geprägt wurden (vor ca. 497 Ma). Der momentane Stand der Forschung erlaubt es nicht, zu entscheiden, ob diese Schmelzen in den vorhandenen Rahmen intrudierten oder ob sie tektonisch eingeschuppt sind. Für beide Modellvorstellungen gibt es Argumente, wobei das Fehlen von Hochdruckparagenesen im Nebengestein die zweite Vorstellung favorisiert. Doch ebensogut könnte die darauffolgende thermische Phase der kaledonischen Metamorphose (Höhepunkt vor ca. 456 Ma), die mit Sicherheit amphibolitfaziale Bedingungen erreicht hat, Zeugen der Hochdruckphase in den Rahmengesteinen ausgelöscht haben.

Mit dem thermischen Höhepunkt der kaledonischen Metamorphose setzt gleichzeitig eine intensive magmatische Tätigkeit ein. Zunächst treten intermediäre Schmelzen auf (monzonitischer Gneis, Granodioritgneise des Acherkogels), die mengenmäßig gegenüber den nachfolgenden granitischen Typen zurücktreten.

Als bekräftigendes Argument für die Intrusion des monzonitischen Gneises in einen „heißen Rahmen“ (kaledonische Metamorphose) kann das autometamorphe Weiterwachsen (gleich alte, farblose Anwachsspitzen) seiner aus der Schmelze kristallisierten Zirkone betrachtet werden. Ihr niedriges Sr-Initialverhältnis von ca. 0,706 (monzonitischer Gneis) bietet einen Hinweis auf eine Komponente, die subkrustalen Bereichen und/oder dem oberen Mantel zugerechnet werden muß.

Die große Menge der granitischen Intrusiva, von denen der Muskovit-Granitgneis von Vent ein typischer Vertreter ist (425 ± 12 Ma, $Sr_1 = 0,7118 \pm 0,0010$), besitzen dagegen Sr-Initialverhältnisse, die denen der intrudierten rehomogenisierten Paragneisserien entsprechen (Winnebach-Schollenmigmatit: 455 ± 27 Ma; $Sr_1 = 0,7123 \pm 0,0006$).

Granitgneisgänge (444 ± 4 Ma), deren Herkunft aufgrund der großen Ähnlichkeit ihrer Zirkonpopulation mit denen des Migmatits offensichtlich ist, besitzen signifi-

kant niedrigere und uneinheitliche $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Initialverhältnisse (0,7078–0,7085). Als Erklärung dafür kann die große Variation der Sr-Initialverhältnisse in den Ausgangsgesteinen angesehen werden (Sr-Initialverhältnisse im Migmatit: 0,7096–0,7123) und/oder die Bildung partieller Schmelzen bei der Genese aus Edukten, von denen auch die Migmatite abzuleiten sind.

Als finale Magmentätigkeit des kaledonischen Zyklus kann das Auftreten quarzreicher Granitneisgänge (370 ± 28 Ma) interpretiert werden (siehe auch GRAUERT, 1981).

Zwischen diesem Zeitpunkt und dem der Abkühlung der Serien unter ca. 300°C im Ausklang der variscischen Metamorphose tritt die Phase der Prägung der großtektonischen Strukturen (Schlingentektonik).

Verluste von radiogenem Blei aus Zirkonen der Eklogite und Eklogitamphibolite erlauben mit einiger Vorsicht den Zeitpunkt des thermischen Höhepunktes der variscischen Metamorphose bei ca. 305 Ma anzudeuten.

10. Anhang

10.1. Analysendaten

Tabelle 6.
Schnittpunkte der Kurven im Diagramm $T_1 - T_0$ [in Ma].

$T_2 = 450$ Ma (vgl. Abb. 6-3)								
	011	041(lp)	309(v)	309(f)	041	Pop B	201	201(lp)
011	T_1	594	---	---	---	538	644	684
	T_0	2234	---	---	---	2180	2262	2288
041(lp)	594	T_1	---	620	---	592	603	620
	2234	T_0	---	2275	---	2226	2253	2275
309(v)	---	---	T_1	---	779	792	742	758
	---	---	T_0	---	2311	2321	2282	2295
309(f)	---	686	---	T_1	---	---	596	620
	---	2365	---	T_0	---	---	2251	2275
041	---	---	734	---	T_1	802	725	749
	---	---	2280	---	T_0	2325	2279	2294
Pop B	562	594	---	---	---	T_1	670	719
	2210	2233	---	---	---	T_0	2270	2292
201	665	612	761	583	773	677	T_1	564
	2280	2264	2302	2252	2304	2283	T_0	2237
201(lp)	---	634	---	612	---	---	570	T_1
	---	2281	---	2282	---	---	2246	T_0
$T_2 = 440$ Ma (ohne Abbildung)								
$T_2 = 460$ Ma (ohne Abbildung)								
	011	041(lp)	309(v)	309(f)	041	Pop B	201	201(lp)
011	T_1	599	---	588	---	543	592	618
	T_0	2244	---	2234	---	2186	2238	2260
041(lp)	T_1	---	598	---	588	598	607
	T_0	---	2240	---	2218	2240	2267
309(v)	T_1	---	---	751	---	---
	T_0	---	---	2285	---	---
309(f)	T_1	---	---	596	634
	T_0	---	---	2239	2264
041	T_1	715	---	---
	T_0	2273	---	---
Pop B	T_1	---	---
	T_0	---	---
201	T_1	551
	T_0	2223

Tabelle 7.
Modellspezifische Berechnung (di-episodischer Bleiverlust) von T_1 und ϕ unter Vorgabe von T_0 und T_2 .

Probe 011: $T_1(\text{min}) = 550 \text{ Ma}$; (011-1, 011-2, 011-5, 011-7, 011-8)									
$T_2 = 440 \text{ Ma}$		$T_2 = 450 \text{ Ma}$		$T_2 = 460 \text{ Ma}$		$T_2 = 450 \text{ Ma}$		$T_2 = 460 \text{ Ma}$	
$T_0(\text{Ma})$	$T_1(\text{Ma})$	$T_1(\text{Ma})$	ϕ	$T_1(\text{Ma})$	ϕ	$T_1(\text{Ma})$	ϕ	$T_1(\text{Ma})$	ϕ
2180	537 ± 13	-----	-----	539 ± 13	-----	-----	-----	577 ± 2	2 48.27 ± 21.79
2200	553 ± 13	11.01 ± 10.07	9.70 ± 9.05	554 ± 13	8.42 ± 8.06	-----	-----	584 ± 1	27.42 ± 10.52
2220	573 ± 17	9.50 ± 5.61	573 ± 17	8.55 ± 5.13	574 ± 17	7.62 ± 4.66	-----	589 ± 5	21.36 ± 11.68
2240	611 ± 23	2.71 ± 4.40	614 ± 25	2.33 ± 4.09	618 ± 26	3.25 ± 4.38	-----	598 ± 6	24.90 ± 8.04
2260	636 ± 24	5.38 ± 2.81	640 ± 27	5.26 ± 2.61	646 ± 30	4.70 ± 2.41	-----	601 ± 6	19.87 ± 5.90
2280	664 ± 27	5.75 ± 2.81	670 ± 30	5.22 ± 1.62	678 ± 35	4.70 ± 1.50	-----	608 ± 7	21.98 ± 8.24
2300	694 ± 30	4.03 ± 1.18	697 ± 37	3.65 ± 1.12	667 ± 58	2.98 ± 0.99	-----	614 ± 8	18.28 ± 5.44
2320	725 ± 33	3.16 ± 0.89	739 ± 35	2.67 ± 0.75	698 ± 65	2.45 ± 0.76	-----	624 ± 9	13.24 ± 3.16
2340	757 ± 37	2.71 ± 0.72	771 ± 41	2.38 ± 0.66	731 ± 73	2.10 ± 0.63	-----	645 ± 10	15.23 ± 8.00
2360	789 ± 40	2.69 ± 0.51	806 ± 45	2.47 ± 0.44	767 ± 83	2.16 ± 0.48	-----	650 ± 12	12.57 ± 5.40
2380	823 ± 43	2.59 ± 0.39	842 ± 49	2.31 ± 0.36	803 ± 93	2.09 ± 0.37	-----	668 ± 14	10.69 ± 4.32
2400	856 ± 45	2.68 ± 0.40	879 ± 53	2.40 ± 0.37	872 ± 90	2.20 ± 0.38	-----	689 ± 16	9.01 ± 2.69
Probe: 041: $T_1(\text{min}) = 535 \text{ Ma}$; (041-1, 041-2, 041-8, 041-9, 041-11)									
2140	556 ± 9	9.57 ± 8.00	556 ± 9	8.42 ± 7.06	557 ± 9	10.21 ± 8.38	-----	703 ± 18	7.76 ± 2.22
2160	573 ± 9	12.14 ± 12.10	574 ± 9	10.79 ± 1.92	575 ± 10	9.47 ± 1.69	-----	734 ± 19	5.63 ± 1.30
2180	593 ± 10	7.74 ± 0.91	595 ± 11	6.90 ± 0.83	604 ± 11	5.27 ± 0.57	-----	714 ± 21	6.84 ± 1.82
2200	615 ± 12	5.76 ± 0.59	611 ± 14	5.13 ± 0.54	614 ± 16	4.54 ± 0.58	-----	515 ± 3	8.54 ± 1.52
2220	642 ± 19	4.11 ± 0.65	635 ± 18	3.64 ± 0.60	637 ± 19	3.17 ± 0.55	-----	538 ± 9	5.42 ± 1.20
2240	675 ± 18	3.42 ± 0.35	660 ± 19	3.17 ± 0.37	667 ± 22	2.76 ± 0.34	-----	536 ± 12	4.88 ± 1.31
2260	702 ± 20	3.11 ± 0.34	689 ± 21	2.75 ± 0.31	698 ± 25	2.38 ± 0.29	-----	552 ± 15	3.88 ± 1.06
2280	737 ± 20	2.95 ± 0.32	726 ± 27	2.57 ± 0.31	725 ± 28	2.25 ± 0.29	-----	576 ± 20	4.01 ± 0.69
2300	760 ± 31	2.35 ± 0.25	765 ± 23	2.65 ± 0.26	754 ± 34	2.08 ± 0.26	-----	604 ± 24	3.15 ± 0.41
2320	797 ± 25	2.41 ± 0.21	794 ± 34	2.14 ± 0.20	789 ± 38	1.88 ± 0.21	-----	636 ± 29	2.58 ± 0.31
2340	829 ± 27	2.23 ± 0.18	827 ± 37	1.98 ± 0.17	826 ± 42	1.74 ± 0.18	-----	670 ± 35	2.21 ± 0.26
2360	862 ± 29	2.09 ± 0.15	862 ± 41	1.86 ± 0.15	863 ± 44	1.62 ± 0.14	-----	707 ± 41	1.95 ± 0.24
2380	894 ± 32	2.00 ± 0.14	897 ± 46	1.77 ± 0.14	901 ± 48	1.54 ± 0.13	-----	747 ± 48	1.75 ± 0.22
2400	926 ± 34	1.91 ± 0.13	932 ± 49	1.70 ± 0.12	940 ± 55	1.48 ± 0.12	-----	790 ± 56	1.17 ± 0.04

$T_1(\text{min})$ und $T_0(\text{min})$ entsprechen jeweils den Schnittpunkten der "scheinbaren Discordia" der Zirkonpopulation mit der Concordia.

§ Werte wurden nicht mit 1.8 sigma korrigiert.

Die Werte der Probe 041(lp) sind unkorrigiert.

Probe: Pop B: $T_1(\text{min}) = 495 \text{ Ma}$; (041-4, 041-7, 011-3, 309-4).

2140	515 ± 3	6.73 ± 1.30	515 ± 3	8.54 ± 1.52	516 ± 3	5.21 ± 1.0	-----	714 ± 21	6.84 ± 1.82
2160	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	538 ± 9	5.42 ± 1.20
2180	538 ± 13	3.94 ± 1.11	536 ± 12	4.88 ± 1.31	537 ± 15	13.08 ± 1.00	-----	537 ± 15	13.08 ± 1.00
2200	555 ± 17	3.14 ± 0.90	552 ± 15	3.88 ± 1.06	560 ± 21	2.44 ± 0.75	-----	560 ± 21	2.44 ± 0.75
2220	581 ± 23	3.30 ± 0.61	576 ± 20	4.01 ± 0.69	592 ± 30	2.58 ± 0.53	-----	592 ± 30	2.58 ± 0.53
2240	614 ± 29	2.58 ± 0.37	604 ± 24	3.15 ± 0.41	632 ± 42	2.00 ± 0.32	-----	632 ± 42	2.00 ± 0.32
2260	650 ± 37	2.10 ± 0.28	636 ± 29	2.58 ± 0.31	681 ± 53	1.58 ± 0.23	-----	681 ± 53	1.58 ± 0.23
2280	692 ± 47	1.79 ± 0.24	670 ± 35	2.21 ± 0.26	737 ± 67	1.33 ± 0.18	-----	737 ± 67	1.33 ± 0.18
2300	738 ± 54	1.55 ± 0.20	707 ± 41	1.95 ± 0.24	800 ± 78	1.14 ± 0.15	-----	800 ± 78	1.14 ± 0.15
2320	789 ± 62	1.38 ± 0.17	747 ± 48	1.75 ± 0.22	867 ± 83	1.00 ± 0.11	-----	867 ± 83	1.00 ± 0.11
2340	842 ± 69	1.26 ± 0.15	790 ± 56	1.17 ± 0.04	-----	-----	-----	-----	-----

Die Werte der Probe Pop B sind mit 1.3 sigma korrigiert.

Tabelle 7 (Fortsetzung).

Probe 309(f): $T_1(\text{min})=515 \text{ Ma}; (300-3, 300-7, 309-1, 309-3, 309-6, 152-1, 152-2)$

$T_2 = 440 \text{ Ma}$		$T_2 = 450 \text{ Ma}$		$T_2 = 460 \text{ Ma}$		$T_2 = 440 \text{ Ma}$		$T_2 = 450 \text{ Ma}$		$T_2 = 460 \text{ Ma}$	
$T_0(\text{Ma})$	$T_1(\text{Ma})$	ϕ	$T_1(\text{Ma})$	ϕ	$T_1(\text{Ma})$	ϕ	$T_0(\text{Ma})$	$T_1(\text{Ma})$	ϕ	$T_0(\text{Ma})$	$T_1(\text{Ma})$
2200	-----	-----	-----	-----	550 ± 32	1.89 ± 1.16	2210	523 ± 14	6.17 ± 2.95	526 ± 15	4.74 ± 2.26
2220	-----	-----	-----	-----	569 ± 37	2.01 ± 1.69	2220	531 ± 14	8.37 ± 5.23	535 ± 18	6.10 ± 4.39
2240	577 ± 46	-----	591 ± 47	1.69 ± 5.31	597 ± 50	3.29	2230	542 ± 17	8.57 ± 4.65	549 ± 20	6.85 ± 3.54
2260	588 ± 57	0.91	603 ± 64	1.34	627 ± 68	1.18 ± 3.18	2240	559 ± 20	5.82 ± 2.57	571 ± 27	4.69 ± 2.09
2280	609 ± 66	1.52 ± 2.41	626 ± 75	1.42 ± 2.36	658 ± 77	0.48 ± 1.96	2250	581 ± 28	4.96 ± 2.21	606 ± 42	3.96 ± 1.81
2300	630 ± 74	2.63 ± 2.00	652 ± 93	1.80 ± 2.04	692 ± 101	-----	2260	600 ± 28	5.35 ± 3.39	626 ± 42	4.43 ± 2.74
2320	648 ± 74	3.36 ± 1.96	678 ± 89	3.16 ± 2.46	706 ± 92	0.45	2270	627 ± 39	4.99 ± 3.18	672 ± 52	2.75 ± 1.15
2340	663 ± 63	2.27 ± 3.86	698 ± 84	1.26	736 ± 107	0.75 ± 1.46	2280	664 ± 45	3.10 ± 1.26	727 ± 64	1.91 ± 0.64
2360	681 ± 73	1.12 ± 2.16	723 ± 88	2.41 ± 1.54	775 ± 134	0.99 ± 1.30	2290	705 ± 53	2.30 ± 0.77	865 ± 552	-----
2380	701 ± 79	1.57 ± 1.60	747 ± 102	2.27 ± 1.34	-----	-----	2300	752 ± 60	1.78 ± 0.50	-----	-----
2400	720 ± 84	2.24 ± 1.20	-----	2.22 ± 1.50	-----	-----	2310	805 ± 72	1.49 ± 0.38	-----	-----

Die Werte von Probe 309(f) wurden mit 1.8 sigma korrigiert.

$T_1(\text{min}) = 565 \text{ Ma}; (300-4, 300-6, 309-2(1), 309-2(2), 309-5)$	
2130	591 ± 3 16.03 ± 3.00
2150	610 ± 3 9.38 ± 4.52
2170	621 ± 8 9.96 ± 2.21
2190	637 ± 10 7.43 ± 1.62
2210	654 ± 11 6.45 ± 1.02
2230	676 ± 12 5.54 ± 0.60
2250	700 ± 13 4.73 ± 0.43
2270	723 ± 14 4.15 ± 0.38
2290	748 ± 15 3.50 ± 0.45
2310	772 ± 17 3.03 ± 0.38
2330	797 ± 18 2.98 ± 0.25
2350	822 ± 19 2.84 ± 0.21
2370	855 ± 21 2.47 ± 0.18
2390	881 ± 22 2.36 ± 0.16

$T_1(\text{min})$ und $T_0(\text{min})$ entsprechen jeweils den Schnittpunkten der "scheinbaren Discordia" der Zirkonpopulation mit der Concordia.
Die Werte der Probe 309(v) sind unkorrigiert.

Probe 201: $T_1(\text{min}) = 490 \text{ Ma}; (201-1, 201-4, 201-6, 201-7, 201-8)$.

$T_2 = 440 \text{ Ma}$		$T_2 = 450 \text{ Ma}$		$T_2 = 460 \text{ Ma}$	
$T_0(\text{Ma})$	$T_1(\text{Ma})$	ϕ	$T_1(\text{Ma})$	ϕ	$T_1(\text{Ma})$
2210	523 ± 14	6.17 ± 2.95	526 ± 15	4.74 ± 2.26	532 ± 20
2220	531 ± 14	8.37 ± 5.23	535 ± 18	6.10 ± 4.39	542 ± 20
2230	542 ± 17	8.57 ± 4.65	549 ± 20	6.85 ± 3.54	569 ± 25
2240	559 ± 20	5.82 ± 2.57	571 ± 27	4.69 ± 2.09	599 ± 34
2250	581 ± 28	4.96 ± 2.21	606 ± 42	3.96 ± 1.81	-----
2260	600 ± 28	5.35 ± 3.39	626 ± 42	4.43 ± 2.74	641 ± 432
2270	627 ± 39	4.99 ± 3.18	672 ± 52	2.75 ± 1.15	2.38 ± 1.31
2280	664 ± 45	3.10 ± 1.26	727 ± 64	1.91 ± 0.64	-----
2290	705 ± 53	2.30 ± 0.77	865 ± 552	-----	-----
2300	752 ± 60	1.78 ± 0.50	-----	-----	-----
2310	805 ± 72	1.49 ± 0.38	-----	-----	-----

Die Werte der Probe 201 sind unkorrigiert.

Probe: 201(lip): $T_1(\text{min}) = 595 \text{ Ma}; (201-1, 201-2, 201-4, 201-5, 201-6)$.

2180	511	17.70	508	14.75	511	17.35
2190	520	8.36	516	-----	518	6.77
2200	541 ± 6	5.04 ± 2.98	-----	-----	535 ± 3	3.82 ± 2.96
2210	544 ± 10	3.77 ± 2.29	538 ± 10	27.22 ± 45.16	538 ± 9	2.56 ± 2.26
2220	545 ± 13	3.58 ± 4.30	546 ± 14	15.15 ± 17.74	547 ± 14	2.34 ± 3.39
2230	560 ± 13	14.86 ± 10.13	561 ± 13	13.23 ± 8.60	560 ± 17	13.78 ± 11.60
2240	565 ± 17	13.64 ± 9.13	569 ± 16	13.30 ± 8.91	575 ± 19	16.28 ± 8.10
2250	573 ± 17	21.30 ± 12.04	575 ± 23	19.51 ± 12.15	589 ± 32	15.41 ± 7.73
2260	580 ± 24	19.85 ± 10.98	588 ± 31	17.04 ± 8.96	619 ± 68	15.76 ± 8.67
2270	590 ± 33	18.12 ± 9.79	606 ± 48	15.76 ± 8.09	694 ± 125	8.60 ± 3.91
2280	608 ± 42	11.84 ± 5.46	639 ± 66	8.67 ± 3.74	-----	-----
2290	632 ± 56	8.68 ± 3.52	696 ± 113	6.71 ± 2.40	-----	-----
2300	666 ± 79	6.78 ± 2.31	846 ± 280	6.43 ± 2.66	-----	-----

Die Werte der Probe 201(lip) sind unkorrigiert.

Tabelle 8: U-Pb-Daten.

Probe, Sieb- fraktion (µm), Charakteristica	U ppm	Pb tot. ppm	206Pb 204Pb	ber. Atomverhältnisse		scheinbare Alter		ber. Atomverhältnisse 207Pb 206Pb	scheinbare Alter	
				206Pb 238U	207Pb 235U	206Pb 238U	207Pb 235U		206Pb 238U	207Pb 235U
Migmatit 041										
041-1(A+B) 53-75	742	87.1	2999	.110187	1.19104	.078396	674	796	1157	
041-2(A) +100	484	69.3	3752	.134969	1.72225	.092547	816	1017	1479	
041-4(B) +75	1651	183.1	1505	.104591	1.14852	.079643	641	777	1188	
041-5(1p) 75-100	643	73.7	3970	.11106	1.12567	.073511	679	766	1028	
041-6(C) 53-75	1282	291.3	411	.076547	0.64314	.060936	475	504	637	
041-7(B) 53-75	1726	162.7	3249	.089231	0.82901	.067382	551	613	850	
041-8(A) 42-53	878	99.8	4826	.11048	1.19849	.078677	676	800	1164	
041-9(A) -42	932	100.2	5003	.104063	1.06344	.074116	638	736	1045	
041-10(1p) 53-75	594	65.7	3437	.106404	1.0601	.07226	652	734	993	
041-11(A) 75-100	480	62.3	5029	.12388	1.4766	.086446	753	921	1348	
041-13(p) 75-100	485	63.0	2288	.122597	1.4352	.084905	745	904	1313	
Lösungsexperimente an der Migmatit-Zirkonfraktion 041-11										
111(L 1)	332	19.1	285	93.8172	786.76	.060822	000	6772	633	
112(L 2)	979	86.6	1387	.086559	.7899	.066185	535	591	812	
113(L 3)	1354	150.6	1191	.105925	1.0112	.069239	649	709	906	
114(L 4)	1457	198.3	1461	.129495	1.3603	.076188	785	872	1100	
115(L 5)	377	62.8	11623	.158817	1.9791	.090379	950	1108	1434	
116(L 6)	525	84.9	1742	.145716	1.8811	.093629	877	1074	1501	
Lösungsexperimente an der Migmatit-Zirkonfraktion 041-13										
131(L I)						.058047			532	
132(L II)						.06371			732	
133(L III)						.07100			957	
134(L IV)						.084602			1306	
591		63.6	15172	.10259	1.1967	.084602	630	799	1306	
Migmatit 011										
011-1(A) +75	286	44.6	2005	.140519	1.85053	.095512	848	1064	1538	
011-2(A) +75	787	114.4	1673	.135643	1.73392	.092711	820	1021	1482	
011-3(B) +75	1055	160.2	2021	.145675	2.00646	.099895	877	1118	1622	
011-5(A) 53-75	521	64.0	3084	.116212	1.292034	.080635	709	842	1213	
011-7(A) 42-53	805	90.1	2992	.107271	1.137814	.076928	657	771	1119	
011-8(A) -42	887	98.9	6366	.107827	1.12928	.075957	660	787	1094	
Granatführende Biotit-Plagioklas-Gneise 152 und 300										
152-1(A) 40-63	503	55.0	1641	.104821	1.12802	.078049	643	767	1148	
152-2(A) -40	607	64.1	1339	.099433	1.00837	.073551	611	708	1029	
300-3(sp) 75-150	311	45.6	762	.13004	1.669	.093086	788	997	1490	
300-4(1p) 75-150	461	51.5	920	.107441	1.0854	.073267	658	746	1021	
300-6(1p) 50-75	565	63.4	1893	.106917	1.0702	.072596	655	739	1003	
300-7(sp) 50-75	511	58.8	3707	.109618	1.1872	.078552	671	795	1161	
Granat-Biotit-Plagioklas-Gneis 309										
309-1(A) 100-150	301	45.6	4237	.138767	1.7875	.093423	838	1041	1496	
309-2(1,v) 100-150	542	82.1	2957	.143809	1.8497	.093288	866	1063	1494	
309-2(2,v) 100-150	669	99.2	1126	.137111	1.7284	.091428	828	1019	1456	
309-3(f) 100-150	183	36.3	2718	.130603	1.6462	.091415	791	988	1455	
309-4(B) 100-150	1271	172.9	3600	.132762	1.7598	.096137	804	1031	1550	
309-5(v) 53-75	811	99.7	5793	.120363	1.3533	.081548	733	869	1235	
309-6(f) 53-75	274	37.0	3902	.126579	1.5631	.089561	768	956	1416	
Quarzitischer Biotit-Gneis 201										
201-1(A) 100-150	482	72.4	2427	.13948	1.94632	.101205	843	1097	1646	
201-2(1p) 100-150	418	47.7	1422	.107401	1.1801	.079692	658	791	1189	
201-3(B) 75-200	1716	147.1	2359	.08363	.82729	.071745	518	612	979	
201-4(A) 75-100	434	62.6	2914	.135593	1.83985	.098411	820	1060	1594	
201-5(1p) 53-75	626	70.1	3043	.107738	1.2051	.081125	660	803	1224	
201-6(A) 53-75	615	7609	3855	.118334	1.48739	.091162	721	925	1450	
201-7(A) 42-53	723	80.8	4321	.106823	1.22161	.08294	654	811	1268	
201-8(A) -42	722	78.4	3510	.104232	1.17163	.081524	639	787	1234	
Monzonitischer Gneis 151										
151-2 150-300	623	47.6	534	.072381	.55979	.056091	450	451	456	
151-3 100-150	573	42.7	1056	.070701	.54707	.05612	440	443	457	
151-5 75-100	746	50.8	1893	.066115	.51182	.056146	413	420	458	
151-6(pyramids)	489	37.6	900	.073264	.56787	.056215	456	457	461	
151-7 -75	849	54.6	2739	.06294	.48902	.056351	393	404	466	
Granitgneis 171										
171-1(1p) 53-75	758	56.2	3302	.073146	.5756	.057075	455	462	494	
171-2(yellow)-75	785	61.4	1968	.077129	.6354	.059745	479	499	594	
171-3(sp) 53-75	678	60.2	2503	.0881	.832	.068496	544	615	884	
171-9(A) -42	784	58.4	4951	.073495	.5797	.057202	457	464	499	

Erklärung der Symbole:

(A) = Zirkon der Population A (Gesamtfraktion); (B) = Zirkon der Population B; (C) = Zirkon der Population C; (p) prismatischer Zirkon; (1p) = lang-prismatischer Zirkon; (sp) = spindelförmiger Zirkon; (v) = violetter Zirkon; (f) = farbloser Zirkon; (yellow) = gelber Zirkon; (pyramids) = pyramidale Überwachsung neuer Zirkonsubstanz.

Tabelle 9: Rb-Sr-Daten.

Gesteinsprobe	Rb (ppm)	Sr (ppm)	1/86Sr (g/umol)	87Rb/86Sr	87Sr/86Sr	Gesteinsprobe	Rb (ppm)	Sr (ppm)	87Rb/86Sr	87Sr/86Sr
Migmatit						Gesamtgesteinsprobe				
011 inhomogen	104.1	205.5	4.326	1.467	0.71936	161 hell, massig	38	487.3	0.226	0.71177
Wiederholung	103.8	205.6		1.464	0.71923	162 dunkel, massig	72	217.5	0.964	0.71583
012 inhomogen	118.6	217.8	4.085	1.578	0.72227	Wiederholung	73.7	217.3	0.983	0.71612
013 homogen	116.8	194.1	4.59	1.744	0.72299	Mittelwert			0.972	0.71598
041 homogen	121.4	249.5	3.54	1.402	0.72088	163 pegmatitisch	38.9	162	0.696	0.71456
131 homogen	131.4	185.1	4.814	2.06	0.72566	164 apilitisch	39.6	416.5	0.276	0.71238
132 inhomogen	108.3	230.3	3.867	1.364	0.72129	167 pegmatitisch	54.9	249.5	0.634	0.71365
133 inhomogen	177.1	188.5	4.728	2.727	0.73005	Wiederholung	53.9	249.2	0.626	0.71365
172 inhomogen	138.4	203.4	4.376	1.993	0.72542	Mittelwert			0.63	0.71365
173 inhomogen	110.3	237.6	3.747	1.346	0.71846	168 apilitisch	70.1	156.2	1.299	0.71752
191 inhomogen	85.9	325.8	2.729	0.7645	0.71734	Venter Muscovit-Granitgneis				
321 inhomogen	123.6	201	4.427	1.782	0.7215	350 gut geschiefert	350.8	34.2	30.16	0.88391
550 homogen	105.4	129.7	6.683	2.356	0.72785	351 grobkörnig	290.3	29.4	29.12	0.89273
570 homogen	115.3	221.3	4.020	1.51	0.72181	352 mittelkörnig	245.6	46.4	15.46	0.80159
06 Kleinbereich(tot)	108.5	248	3.561	1.329	0.72096	353 massig	341.8	39.2	25.66	0.86866
06A inhomogen	112.3	355.5	2.502	0.9151	0.71880	354 kleinkörnig	235.9	28.8	24.08	0.85972
06B gebändert	131.7	277.8	3.202	1.373	0.72035	355 Augengneis	131.1	175	2.174	0.72563
06C metatektisch	107.1	242.1	3.673	1.281	0.72021	3551 Augengneis	143.1	177.3	2.341	0.7254
06D gebändert	84.6	247	3.601	0.9917	0.72007	356 hell, massig	233.3	55.7	11.7	0.78156
06E metatektisch	114.1	193.1	4.608	1.713	0.72304	357 Apitband	220.6	28	23.11	0.83419
06F homogen	101.1	172.2	5.165	1.701	0.72331	358 quarzreich	269	37.3	21.18	0.83928
Quarzitischer Biotit-Gneis						Granitgneis der Mittelbergschlinge				
301	126.7	156.5	5.686	2.345	0.72645	340 Augengneis	191.4	51.5	10.82	0.76827
660	71.5	160.1	5.558	1.294	0.72214	341 mittelkörnig	341.7	29.4	34.37	0.92744
Biotit-Plagioklas-Gneis						342 pegmatitisch	79.5	80.2	2.879	0.7345
670	115.1	218.8	4.083	1.531	0.7178	344 gut geschiefert	336.6	34.4	28.76	0.87397
Granatführender und Granat-Biotit-Plagioklas-Gneis						346 mittelkörnig	379.1	31.9	35.2	0.9295
152	113.3	194.8	4.57	1.686	0.71933	348 graugrün, massig	334	81.9	11.93	0.81403
153	101.2	184.6	4.823	1.589	0.71828					
307	108.3	287.7	3.091	1.09	0.71688					
308	106.3	312.7	4.161	1.44	0.71796					
309	55.0	175.7	5.060	0.906	0.71426					
Monzonitischer Gneis										
151	59.5	328.2	2.705	0.5242	0.70944					
154	87.3	333.8	2.663	0.757	0.71157					
165	119.1	274.2	3.240	1.2575	0.71516					
310	98.0	222.9	3.989	1.273	0.71468					
311	74.5	321.6	2.725	0.6555	0.71117					
312	54.8	419.1	2.120	0.378	0.70835					
Granitgneis										
171	95.5	339.4	2.640	0.815	0.71218					
322	96.2	290.8	3.057	0.957	0.71447					
323	71.0	357.1	2.488	0.576	0.71049					

10.2. Beschreibung der Begleitgesteine des Winnebach-Migmatits

● Monzonitischer Gneis

(151, 154, 165, 310, 311, 312)

- Lokaltäten 15 und 31 (siehe Abb. 2): Winnebachkar, Sh. 2700 m, 50 m W Punkt 2723.
- Mineralbestand: Quarz, Plagioklas, Kalifeldspat, Granat, Biotit, Hornblende, Saussurit, Serizit, Zoisit, Apatit, Orthit, Erz.

Hornblende bildet idiomorphe Rauten, Biotit ist richtungslos gesproßt, seine Scheite zeigen ausgeprägte Deformationsstrukturen. Poikiloblastischer Granat umschließt Biotit, Quarz und Hornblende. Stark saussuritisierte und serizitisierte Bereiche sind aufgrund ihrer Form als ehemalige Plagioklas anzusprechen.

● Granitgneis

(171, 320, 322)

- Lokaltäten 17 und 32: gletschergeschliffene Felsen am Weg Winnebachsee-Hütte – Zwiselbachjoch, Sh. 2420 m und Rücken 50–100 m westlich davon.
- Mineralbestand: Plagioklas, Kalifeldspat, Quarz, Biotit, Hellglimmer, Serizit, Saussurit, Zoisit.

Der Plagioklas ist größtenteils völlig serizitisiert und saussuritisiert. In weniger stark umkristallisierten Bereichen zeigen Plagioklas und Kalifeldspat eine feinkörnig homogene Mosaikstruktur, wie sie, noch feinerkörnig, auch in den Migmatiten zu finden ist. Mikroklin zeigt die typische gitterförmige Zwillingsbildung. Die Sammelkristallisation von Quarz zu großen, unregelmäßig begrenzten Bereichen schließt Plagioklas ein und verdrängt ihn stellenweise. Die Biotitführung ist gering, die Scheite tragen Erzsäume, sind an den Enden „ausgefranst“ und zeigen Spuren einer intensiven tektonischen Beanspruchung.

● Dichter Granat-Biotit-Plagioklas-Gneis aus dem Kontakt zum monzonitischen Gneis (309)

- Lokaltät 30: siehe monzonitischer Gneis.
- Mineralbestand: Quarz, Biotit, Granat, Zoisit, Plagioklas, Serizit, Chlorit, Apatit, Orthit, Zirkon, Erz.

Große (bis 2 mm Ø), xenomorphe Granatblasten mit sphärolithischem Interngefüge sind von einer dichten Quarz-Biotit-Matrix umgeben; Granat zeigt keine Anzeichen einer retrograden Umwandlung. Die Bleichung der Biotite bis zum pseudomorphen Ersatz durch Chlorit und die Saussuritisierung und Serizitisierung der Plagioklas zeigen die diaphthorische Beeinflussung des Gesteins an.

● Granatführender Biotit-Plagioklas-Gneis aus dem Kontakt und als Scholle im monzonitischen Gneis (152, 153, 300, 308)

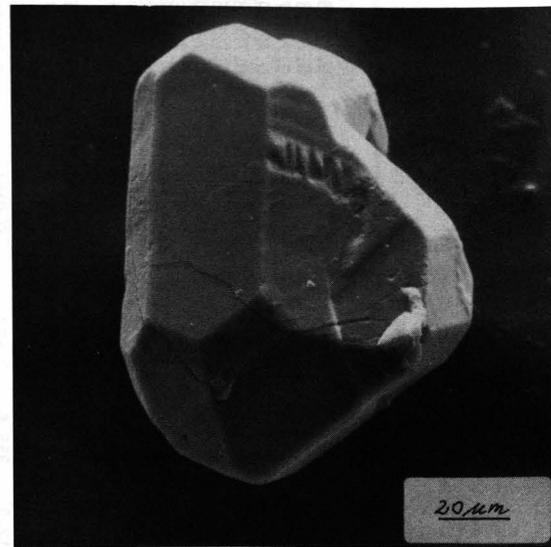
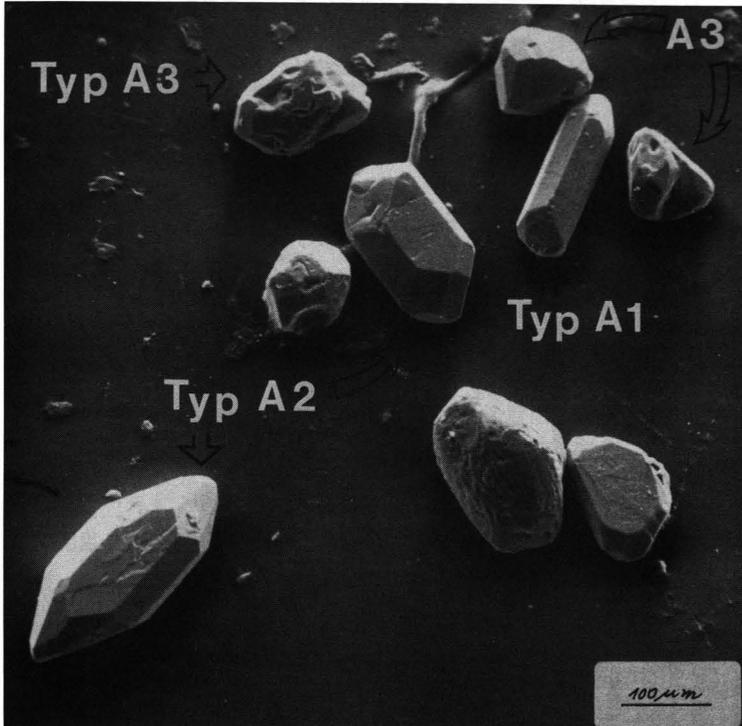
- Lokaltäten 15 und 30: siehe monzonitischer Gneis.
- Mineralbestand: Plagioklas, Biotit, Quarz, Granat, ± Disthen, Apatit, Zoisit, Zirkon und Erz.

Das Gefüge ist weitgehend mit dem des Biotit-Plagioklas-Gneises 670 identisch. Die stark poikiloblastischen Granate sind xenomorph, Biotit hingegen bildet wohlkristallisierte Scheite. Plagioklas ist nur schwach serizitisiert, Quarz bildet häufig energetisch günstige „Tripelpunkte“ zwischen den Korngrenzen verschiedener Individuen.

In ihrer chemischen Zusammensetzung gleichen die Granat-Biotit-Plagioklas-Gneise völlig dem Biotit-Plagioklas-Gneis 670 von außerhalb der Migmatitregion. Thermometamorph kam es in den Gneisen 152, 153, 300, 308 und 309 zur Sprossung von Granat und ± Disthen und zur Auflösung des strengen Schieferungsgefüges. Ihnen fehlen Anzeichen einer anatektischen Schmelzbildung, wie sie die Migmatite in der näheren und weiteren Umgebung des Intrusivstockes normalerweise zeigen. Unter Umständen sind diese Kontaktgesteine nicht an Ort und Stelle geprägt, sondern vom Intrusivgestein mitgeschleppt worden.

● Biotit-Plagioklas-Gneis (670)

- Lokaltäten 670: Felsen unterhalb der Winnebach-Höfe an der Straße bei Sh. 1670 m.
 - Mineralbestand: Plagioklas, Biotit, Quarz, Hellglimmer, Saussurit, Serizit, Zoisit, Apatit, Zirkon, Erz.
- Der Anteil an Plagioklas übersteigt den von Quarz deutlich. Die Plagioklas, nach dem Albitgesetz verzwillingt, sind stark saussuritisiert und serizitisiert. Quarz, streng in Zeilen



◀ a

▲ b

Abb. 26.

Zirkontypen der Population A (REM-Aufnahmen).

a) Typ A1: Langprismatisch, häufig mit gerundeten Spitzen.

Typ A2: Kurzprismatisch mit bevorzugter Ausbildung der Kristallflächen (110), (111), (100) und (311).

Typ A3: Rundlich xenomorph und vielfacettiert, oft mit starker Narbung der Oberfläche.

b) Kurzprismatischer Zirkontyp A2 (farblos, transparent); er repräsentiert den Hauptanteil der Migmatit-Zirkone.

angeordnet, wird meist von Biotitleisten eingesäumt. Biotit zeigt randlich und auf Spaltrissen eine Anreicherung von Erz und ist streng in die Schieferung eingeregelt.

● **Quarzitischer Biotit-Gneis (201, 301, 660)**

- Lokalität 660: Felsen direkt oberhalb der Winnebach-Höfe, Sh. 1700 m; 201: Straße Längenfeld – Gries, Felsen in der ersten Kehre; 301: Felsaufbau zur Winnebacher Weißspitze, Sh. 2800 m.
- Mineralbestand: Quarz, Plagioklas, Hellglimmer, Biotit, Chlorit, Serizit, Saussurit, Granat, Apatit, Zirkon, erz. In dem lepidoblastischen Gefüge sind Glimmer streng in der Schieferung eingeregelt, ohne jedoch durchgehende Lagen zu bilden. Intensive tektonische Beanspruchung führt zur Bildung von kink bands in Biotit und Hellglimmer (201). Um Biotite herum wachsen kleine (max. 250 µm), hypidiomorphe, poikiloblastische Granate. Plagioklas ist schwach serizitisiert.

10.3. Charakteristika der Zirkonpopulationen des Winnebach-Migmatits

Die enge Verwandtschaft zwischen dem Migmatit und den umgebenden Metamorphiten zeigt sich auch in der Identität ihrer Zirkonpopulationen. Exemplarisch sollen daher die Zirkonpopulationen und -typen des Migmatits dargestellt werden. Erkennbare Unterschiede zu denen des metamorphen Ausgangsgesteins werden in Kap. 10.4. erläutert.

Zirkonpopulation A

Den überwiegenden Teil machen transparente bis durchscheinende, farblose bis leicht bräunliche, seltener rosafarbene Zirkone aus. Trotz des idiomorphen Habitus sind unter dem Rasterelektronenmikroskop deutlich Korrosionserscheinungen in Form von Rinnen, Buchten und Löchern an der Oberfläche erkennbar (Abb. 26a). Einschlüsse sind häufig nach den Prismen- oder Pyramidenflächen orientiert.

Langprismatische Kristalle (Typ A1), deren Spitzen häufig gerundet sind, zeigen meist Risse und Sprünge ⊥ zur Kornerstreckung. Entlang dieser Sprünge kann im Einzel-

fall eine Trübung einsetzen. Einschlussfrei und klar sind nur völlig farblose Kristalle. Das Länge/Breite-Verhältnis ist >2,5.

Ein homogenes Erscheinungsbild vermitteln kurzprismatische Zirkone des Typs A2 (Abb. 26a,b); sie bilden weitaus den größten Anteil der Population A mit bevorzugter Ausbildung der Kristallflächen (110), (111), (100) und (311).

Farblose, rundlich-xenomorphe bis vielfacettierte Zirkone des Typs A3 (Abb. 26a), in den Kontaktgesteinen des monzonitischen Gneises meist auch spindelförmig entwickelt, können im allgemeinen als typisch für Paragneise bezeichnet werden.

Zirkonpopulation B (Malakon)

Dunkelbraune metamikte Zirkone der Population B besitzen häufig pseudokubische Kristallform (Abb. 27a), mit bevorzugter Entwicklung der Prismenfläche (110) und der Pyramidenfläche (111). Sie sind trüb und weisen eine stark narbte Oberfläche auf. Unter dem REM (Abb. 27b) sind die Korrosionserscheinungen an den Pyramidenflächen (Hahnenkammformen) besonders deutlich sichtbar. Die Population enthält auch Bruchstücke und detritisch gerundete Individuen. Vereinzelt sind auch unregelmäßige Überwachsungen von Xenotim(?) erkennbar.

Zirkonpopulation C

Nur in xenomorpher detritischer Ausbildung liegen trübe, weiße, teils gelbliche oder rosafarbene Zirkone vor (Abb. 28). Ihre Trübung ist, entsprechend jener von Population B auf die Deformation des Zirkongitters infolge des hohen Uran- und Thorium-Gehaltes zurückzuführen. Mit Sicherheit ist in diesem Zusammenhang auch die Narbung der Oberfläche zu sehen.

Zirkonpopulation D (Jargon, Orangit)

Kennzeichnend für die Zirkone der Population D ist ihre gelbe Farbe. Sie reicht von einem Blaugelb, vorzugsweise bei rundlichen bis ovalen Kristallen anzutreffen, bis zu einem kräftigen Orange gelb, das überwiegend langprismatische Zirkone zeigen. Die normalerweise transparenten Kristalle lassen nur bei intensiver Färbung eine leichte Trübung erkennen. Langprismatischer Habitus ist stets mit einer einfachen Tracht verbunden. Selbst bei extremer Verkürzung der Prismenflächen bleibt die einfache Tracht erhalten; es fehlen detritisch gerundete oder vielfacettierte Formen. Eine starke Narbung

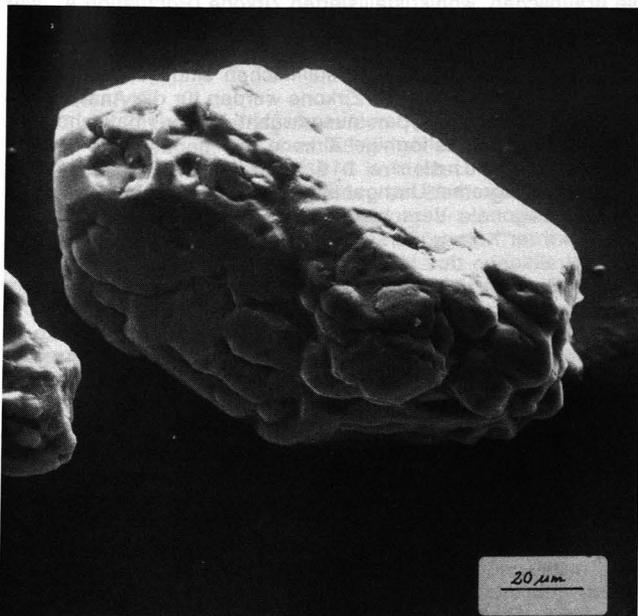


Abb. 27.

Zirkontypen der Population B (REM-Aufnahmen).

- a) „Pseudo-kubische“ Kristallform eines metamikten Zirkons (trüb, dunkelbraun). Trotz der stark korrodierten Oberfläche sind die Kristallflächen (110) und (111) noch erkennbar.
- b) Die Korrosionserscheinungen an den Pyramidenflächen (Hahnenkammformen) sind hier besonders ausgeprägt. Bei dieser Zirkon-Population wird der Zusammenhang zwischen hohem Unrangehalt (bis 1700 ppm U), Metamiktisierung und oberflächlicher Korrodierung direkt sichtbar.

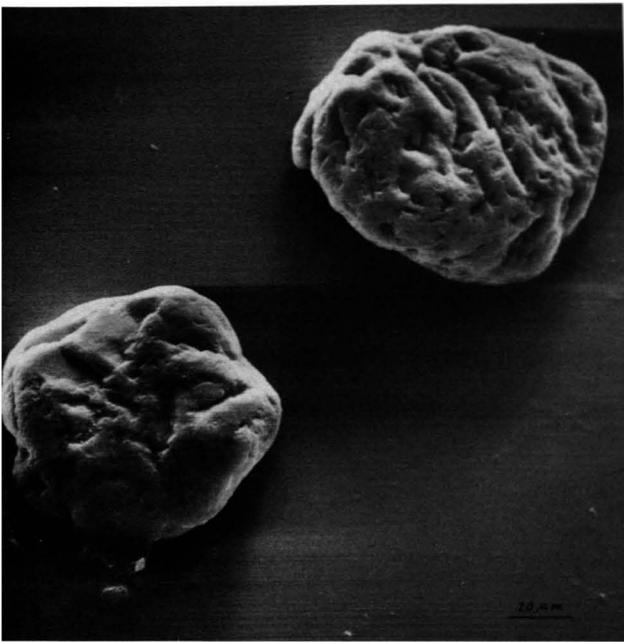


Abb. 28.
Die stets xenomorphen Zirkone der Population C des Migmatits (trüb, weiß bis gelblich) zeigen ähnliche Oberflächenstrukturen wie jene der Population B. Sie besitzen auch vergleichbare Urangehalte (>1000 ppm U). REM-Aufnahme.

der Oberfläche kann bei langprismatischem Habitus den Anschein von detritischer Rundung erwecken.

10.4. Zirkone aus den Metamorphiten des Winnebachsee-Gebietes

10.4.1. Die Zirkone des quarzitären Biotit-Gneises

Aufgrund der petrographischen Arbeiten von HOINKES et al. (1972) und HOINKES (1973) kann der Winnebach-Migmatit als eine in situ-Aufschmelzung der umliegend anstehenden Paragneise angesehen werden. Die Untersuchung der Zirkone des quarzitären Biotit-Gneises 201 der näheren Umgebung (Straße Längenfeld – Gries im Sulztal, am Ortsausgang von Längenfeld) sollte demnach ein ganz ähnliches Spektrum an Zirkonpopulationen aufweisen wie der Migmatit. Tatsächlich konnten, wenn auch leicht modifiziert, die beschriebenen Populationen wiedergefunden werden.

Auf den ersten Blick fällt die wesentlich stärker genarbte (= korrodierte) Oberfläche der Zirkone der Population A des quarzitären Biotit-Gneises im Vergleich mit jener des Migmatits auf. Die Anatexis hat offensichtlich bei einer verstärkten Rekristallisation der Zirkone (höhere Temperatur gegenüber der amphibolitfazialen Prägung des quarzitären Biotit-Gneises) ehemals bestehende Korrosionsbuchten ausgeheilt und/oder zu gesteigerter Resistenz der Oberfläche gegenüber späteren korrodierenden Einflüssen geführt.

Typ A 1 ist spärlich vertreten, was nicht überrascht, dafür rückt Typ A 2 stark in den Vordergrund. Vermehrt finden sich bei den xenomorphen Zirkonen (Typ A 3) solche, die völlig trüb erscheinen. In keinem Fall ist bei ihnen eine Facettierung der Oberfläche erkennbar.

Annähernd die Hälfte der Zirkone der Population A besitzt opake Einschlüsse. Die unregelmäßigen Überwachungen von Xenotim(?), wie sie hauptsächlich die Zirkone der Population B des Migmatites zeigen, finden sich hier auch an denen der Population A recht häufig.

Auch im quarzitären Biotit-Gneis finden sich Zirkone der Population B. Die isotropen, fast schwarzen Malakone besitzen häufig hypidiomorphe Kornform mit stark genarbter Oberfläche. Weißlichgraue, milchig trübe Zirkone, ebenfalls mit korrodierter Außenzone, wurden zur Population B gerechnet.

Zirkone der Population C konnten im quarzitären Biotit-Gneis nicht mit Bestimmtheit identifiziert werden.

Die Darstellung der Zirkonfraktionen im Diagramm Urangehalt – scheinbares $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ -Alter (Abb. 29), in Verbindung mit mikroskopisch erkennbaren Zirkonentwicklungsphasen schafft folgendes Bild (vgl. Kap. 3, Abb. 4a und b):

Nach SILVER & DEUTSCH (1963) können Zirkonfraktionen einer Population als kogenetisch angesehen werden, wenn im Variationsdiagramm Urangehalt gegen U/Pb-Alter ein ansteigender Urangehalt linear mit abnehmenden U/Pb-Altern und abnehmender Korngröße korreliert ist. Wie man in Abb. 29 erkennen kann, ist diese Bedingung nur für die Zirkonfraktionen >42 μm des quarzitären Biotit-Gneises verwirklicht.

In den Migmatit-Zirkonen >53 μm der Population A ist dieser Trend durchaus erkennbar. Die Fraktionen <53 μm zeigen dagegen einen sprunghaften Anstieg im Urangehalt.

Daß es innerhalb einer Population ansehnliche Schwankungen im Urangehalt gibt, offenbart die Spaltung der Zirkonfraktion 011 (>75 μm) in einen farblosen bis rosafarbenen (011-1, 286 ppm U) und einen bräunlich-violetten Anteil (011-2, 787 ppm U); s.a. GRAUERT et al., 1974; ARPS, 1970). Eine weitere Unterteilung der untersuchten transparenten Zirkon-Korngrößenfraktion der Population A in einzelne Typen erscheint also durchaus gerechtfertigt.

10.4.2. Zirkone der Kontaktgesteine des monzonitischen Gneises

Kennzeichnend für die Zirkone des dichten Granat-Biotit-Plagioklas-Gneises 309 ist ihre morphologische und farbliche Vielfalt. Eine Trennung in farblose (309-3, 309-6) und rosa bis bräunlich-violette Typen (309-2(1), 309-2(2), 309-5) geht auch bei ihnen parallel mit einer Unterteilung in uranarme und uranreiche Zirkone (vgl. Abb. 29). Die Korngrößenfraktionen der violetten Zirkone (309-2(1), 309-2(2), 309-5) besitzen wie die Gesamtfractionen der Population A (309-1, 152-1, 152-2) und die vergleichbaren Zirkon-Korngrößenfraktionen des quarzitären Biotit-Gneises oder des Migmatits nahezu identische $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ -Alter, bei deutlich höheren Urangehalten.

Die Zirkone des granatführenden Biotit-Plagioklas-Gneises 300 setzen sich aus einer Vielzahl von unterschiedlichen Typen zusammen – charakteristisch für ein Sediment mit sehr heterogenem Liefergebiet. Es fehlen auffällig die bräunlichen, wohlkristallisierten Zirkone (Population A), wie sie im Migmatit zu finden sind. Dafür trifft man unzählige, kantige Bruchstücke, teilweise intensiv violett und orange gefärbt. Zirkone mit ausgebildeten Kristallflächen sind ausgesprochen selten. Aus der Vielfalt der Zirkone wurden für die Analyse daher zwei definierte Typen ausgewählt: langprismatische und rundliche bis spindelförmige Zirkone.

Farblose, rundliche bis spindelförmige Zirkone zeigen im Diagramm Urangehalt – $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ (Abb. 29) die bekannte, diagonale Verschiebung der Fraktionen in Abhängigkeit von ihrer Korngröße (300-3, 300-7), wie sie von den Korngrößenfraktionen des Migmatits bekannt sind. Die langprismatischen Zirkone (300-4, 300-6) fallen mit den entsprechenden Fraktionen anderer Gesteine zusammen.

Wir können also festhalten, daß die Urangehalte in den Zirkonen aus den Paragneisen im Kontakt zum monzonitischen Gneis stets niedriger sind als die in den vergleichbaren Korngrößenfraktionen des Migmatits oder den Gneisen der Umgebung, obwohl alle drei Gesteinstypen als kogenetisch zu betrachten sind. Ein überdurchschnittlicher Urananstieg ist nur in den kleinen Zirkonfraktionen (<53 μm) des Migmatits zu verzeichnen.

Betrachten wir die analysierten, langprismatischen Zirkonfraktionen aus den verschiedenen Gesteinen, so wird ihre Sonderstellung deutlich. Ihr Urangehalt variiert zwischen 400 und 650 ppm; er entspricht damit annähernd dem der Gesamtfraction gleicher Korngröße. Zunächst hätte man erwarten können, daß sie, infolge ihres erkennbar intensiven anatexitischen Neuwachstums, einen eindeutigen Hinweis (Konkordanz) auf den Zeitpunkt ihrer Kristallisation liefern (GRAUERT et al., 1973). Dies ist nicht der Fall, doch der Umstand, daß alle Korngrößenfraktionen der untersuchten langprismatischen Zirkone, auch die des Migmatits, annähernd gleiche $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ -Alter aufweisen (650–670 Ma) und nahe der Concordia liegen, läßt auf ein Bildungsalter schließen, das diese Zeitspanne im Fehler mit umfaßt.

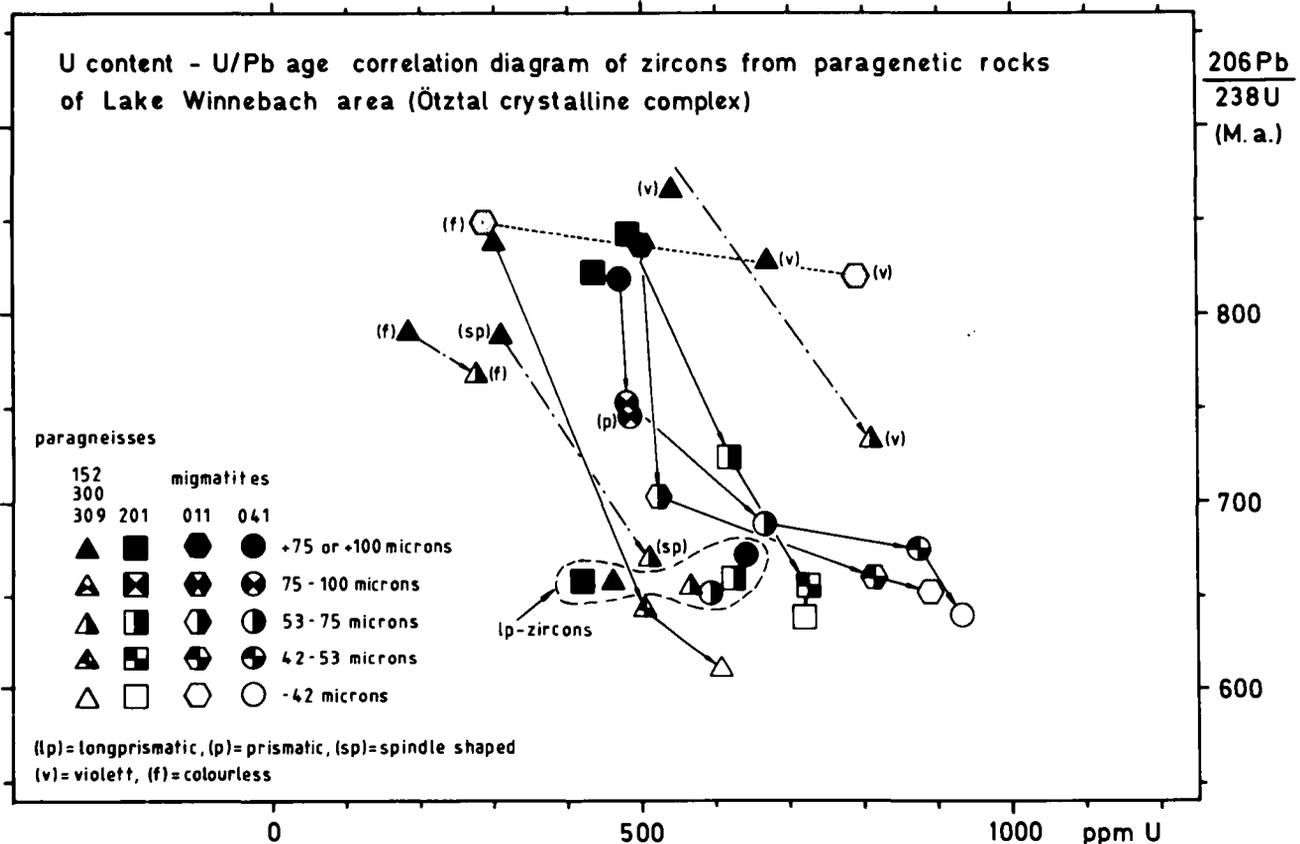


Abb. 29.
Korrelations-Diagramm Urangehalt - scheinbares U/Pb Alter. Erläuterungen im Text (Kap. 10.4.1. und 10.4.2.).

10.5. Analysenmethoden und verwendete Konstanten

Die chemische Aufbereitung der Proben und die massenspektrometrische Isotopenanalyse wurden am Zentrallabor für Geochronologie in Münster durchgeführt.

U-Pb-Analytik

1-5 mg Zirkonprobe wurde in den Tefloneinsatz des Autoklaven eingewogen, mit 1 ml 48 %-iger HF-Lösung versetzt und zur Lösung 5 Tage bei 180 °C im Heizschrank aufbewahrt. Nach dem Abbrauchen der Flußsäure bei 80°C wurde die Probe mit 6N-HCl bei 180° erneut in Lösung gebracht. Nach Abkühlung der Lösung wurde sie gesplittet und ein Teil mit U-Pb-Mischspike versetzt. Die gespikete Probe (U-, Pb-ID) und die ungespikete Probe (Pb-IC) wurden getrennt weiterbehandelt.

Die Trennung von U und Pb aus der Lösung wurde über Ionenaustauschersäulen (500 µl), gefüllt mit Dowex AG 1-Harz durchgeführt. Der gleiche Vorgang wurde zur Nachreinigung von Blei mit 100 µl-Säulen wiederholt. Der Trennungsvorgang erfolgte nach der von KROGH (1973) beschriebenen Methode.

U und Pb wurden auf Re-Filamente geladen, die Isotopenverhältnisse mit einem Teledyne-Massenspektrometer (Modell SS-1290) bestimmt.

Folgende Konstanten wurden verwendet:

$$^{238}\text{U}/^{235}\text{U} = 137,88$$

$$\lambda_{(^{235}\text{U})} = 9,8485 \times 10^{-10}\text{a}^{-1}$$

$$\lambda_{(^{238}\text{U})} = 1,55125 \times 10^{-10}\text{a}^{-1}$$

Bei der Berechnung der Discordia wurden folgende Analysefehler verwendet:

$$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} = 0,3 \%$$

$$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U} = 0,5 \%$$

$$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U} = 0,7 \%$$

Die Pb(common)-Korrektur wurde mit den nachfolgenden Isotopenverhältnissen durchgeführt:

$$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 17,98$$

$$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15,59$$

$$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 37,78$$

Die gerätespezifische Massenfraktionierungskorrektur beträgt:

$$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 0,9976$$

$$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} = 1,0012$$

$$^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} = 1,0024$$

Die laboreigenen Pb-Isotopenverhältnisse zur blank-Korrektur betragen:

$$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 17,72$$

$$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15,52$$

$$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 37,5$$

Alle Isotopenverhältnisse wurden mit einer total-Pb-blank-Konzentration von 0,2 ng korrigiert.

NBS SRM 983 (Mittelwert während des Zeitraumes der Messungen):

$$^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}: 0,013613 \pm 0,000006$$

$$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}: 0,0711167 \pm 0,0000015$$

$$^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}: 0,000373 \pm 0,000003$$

Rb-Sr-Analytik

Zur Analyse der Gesamtgesteinsproben mit der Rb-Sr-Methode wurden 100 mg Gesteinspulver eingewogen, mit Rb-Sr-Mischspike versetzt und mit 10 ml HF/HNO₃ (5:1) bei 120°C in abgedeckten Teflonbechern in Lösung gebracht. Die zur Trockene eingedampfte Probe wurde mit 6 N-HCl aufgenommen und erneut 12 Stunden bei 120°C gelöst. Zur eingedampften Probe wurde 2,5 N-HCl gegeben.

Die Elution von Rb und Sr erfolgte über Kationenaustauscher (Harz-Typ AG 50Wx8, 200-400 mesh).

Zur Messung der Rb- und Sr-Isotopenverhältnisse am Teledyne-Massenspektrometer wurden Ta-Filamente als Proben-träger verwendet.

Folgende Konstanten wurden verwendet:

$$^{85}\text{Rb}/^{87}\text{Rb} = 2,59265$$

$$^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr} = 0,1194$$

$$^{64}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,056584$$

$$\lambda_{(^{87}\text{Rb})} = 1,42 \times 10^{-11}\text{a}^{-1}$$

Für die Isochronenberechnung der Gesamtgesteinsproben wurde für das $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Isotopenverhältnis ein Fehler von 0,03 % angenommen, für das $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ -Isotopenverhältnisse einer von 1,5 %. Die 2σ -Fehler des Mittelwertes von Einzel-, Wiederholungs- und Standardmessungen liegen stets unterhalb der zur Isochronenberechnung verwendeten Werte.

NBS SRM 983 (Mittelwert während des Zeitraumes der Messungen):

$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,710365 \pm 0,000030$

Total-blank-Konzentrationen:

Rb(max) = 0,35 ng

Sr(max) = 1,9 ng

Dank

Unser aufrichtiger Dank gebührt K. SCHMIDT, der es ermöglichte, daß diese Arbeit in Angriff genommen werden konnte. Seine umfassenden regional-geologischen Kenntnisse waren sehr hilfreich bei der Probenauswahl. Infolge seines plötzlichen, frühen Todes war die Fortführung und Beendigung des Projektes nur durch den dankenswerten Einsatz von R. HÖLL gesichert.

Unser Dank gilt im besonderen B. GRAUERT und allen Kollegen in Münster für die Hilfe im Labor und die fortwährend angeregte Diskussion.

Den Kollegen F. PURTSCHELLER, G. HOINKES, B. LAMMERER, H. MILLER, U. KRAMM und W. LOSKE schulden wir Dank für ihre freimütige Diskussion während gemeinsamer Geländebegehungen.

F. PURTSCHELLER und den Herren von der Bergrettung Innsbruck sind wir zu Dank verpflichtet für die Bereitstellung eines Hubschraubers zum Gesteintransport aus den Hochlagen des Untersuchungsgebietes.

Wertvolle Unterstützung bei der Probenahme und deren Aufbereitung verdanken wir dem Kollegen B. BAUMGARTEN. Bei der Ausarbeitung der Plotterprogramme war J. HENKEL behilflich.

Literatur

- AFTALION, M. & VAN BREEMEN, O.: U/Pb Zircon, Monazite and Rb/Sr Whole Rock Systematics of Granitic Gneiss and Psammitic to Semi-Pelitic Host Gneiss from Glenfinnan, North-Western Scotland. – *Contrib. Mineral. Petrol.*, **72**, 87–98, 1980 Heidelberg.
- ALLEGRE, J. C., ALBAREDE, D., GRÜNENFELDER, M. & KÖPPEL, V.: $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ – $^{235}\text{U}/^{207}\text{Pb}$ – Zircon in Alpine and Non-Alpine Environment. – *Contrib. Miner. Petr.*, **43**, 163–194, Heidelberg 1974.
- ARPS, C. E. S.: Petrology of a part of the western Galician basement between the Rio Jallas and the Rio de Arosa (NW Spain) with emphasis on zircon investigations. – *Leidse geol. Med. Deel*, **46**, 57–155, Aftlevering 1, 1970.
- BORSI, S., DEL MORO, A., SASSI, F. P. & ZIRPOLI, G.: Metamorphic Evolution of the Austriac Rocks to the South of the Tauern Window (Eastern Alps): Radiometric and Geo-Petrologic Data. – *Mem. Soc. geol. Ital.*, **12**, 549–571, Bologna 1973.
- BORSI, S., DEL MORO, A., SASSI, F. P. & ZIRPOLI, G.: New Petrographic and Radiometric Data on the Ötztal and Stubai Orthogneisses (Eastern Alps). – *N. Jb. Miner. Mh.*, **1980**, 75–87, Stuttgart 1980.
- DRONG, H. J.: Das Migmatitgebiet des Winnebach-Granits (Ötztal – Tirol) als Beispiel einer petrogenetischen Analyse. – *TMPM*, **7**, 1–69, Wien 1959.
- GEBAUER, D. & GRÜNENFELDER, M.: U-Pb Systematics of Detrital Zircons from Some Unmetamorphosed to Slightly Metamorphosed Sediments of Central Europe. – *Contrib. Mineral. Petrol.*, **65**, 29–37, Heidelberg 1977.
- GRAUERT, B.: Das Alter der Schlingentektonik im Silvretta-Ötztal-Kristallin aufgrund radiometrischer Altersbestimmungen. – *Fortschr. Mineral.*, **59**, B. 1, 54–56, Stuttgart 1981.
- GRAUERT, B.: Die Entwicklung des Silvretta-Kristallins aufgrund radiometrischer Altersbestimmungen. – *Diss. Univ. München*, 166 S., München 1969.
- GRAUERT, B., HAENNY, R. & SOPTRAJANOVA, G.: Age and Origin of Detrital Zircons from Pre-Permian Basements of the Bohemian Massif and the Alps. – *Contrib. Mineral. Petrol.*, **40**, 105–130, Heidelberg 1973.
- HAMMER, W.: Cordieritführende metamorphe Granite aus den Ötztaler Alpen. – *TMPM*, **38**, 797–826, Wien 1925.
- HARRE, W., KREUZER, H., LENZ, H., MÜLLER, P., WENDT, I. & SCHMIDT, K.: Rb/Sr- und K/Ar-Altersbestimmungen an Gesteinen des Ötztalkristallin (Ostalpen). – *Geol. Jb.*, **86**, 797–826, Hannover 1968.
- HAWKES, L.: On a Partially Fused Quartz-Feldspar Rock and on Glomero-Granular Texture. – *Miner. Mag. J. Miner. Soc.*, **22**, 163–172, London 1929.
- HOERNES, S. & HOFFER, E.: Der Amphibolitweg des mittleren Ötztals (Tirol). – *Veröff. Museum Ferdinandeum*, **53**, 159–180, Innsbruck 1973.
- HOINKES, G.: Die Anatexis des Winnebach-Granites (Ötztaler Alpen, Österreich) am Beispiel eines Aufschlusses. – *TMPM*, **20**, 225–239, Wien 1973.
- HOINKES, G., PURTSCHELLER, F. & SCHANTL, J.: Zur Petrographie und Genese des Winnebachgranites (Ötztaler Alpen, Tirol). – *TMPM*, **18**, 292–311, Wien 1972.
- HOINKES, G., PURTSCHELLER, F. & TESSADRI, R.: Polymetamorphose im Ostalpin westlich der Tauern (Ötztaler Masse, Schneeberger Zug, Brennermesozoikum). – *Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck*, **12/5**, 95–113, Innsbruck 1982.
- GRAUERT, B., SEITZ, M. G. & SOPTRAJANOVA, G.: Uranium and Lead Gain of Detrital Zircon Studied by Isotopic Analyses and Fission Track Mapping. – *Earth Planet. Sci. Lett.*, **21**, 389–399 Amsterdam 1974.
- KÖPPEL, V. & GRÜNENFELDER, M.: A Study of Inherited and Newly Formed Zircons from Paragneisses and Granitoid Sediments of the Strona-Ceneri Zone (Southern Alps). – *SMPM*, **51**, 385–409, Zürich 1971.
- KROGH, T. K.: A Low Contamination Method for Hydrothermal Decomposition of Zircon and Extraction of U and Pb for Isotopic Age Determinations. – *Geochim. Cosmochim. Acta*, **37**, 485–494, London 1973.
- MEHNERT, K.: Migmatites and the Origin of Granitic Rocks. – 393 p., Amsterdam (Elsevier) 1968.
- MILLER, D. S., JÄGER, E. & SCHMIDT, K.: Rb/Sr-Altersbestimmungen an Biotiten der Raibler Schichten des Brenner-Mesozoikums und am Muskovitgranitneis von Vent (Ötztaler Alpen). – *Eclog. geol. Helv.*, **60/2**, 537–541, Basel 1967.
- PURTSCHELLER, F. Petrographische Untersuchungen an Aluminosilikatgneissen des Ötztal-Stubai-Alt-Kristallins. – *TMPM*, **13**, 35–54, Wien 1969.
- PURTSCHELLER, F. & SASSI, F. P.: Some Thoughts on the Pre-Alpine Metamorphic History of the Austriac Basement of the Eastern Alps. – *TMPM*, **22**, 175–199, Wien 1975.
- SCHMIDT, K., JÄGER, E., GRÜNENFELDER, M. & GRÖGLER, N.: Rb/Sr- und U/Pb-Altersbestimmungen an Proben des Ötztalkristallins und des Schneeberger Zuges. – *Eclog. geol. Helv.*, **60/2**, 529–536, Basel 1967.
- SCHMIDT, K., SÖLLNER, F.: Towards a Geodynamic Concept of the „Caledonian Event“ in Central- and SW-Europe. – *Verh. Geol. B.-A.*, **1982**, 251–268, Wien 1983.
- SILVER, L. T. & DEUTSCH, S.: Uranium – Lead Isotopic Variations: a Case Study. – *J. Geol.*, **71**, 721–758, Chicago 1963.
- SÖLLNER, F., SCHMIDT, K., BUMANN, A. & HANSEN, B. T.: Zur Altersstellung des Winnebach-Migmatits im Ötztal (Ostalpen). – *Verh. Geol. B.-A.*, **1982**, 95–106, Wien 1982.
- SÖLLNER, F., GEBAUER, D.: U-Pb-Age Determinations on Zircons from Eclogites and Eclogite-Amphibolites of the Ötztal and Silvretta Crystalline Complexes (Eastern Alps). – In Vorbereitung.
- TERA, F. & WASSERBURG, G. J.: U-Th-Pb Systematics in Three Apollo 14 Basalts and the Problem of Initial Pb in Lunar Rocks. – *Earth. Planet. Sci. Lett.*, **14**, Amsterdam 281–304.

THÖNI, M.: Distribution of the Pre-Alpine and Alpine Metamorphism of the Southern Ötztal Mass and the Scarl Unit, Based on K-Ar Determinations. – Mitt. Österr. Ges., **71/72**, 139–165, Wien 1980.

THÖNI, M.: Degree and Evolution of the Alpine Metamorphism in the Austroalpine Unit W of the Hohe Tauern in the Light of K-Ar and Rb-Sr Age Determination on Micas. – Jb. Geol. B.-A., **124/1**, 111–174, Wien 1981.

TOLLMANN, A.: Ostalpensynthese. – 256 S., Wien 1981.

WETHERILL, G. W.: Discordant Uranium-Lead Ages, 1. – Am. Geophys. Union, **37/3**, Trans., 320–326, Washington D.C. 1956.

Manuskript eingelangt am 13. Juli 1987.

Apatite Fission-Track Evidence for Postmetamorphic Uplift and Cooling History of the Eastern Tauern Window and the Surrounding Austroalpine (Central Eastern Alps, Austria)

By HEINZ STAUFENBERG*)

With 10 Figures and 1 Table

*Ostalpen
Austroalpin
Penninikum
Tauernfenster
Tauernkristallisation
Radiometrische Altersbestimmungen
Apatit-Spaltspuren-Alter
Hebungsraten
Abkühlungsgeschichte*

Contents

Zusammenfassung	571
Abstract	571
1. Introduction and Problem	572
2. Sampling and Experimental Methods	574
3. Results	574
4. Discussion	581
5. Conclusions	585
Acknowledgements	585
References	585

Zusammenfassung

Mit Hilfe von 62 Apatit-Spaltspurendatierungen wurde die nach dem Abklingen der spätalpinen Regionalmetamorphose (Tauernkristallisation) fortschreitende Hebung und Abkühlung des östlichen Tauernfensters und seiner ostalpinen Umrahmung untersucht. Die Bestimmung der Apatit-Spaltspurenalter erfolgte nach der Populationsmethode.

Die Apatit-Spaltspurenalter sind Abkühlungsalter mit einer Schließungstemperatur von ca. 100°C. Die Standardabweichung der Alter beträgt $\pm 10\%$.

Innerhalb des Tauernfensters und im Randbereich des ostalpinen Altkristallins (Polinik Gebiet) liegen die Apatit-Spaltspurenalter zwischen 6 und 23.4 Ma. Im Bereich des Kreuzecks (Altkristallin) steigen die Alter bis zu 31.4 Ma. Die älteste Probe mit 57.6 Ma stammt aus der ostalpinen Grauwackenzone bei Saalfelden. Dabei handelt es sich wahrscheinlich nicht mehr um ein Abkühlungsalter der alpinen Tauernkristallisation (Temperaturmaximum zwischen 185-92 Ma), sondern eher um ein Mischalter oder Abkühlungsalter einer frühalpiner Metamorphose (Temperaturmaximum zwischen 90 und 80 Ma).

Für ausgewählte Gebiete wurden über angenähert vertikale Probenprofile folgende Hebungsgeschwindigkeiten bestimmt: Sonnblick/Siglit 0.24 mm/a; Großglockner 0.2 mm/a; Reißeck/Polinik 0.16 mm/a und Kreuzeck 0.1 mm/a. Diese Werte gelten für den Zeitraum zwischen 6 und 31 Ma.

Zusammen mit den Ergebnissen von GRUNDMANN & MORTEANI (1985) ergibt sich, daß innerhalb des Tauernfensters die Apatit-Spaltspurenalter kontinuierlich von West nach Ost zunehmen und die Hebungsgeschwindigkeiten abnehmen. Das ostalpine Altkristallin des Polinik-Gebietes unterlag einer gleichen Hebung- und Abkühlungsgeschichte wie das benachbarte Penninikum des Reißecks.

Die Abkühlungsgeschwindigkeiten der Gesteinsserien des Tauernpenninikums und des ostalpinen Altkristallins liegen im Niedertemperaturbereich (von 100°C bis zur heutigen Oberflächentemperatur) zwischen ca. 4 und 9°C/Ma.

Mit Ausnahme einer Altersanomalie im Bereich von Badgastein, die nur hypothetisch erklärt werden kann, verlief die Hebung und Abkühlung des Tauernfensters für den datierten Zeitraum insgesamt sehr homogen.

Summary

Apatite fission track ages of 62 samples from within the eastern Tauern Window and from its borders were determined by the population method, the ages interpreted as cooling ages following the alpine metamorphism (Tauernkristallisation), assuming a closure temperature of 100°C. They are accurate to $\pm 10\%$.

Fission track ages from within the Tauern Window and from the Austroalpine Altkristallin units (Polinik area) are between 6 and 23.4 Ma. In the Kreuzeck area (Altkristallin) the ages increase to 31.4 Ma. The oldest sample, dated 57.6 Ma, comes from the Grauwackenzone near Saalfelden. This age is probably a cooling age from the early alpine metamorphism (peak at 185-92 Ma) rather than the Tauernkristallisation (peak at 30-50 Ma).

Vertical sampling profiles in selected areas gave the following uplift rates: Sonnblick/Siglit 0.24 mm/a; Großglockner 0.2 mm/a; Reißeck/Polinik 0.16 mm/a and Kreuzeck 0.1 mm/a. These rates are valid for the period between 6 and 31 Ma.

The results of this study combined with those from GRUNDMANN & MORTEANI (1985) in the western Tauern Window show that the apatite fission track ages increase continuously from west to east within the Tauern Window, and the uplift rates continuously decrease. The Austroalpine Altkristallin in the Polinik area underwent the same uplift and cooling history as the adjacent Penninikum of the Reißeck area.

*) Author's address: Dipl.-Min. Dr. HEINZ STAUFENBERG, Ludwig Rehn-Straße 3, D-3437 Bad Sooden-Allendorf.

The rocks of the Tauern Penninikum and the Austroalpine Altkristallin have cooled from the apatite closing temperature (100°C) to the present surface temperature at between 4 and 9°C/Ma.

With the single exception of the Badgastein area, which can be hypothetically explained, the uplift and cooling of the Tauern Window for the dated period was very homogenous.

1. Introduction and Problem

Based on a study of 62 fission track ages from apatite, the main intention of this paper is to analyse the young uplift and thermal history of the Penninic rocks of the eastern Tauern Window and the surrounding Austroalpine (= Eastalpine) rocks. The investigated area is shown in fig. 1 on a geological sketch map of the eastern Alps. The fission track ages of apatite are cooling ages (WAGNER, 1968; WAGNER & REIMER, 1972). In the western Tauern Window GRUNDMANN & MORTEANI (1985) calculated cooling rates between 13°C/Ma and 30°C/Ma combining apatite fission track ages with K/Ar and Rb/Sr ages in biotite. Similar high cooling rates should also be expected for the eastern Tauern Window (CLIFF & OXBURGH, 1971).

As in the Central Alps (WAGNER & REIMER, 1972; WAGNER et al., 1977) an increase of the apatite fission track ages with increasing topographic elevation was observed in the western Tauern Window by GRUNDMANN & MORTEANI (1985), indicating uplift rates between 0.2 und 0.5 mm/a.

In the eastern Tauern Window Rb/Sr and K/Ar radiometric cooling ages of biotite and white mica in the Penninic and Austroalpine rocks are reported by OXBURGH et al. (1966), LAMBERT (1970), HAWKESWORTH (1976), WATERS (1976), BRACK (1977) and PEER & ZIMMER (1980). The closure temperature of Rb/Sr and K/Ar in biotite is about 300°C±50°C, for K/Ar in white mica 350°C and 500°C for Rb/Sr in white mica (PURDY & JÄGER, 1976; JÄGER, 1979). These closure temperatures are obviously closer to the peak temperature of the last metamorphic event than that of the fission tracks in apatite. Therefore, a combination of the apatite fission track ages with Rb/Sr and K/Ar ages of biotite and white mica extends the information on the cooling history to times closer to the metamorphic peak.

OXBURGH et al. (1966) noted an abrupt break in the pattern of the K/Ar ages at the "Mölltal" line at the edge of the southeast Tauern Window. Inside the window most ages are about 20 Ma. In the Austroalpine "Altkristallin" units outside the window both the Rb/Sr and K/Ar cooling ages are about 80 Ma. These ages reflect the last thermal events in and outside the eastern Tauern Window, respectively.

The most important thermal event in the Penninic rocks of the Tauern Window was the mid-Tertiary "middle Alpine" (VAN EYSINGER, 1975) regional metamorphism, also called "Tauernkristallisation" (SANDER, 1911, 1921), "late Alpine" (DROOP, 1985), "Mesoalpine" (KREUZER et al., 1978) or "main Alpidic event" (RAITH et al., 1978). This Barrovian metamorphism reached its

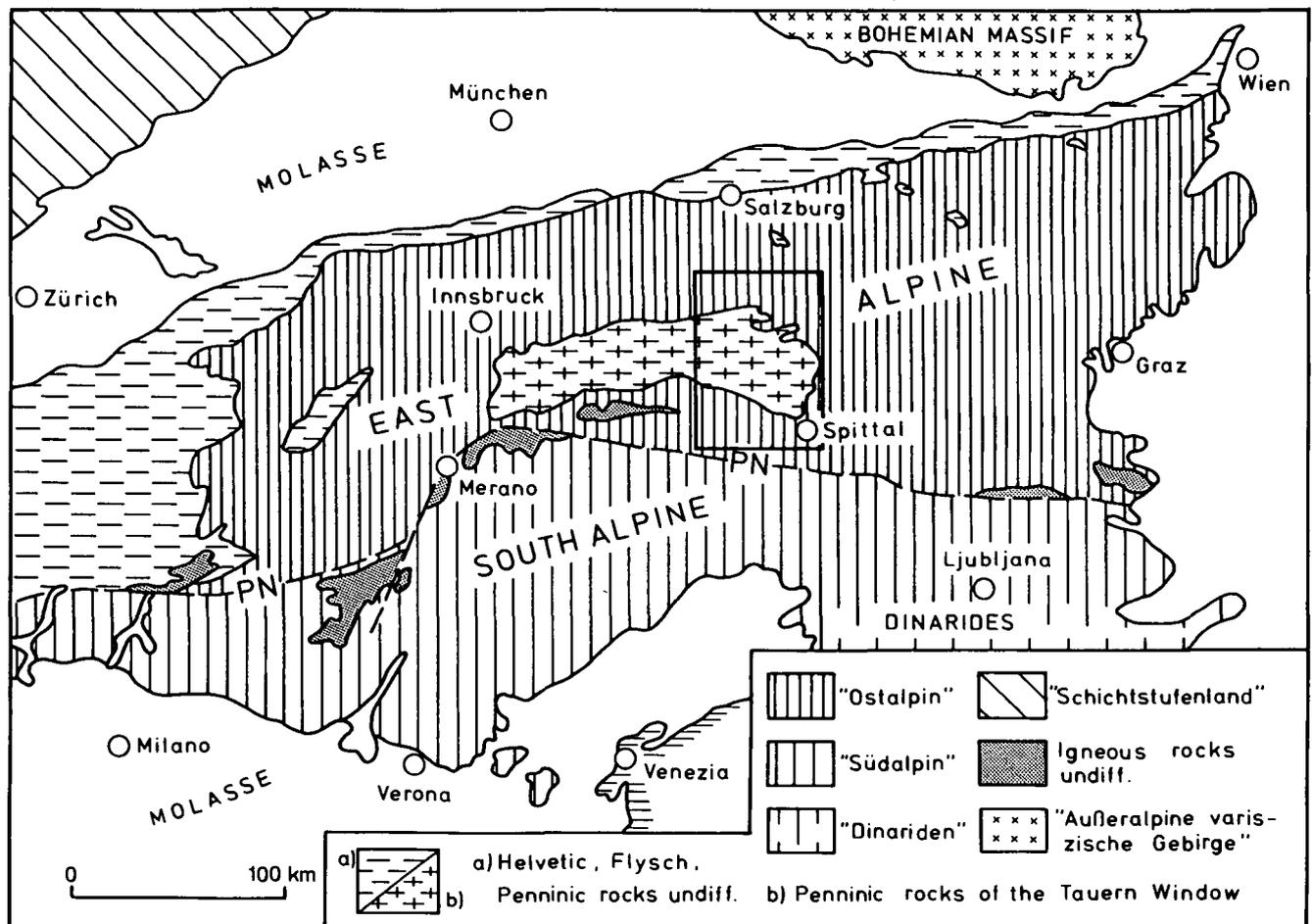


Fig. 1. Geological sketch map of the Eastern Alps with investigated area.

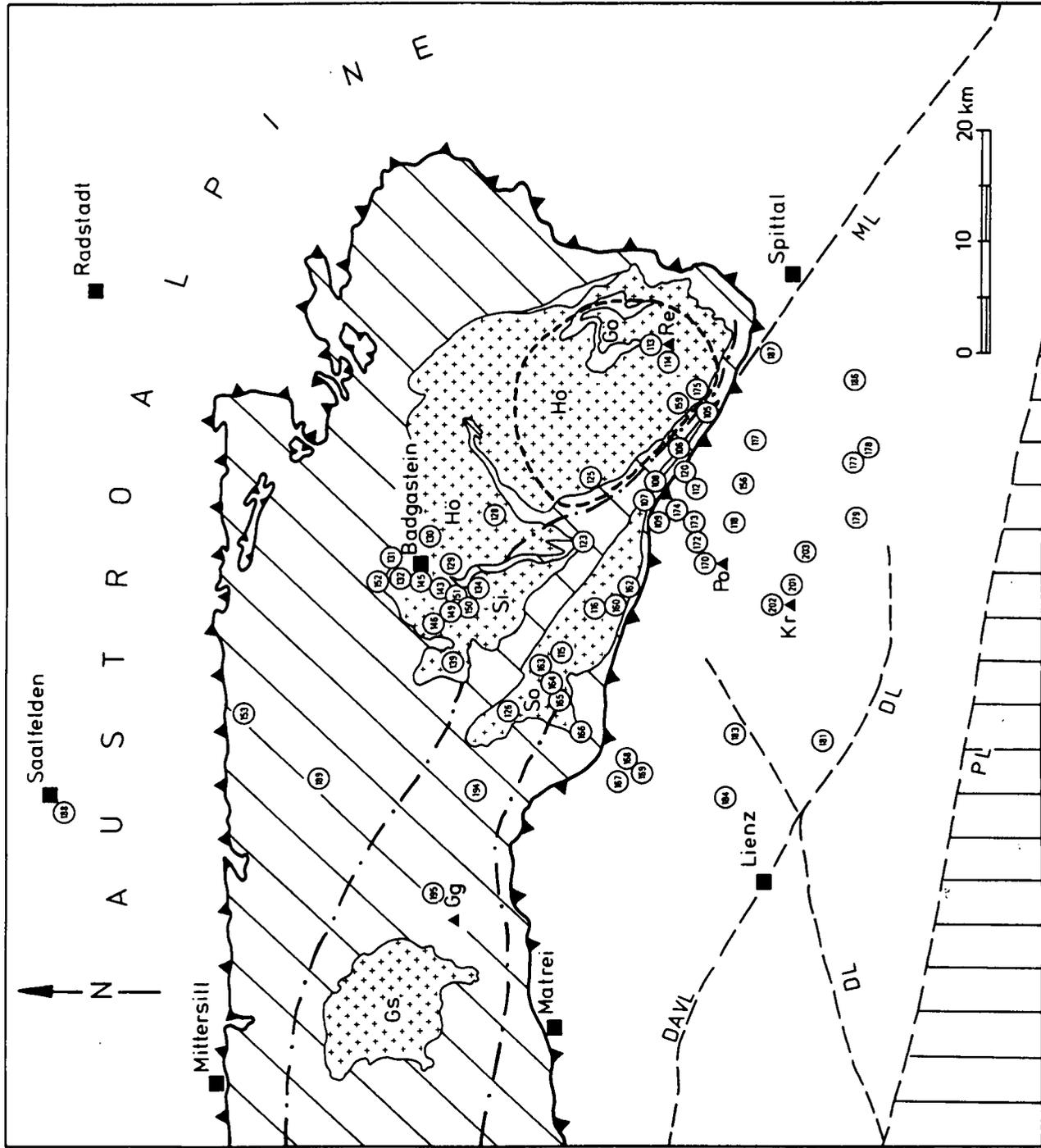
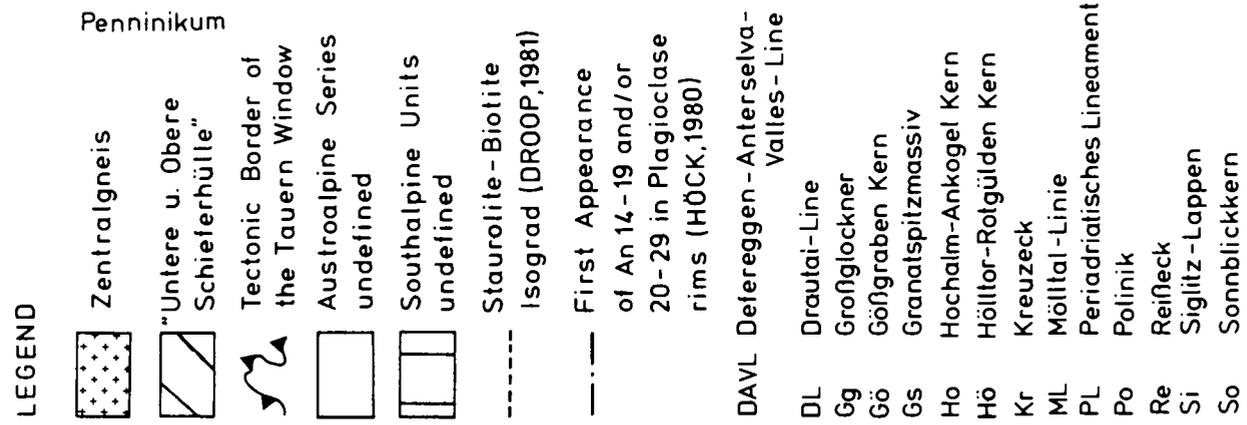


Fig. 2. Sampling localities and isograds of the Alpine regional metamorphism ("Tauernkristallisation") in a simplified geological sketch map.

peak between 65 Ma and 30 Ma. For the Penninic rocks of the western Tauern Window a younger metamorphism than the middle Alpine Tauernkristallisation at 20 Ma was suggested by BORSI et al. (1973), SASSI et al. (1974, 1980) and RAITH et al. (1978). Based on apatite fission track ages GRUNDMANN & MORTEANI (1985) could show that there is no evidence for the existence of this 20 Ma old low grade „Neo“ or „third Alpine“ metamorphism in the Penninic rocks of the western and central Tauern Window. The possibility of such a late thermal event has never been discussed for the eastern Tauern Window.

The general characteristics of the Tauernkristallisation in the Penninic rocks of the study area are known e. g. from the studies of EXNER & FAUPL (1970), CLIFF et al. (1971), DROOP (1979, 1981, 1982, 1985), PEER & ZIMMER (1980) and HÖCK & HOSCHECK (1980). The published isograds are given in fig. 2 according to HÖCK (1980) and DROOP (1981). They are roughly parallel to the border of the Tauern Window.

The last regional metamorphic event in the Austroalpine units farther outside the border of the Tauern Window was the Early Alpine or Eoalpine event according to KREUZER et al., (1978). Radiometric age determinations in the polymetamorphic Austroalpine units south of the eastern Tauern Window (see above) and to the north (KRALIK, 1983) dated this metamorphic event at before 90 Ma. The metamorphic conditions in the Austroalpine units north and south of the eastern Tauern Window are given e. g. by SCHRAMM (1980), COLINS et al. (1980) and WATERS (1976).

2. Sampling and Experimental Methods

Fig. 2 shows the sampling localities in a simplified geological sketch map. The area sampled is limited roughly by the towns of Saalfelden and Radstadt in the north and Lienz and Spittal in the south. The area covered is about 5000 square km. The elevations of the sampling localities are between 570 m and 2963 m above sea level. From a total of 99 rock samples collected 37 turned out to be unsuitable, being too poor in apatite or containing apatites with very low uranium content (<1 ppm). 38 samples from within the eastern Tauern Window, 23 from the southern Austroalpine „Altkristallin“ and 1 from the northern Austroalpine Grauwackenzone were suitable for dating. The sample weight varied in all cases between 3 and 5 kg. (a list of the studied samples including petrographic descriptions and details of the sampling localities is available from the author on request).

For fission track dating nearly pure apatite concentrates of some 100 to several 1000 apatite grains were separated from the rock samples (primarily granitic gneisses and also from metabasic rocks and calc-micaschists). The apatites were dated with the population technique (WAGNER, 1968; HAACK, 1975; NAESER, 1976). The experimental conditions are given in detail by GRUNDMANN & MORTEANI (1985). The irradiation of the annealed samples was carried out in the thermal column of the reactor BER II at the Hahn-Meitner-Institut für Kernforschung in Berlin-West. The neutron flux density inside the thermal column was about 10^{10} n/cm²·s. The ratio of epithermal to total thermal neutrons was 1 %. The neutron dose was determined with Al-wires containing 1.000 %, 0.501 % and 0.528 % Co as

monitor. The activity of the Co-content was measured with a „Harshaw Ge (Li)“ detector and a „Canberra 8622“ multichannel analyser according to the method of BRINKMANN et al. (1963) and SCHLEY (1977). From the activity the neutron dose was calculated after DE SOETE et al. (1972). The dose values were checked with the dosimeter glass „Trebic“ (moldavite standard, obtained from WAGNER, MPI Heidelberg). The irradiated and unirradiated samples were etched together in 5 % HNO₃ for 45 s at 21°C.

3. Results

In table 1 the track counting data, their statistical errors and the resulting ages are presented according to the suggestion of NAESER et al. (1979).

The following formula was used for the calculation of the fission track ages:

$$T = \frac{ps}{pi} \cdot \frac{1-\sigma \cdot D}{\lambda_f} = \frac{ps}{pi} \cdot D \cdot \text{const} \quad (1)$$

where:

ps = number of spontaneous fission tracks per cm²

pi = number of induced fission tracks per cm²

l = ratio of isotopes ²³⁵U/²³⁸U = 7.27×10^{-3} (ROGERS & ADAMS, 1972)

σ = D = number of thermal neutrons per cm²

λ_f = decay constant = 8.46×10^{-17} a⁻¹ (GALLIKER et al., 1970)

T = fission track age in million years

The uranium contents in column (11) range from <1 ppm up to 30 ppm in the apatite samples. This variation just reflects the different host rock types.

The apatite fission track ages are cooling ages. The closure temperature is dependent on the cooling rate of the apatite-bearing rock (NAESER & FAUL, 1969; DODSON, 1979). Using the cooling rates between 13°C/Ma and 30°C/Ma, which were calculated by GRUNDMANN & MORTEANI (1985) for the western Tauern Window also for this study the closure temperature is 100°C according to DODSON (1979). This closure temperature is used for the further interpretation of the apatite fission track ages.

The regional distribution of the measured fission track ages is given in fig. 3. Inside the eastern Tauern Window the ages range from 6 Ma to 23.4 Ma. In the Austroalpine „Altkristallin“ (Polinik area) near the border of the Tauern Window the ages are similar. In the southern „Altkristallin“ (Kreuzeck area) more distant from the border of the Tauern Window the apatite fission track ages reach values up to 31.4 Ma. The oldest measured sample with 57.6 Ma comes from the „Grauwackenzone“ (Saalfelden) north of the Tauern Window.

For determination of the uplift rates samples were collected from more or less vertical profiles. A comparison of the fission track ages with the topographic elevation of the samples shows that some of the areas have nearly identical ages at the same topographic level – thus these areas had the same uplift history. The individual profiles can thus be considered in three groups: Sonnblick/Siglitz incl. Großglockner, Reißbeck/Polinik and Kreuzeck. In figs. 4 and 5 the elevation of the sampling points (meters above sea level) is plotted against the corresponding fission track ages. The uplift rate of each group is given by the slope of the least squares regression line (heavy line). The numbers near the lines

Table 1.
Fission track data table.

(1)	(2)	(3)		(4)		(5)	(6)	(7)*	(8)	(9)	(10)	(11)**		
sample code	elev. above sea level	ps tracks /cm ² x 10 ⁵	tracks	pi tracks /cm ² x 10 ⁵	tracks	D x 10 ¹⁴ neutr. /cm ²	T age (ma)	±σ	number of grains or fields	field size mm ²	S _s relative error of mean %	S _i	U ppm	
1.	SP 81.105	720m	0.70	212	1.40	424	3.537	8.8	0.8	300/300	0.001	5.1	6.9	14.4
2.	SP 81.106	900m	0.64	129	1.17	235	3.781	10.3	1.2	200/200	0.001	7.0	9.7	11.3
3.	SP 81.107	820m	0.64	191	1.30	390	3.626	8.8	0.8	300/300	0.001	5.4	7.5	13.1
4.	SP 81.108	790m	0.52	135	1.18	236	3.453	9.8	1.1	200/200	0.001	7.2	8.7	12.5
5.	SP 81.109	680m	0.04	131	0.10	318	3.617	7.4	0.8	300/300	0.01	6.8	11.2	1.1
6.	SP 81.112	620m	0.42	125	0.86	257	4.833	11.7	1.3	300/300	0.001	7.2	8.9	6.5
7.	SP 81.113	2963m	1.33	399	1.15	344	4.833	23.4	1.6	300/300	0.001	6.8	6.6	11.5
8.	SP 81.114	2350m	0.57	170	0.70	208	4.894	20.0	2.1	300/300	0.001	6.2	7.6	5.2
9.	SP 81.115	2340m	0.64	192	1.18	354	4.894	13.2	1.2	300/300	0.001	5.4	7.0	8.8
10.	SP 81.116	1350m	0.63	190	1.48	445	4.894	10.4	0.9	300/300	0.001	4.9	7.6	11.0
11.	SP 81.117	2165m	0.50	151	0.50	151	4.586	22.8	2.7	300/300	0.001	8.4	7.7	4.0
12.	SP 81.118	1500m	0.49	146	0.77	231	4.586	14.4	1.6	300/300	0.001	7.8	9.5	6.1
13.	SP 81.120	930m	0.70	212	1.54	461	5.197	11.9	1.0	300/300	0.001	5.3	6.9	10.8
14.	SP 81.121	1290m	0.15	448	0.53	1607	6.461	9.0	0.5	300/300	0.01	4.7	6.0	3.0
15.	SP 81.125	1490m	0.35	702	0.69	1398	6.461	16.2	0.9	200/200	0.01	4.0	5.4	3.9
16.	SP 81.126	2480m	0.16	318	0.38	767	6.461	13.3	1.0	200/200	0.01	8.7	10.0	2.2
17.	SP 81.128	2150m	1.62	324	4.92	985	6.461	10.6	0.7	200/200	0.001	4.9	8.1	27.8
18.	SP 81.129	1140m	0.93	280	3.87	1161	6.461	7.8	0.6	300/300	0.001	5.9	6.9	21.8
19.	SP 81.130	2490m	1.22	367	2.83	850	5.197	11.2	0.8	300/300	0.001	5.2	6.8	19.9
20.	SP 81.131	940m	0.45	134	0.96	288	5.388	12.5	1.3	300/300	0.001	5.5	8.0	6.5
21.	SP 81.132	960m	0.38	115	0.81	243	5.388	12.7	1.5	300/300	0.001	6.6	9.0	5.5
22.	SP 81.134	2510m	0.65	196	1.36	409	5.942	14.2	1.3	300/300	0.001	4.7	6.5	8.4
23.	SP 81.139	1600m	0.21	422	1.04	2091	5.942	6.0	0.4	200/200	0.01	4.5	6.3	6.4
24.	SP 81.143	2260m	0.62	186	1.07	322	5.388	15.5	1.5	300/300	0.001	5.8	7.0	7.2
25.	SP 81.145	1100m	0.44	132	0.83	249	5.229	13.8	1.5	300/300	0.001	8.7	12.2	5.8
26.	SP 81.146	1880m	0.38	115	1.06	318	5.942	10.7	1.2	300/300	0.001	6.1	10.0	6.5
27.	SP 81.149	1730m	0.51	153	1.29	386	5.942	11.7	1.2	300/300	0.001	4.8	7.3	8.0
28.	SP 81.150	1510m	0.50	150	1.45	435	5.659	9.7	1.0	300/300	0.001	4.8	7.6	9.3
29.	SP 81.151	1310m	0.49	149	1.71	514	5.659	8.2	0.8	300/300	0.001	4.8	8.1	11.0
30.	SP 81.152	880m	0.31	942	1.17	3520	5.659	7.5	0.3	300/300	0.01	2.2	3.2	7.5
31.	SP 81.153	900m	0.08	286	0.22	772	5.659	10.4	0.8	350/350	0.01	3.7	5.9	1.4
32.	SP 81.156	950m	0.31	92	0.50	149	5.229	16.1	2.2	300/300	0.001	8.4	10.7	3.5
33.	SP 81.159	2240m	0.86	257	1.30	390	5.416	17.8	1.5	300/300	0.001	6.3	6.6	8.8
34.	SP 81.160	1190m	0.32	95	0.74	221	5.416	11.6	1.5	300/300	0.001	7.8	10.6	5.0
35.	SP 81.162	900m	0.49	149	1.75	525	6.225	8.8	0.8	300/300	0.001	4.9	8.3	10.3
36.	SP 81.163	2430m	0.61	244	1.64	656	6.225	11.5	0.9	400/400	0.001	4.1	6.8	9.6
37.	SP 81.164	2170m	0.58	173	1.51	454	5.998	11.4	1.0	300/300	0.001	5.4	7.6	9.2
38.	SP 81.165	1800m	0.26	385	0.82	1236	5.998	9.3	0.6	150/150	0.01	4.6	5.7	5.0
39.	SP 81.166	1530m	0.45	134	0.84	253	5.998	15.8	1.7	300/300	0.001	7.0	9.0	5.1
40.	SP 81.167	1000m	0.17	69	0.33	131	5.688	15.0	2.3	400/400	0.001	8.6	12.4	2.1
41.	SP 81.168	1500m	0.22	62	0.43	130	5.688	13.5	2.1	300/300	0.001	9.4	12.8	2.7
42.	SP 81.169	1150m	0.45	135	0.80	241	5.998	16.7	1.9	300/300	0.001	6.4	8.8	4.9
43.	SP 81.170	2784m	1.06	319	1.60	482	5.760	19.0	1.5	300/300	0.001	5.2	5.7	10.1
44.	SP 81.172	2430m	1.31	262	2.49	498	5.998	15.7	1.3	200/200	0.001	5.3	6.5	15.1
45.	SP 81.173	1910m	0.84	253	1.59	476	5.108	13.5	1.1	300/300	0.001	4.5	6.4	11.4
46.	SP 81.174	1280m	0.67	202	1.15	346	5.108	14.8	1.4	300/300	0.001	5.3	7.0	8.2
47.	SP 81.175	1660m	0.59	176	1.02	307	5.380	15.4	1.5	300/300	0.001	7.9	8.4	6.9
48.	SP 81.177	985m	0.26	79	0.28	83	5.380	25.5	4.1	300/300	0.001	11.4	12.8	1.9
49.	SP 81.178	640m	0.38	113	0.45	136	5.640	23.4	3.0	300/300	0.001	11.1	10.6	2.9
50.	SP 81.179	1130m	0.08	25	0.08	26	5.640	27.0	7.6	300/300	0.001	19.5	19.2	0.6
51.	SP 81.181	950m	0.14	275	0.27	548	5.998	15.0	1.2	200/200	0.01	7.6	8.5	1.6
52.	SP 81.183	830m	0.52	156	1.26	378	5.797	11.9	1.2	300/300	0.001	4.8	8.0	7.9
53.	SP 81.184	1100m	1.01	304	1.72	516	5.741	16.8	1.3	300/300	0.001	4.8	5.8	11.0
54.	SP 81.186	870m	0.11	212	0.22	436	6.423	15.5	1.4	200/200	0.01	7.4	10.5	1.2
55.	SP 81.187	570m	0.28	84	0.57	172	5.741	13.8	1.9	300/300	0.001	10.0	10.4	3.6
56.	SP 82.188	800m	0.29	117	0.16	65	6.423	57.6	9.1	400/400	0.001	12.0	8.7	0.9
57.	SP 82.189	965m	0.01	49	0.04	148	6.423	10.6	1.8	400/400	0.01	8.6	14.0	0.2
58.	SP 82.194	1930m	0.10	310	0.29	868	7.131	11.9	0.9	300/300	0.01	5.3	6.9	1.5
59.	SP 82.195	2550m	0.04	108	0.07	216	7.131	17.7	2.1	300/300	0.01	7.5	9.9	0.4
60.	SP 82.201	2180m	0.03	162	0.04	209	6.480	25.0	2.7	500/500	0.01	7.4	9.0	0.2
61.	SP 82.202	2700m	0.12	480	0.12	493	6.480	31.4	2.2	400/400	0.01	7.6	6.5	0.7
62.	SP 82.203	1720m	0.11	339	0.17	508	6.480	21.5	1.6	300/300	0.01	5.4	6.9	1.0

$$* \sigma = T \sqrt{\frac{1}{ps} + \frac{1}{pi} + (\text{error of neutron dose})^2}$$

$$** U = \frac{pi(\text{tracks/cm}^2 \cdot 10^5)}{D \cdot C} \quad \text{whereby } C=2.74 \cdot 10^{-14} \quad (\text{factor given by STORZER, pers.comm. 1982})$$

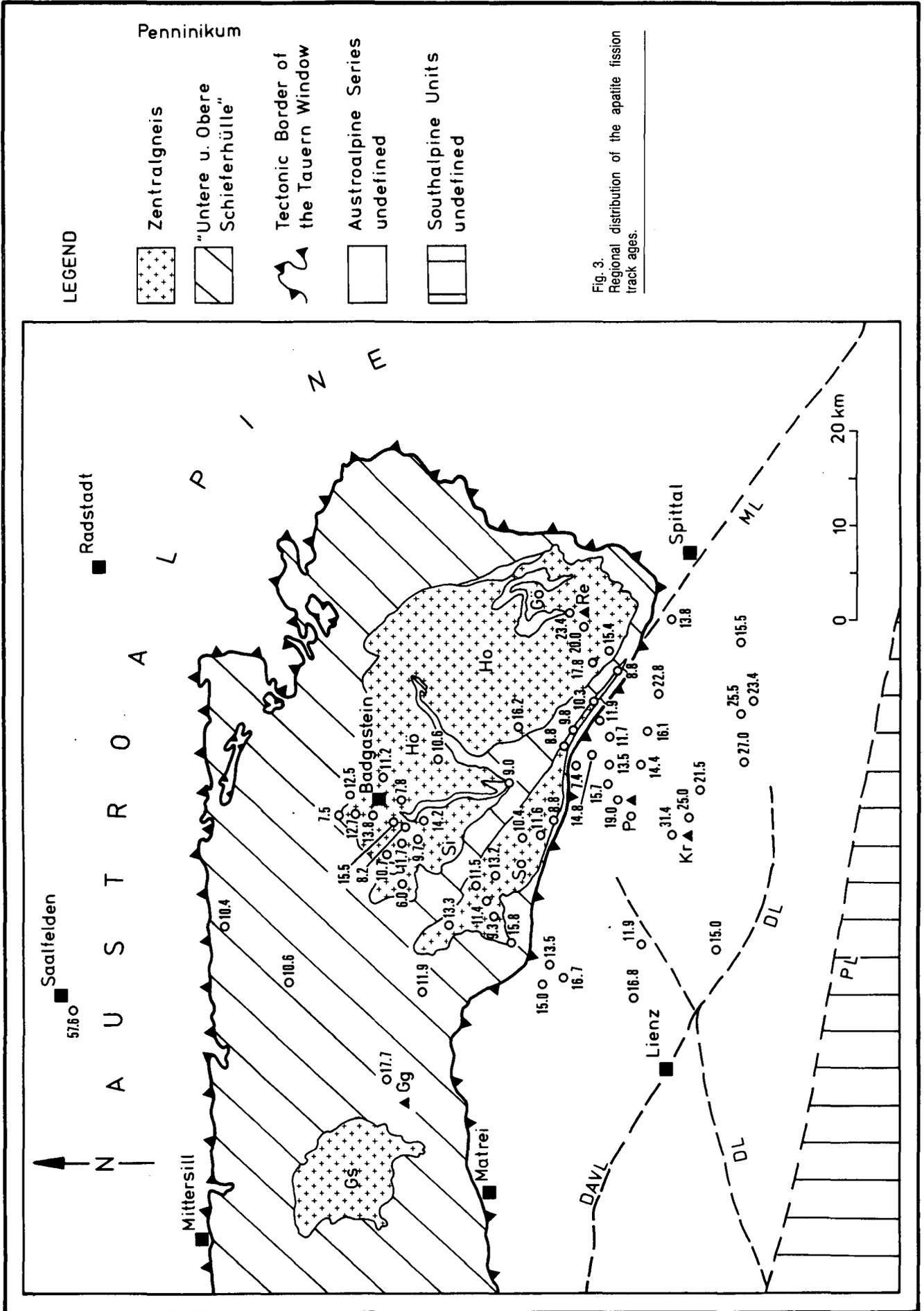


Fig. 3. Regional distribution of the apatite fission track ages.

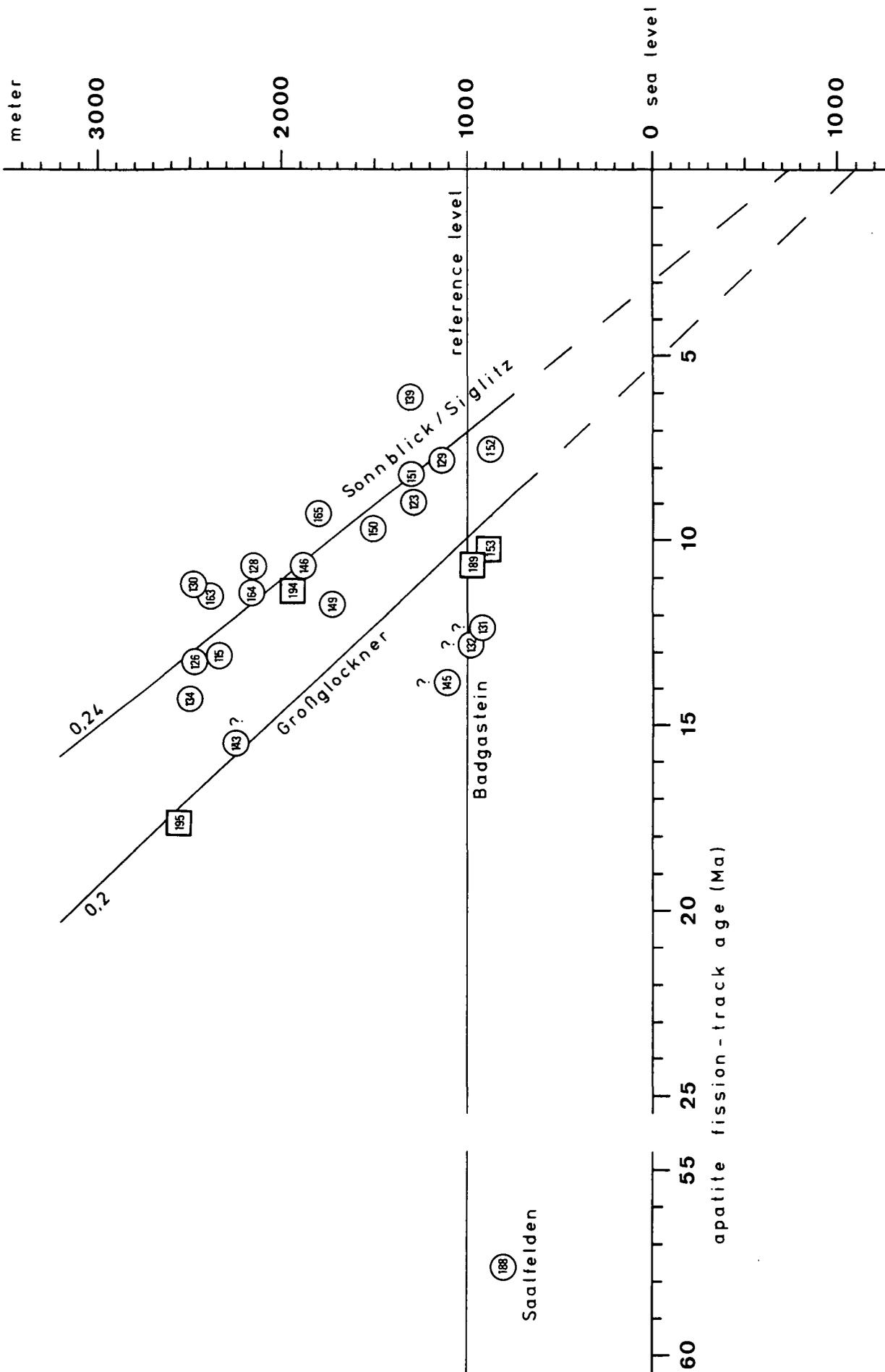


Fig. 4. Elevation of the sampling points versus the corresponding apatite fission track ages of the Sonnblick/Siglitz area (○), Großglockner (□) and Badgastein (?). The uplift rates are given in mm/a.

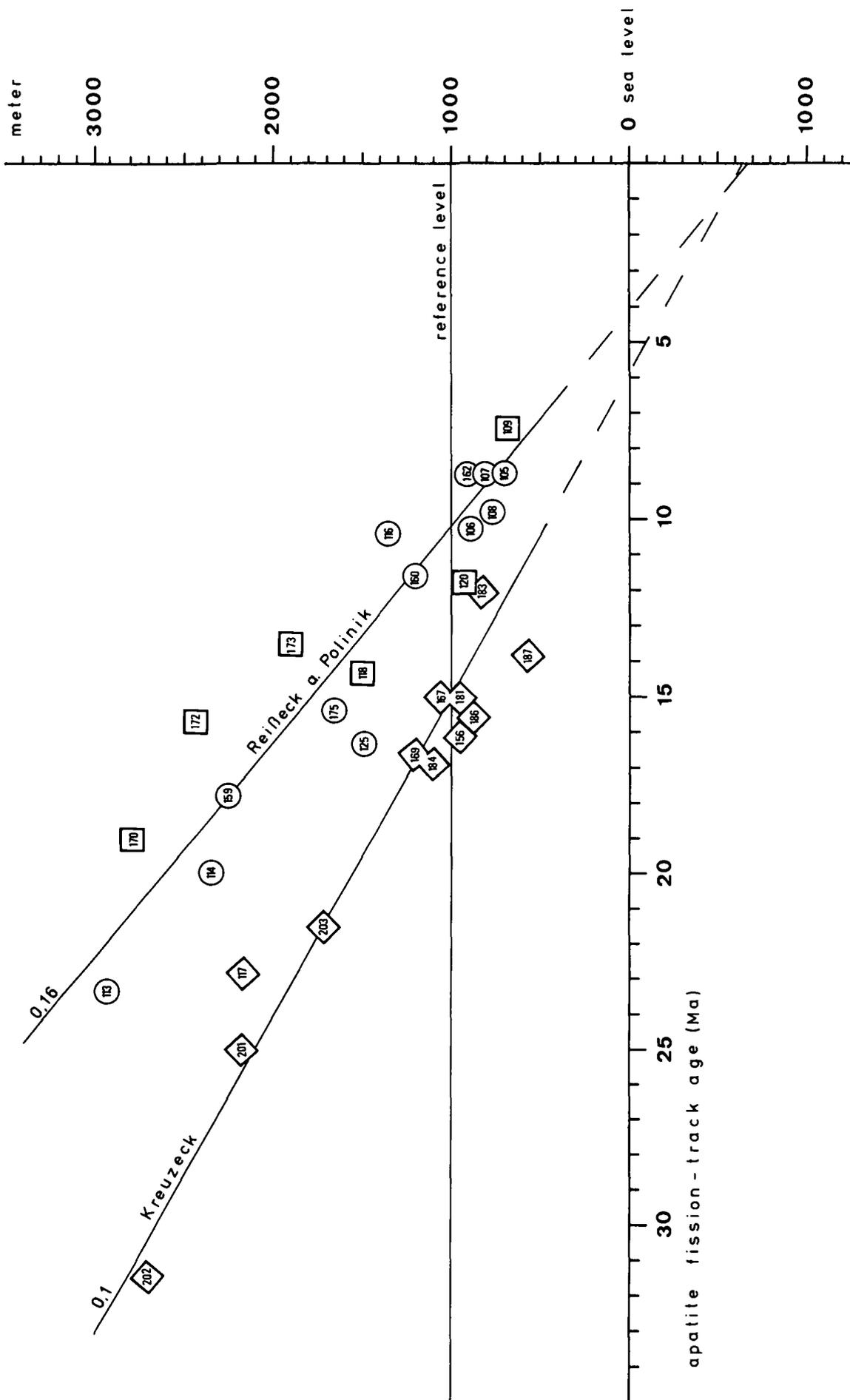
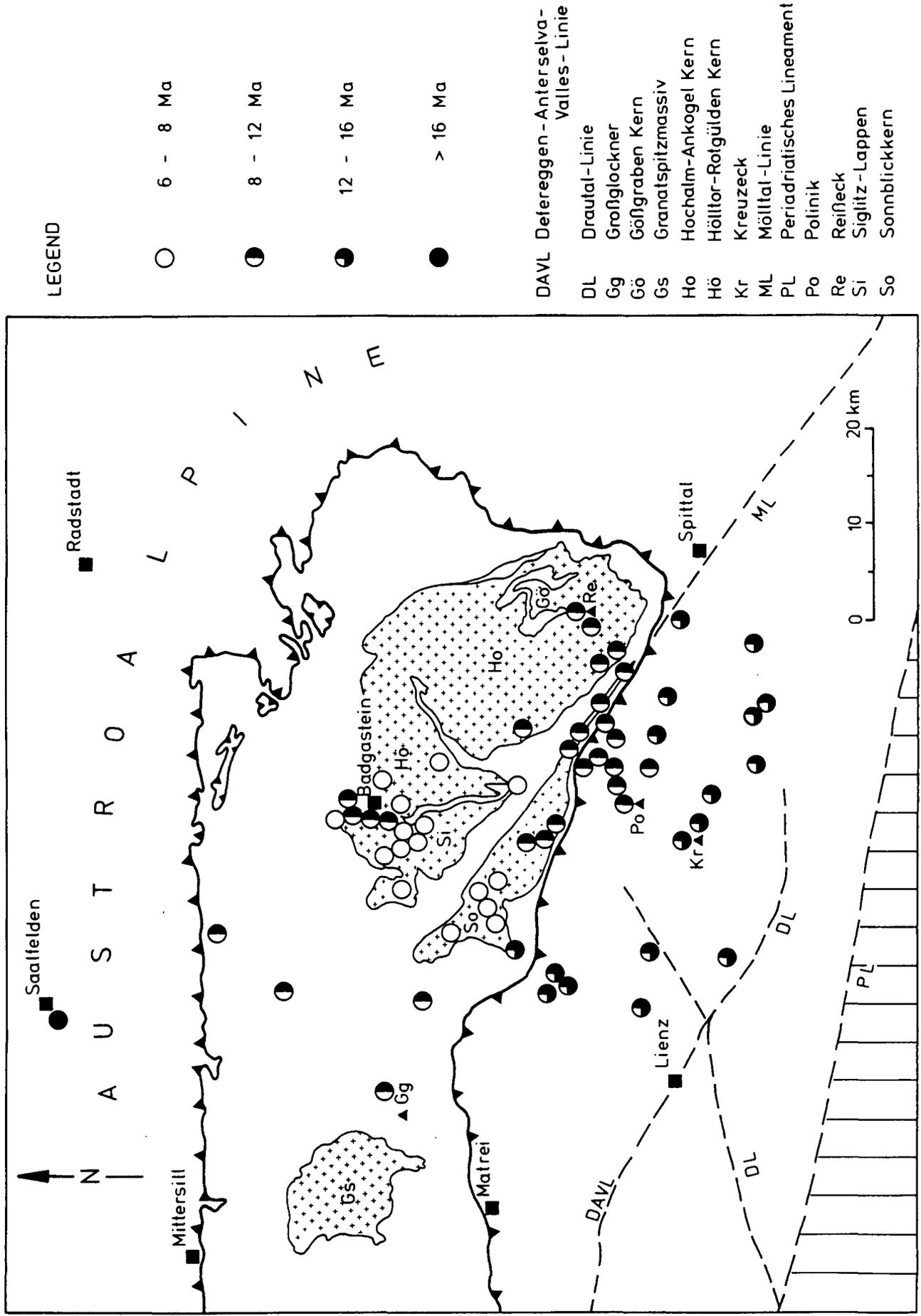


Fig. 5. Elevation of the sampling points versus the corresponding apatite fission track ages of the profiles Reifbeck (○), Polinik (□) and Kreuzeck (◇). The uplift rates are given in mm/a.



LEGEND

- 6 - 8 Ma
- ◐ 8 - 12 Ma
- ◑ 12 - 16 Ma
- > 16 Ma

DAVL Defereggan - Anterselva - Valles - Linie

- DL Drautal-Linie
- Gg Großglockner
- Gö Gößgraben Kern
- Gs Granatspitzmassiv
- Ho Hochalm-Ankogel Kern
- Hö Hölltor-Rotgülden Kern
- Kr Kreuzeck
- ML Mölltal-Linie
- PL Periadriatisches Lineament
- Po Polinik
- Re Reifleck
- Si Siglitz-Lappen
- So Sonnblickkern

Fig. 6.

The real distribution of the fission track ages after reduction to a reference level of the 1000 m above sea level.

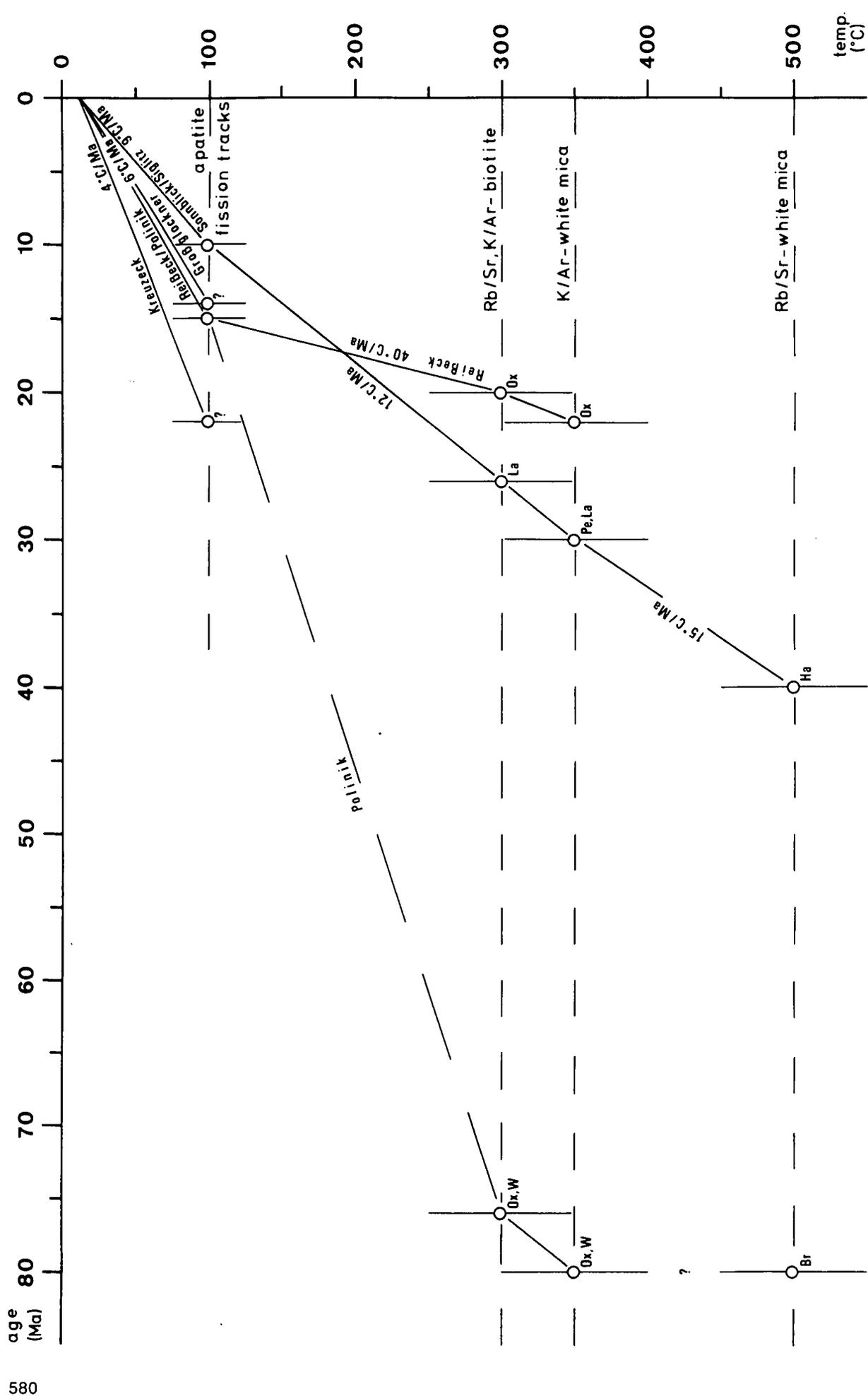


Fig. 7. Cooling history of the eastern Tauern Window deduced from different age determination methods. The values are referred to the reference level of 1800 m above sea level. Ox = OXBURGH et al. (1966); La = LAMBERT (1970); Pe = PEER & ZIMMER (1980); Ha = HAWKESWORTH (1976); Br = BRACK (1977).

give the resulting uplift rates in millimeters per year. These uplift rates are only valid for the time span covered by the fission track ages used.

The Sonnblick/Siglit area shows, with 0.24 mm/a, a similar uplift rate to the Großglockner profile with 0.2 mm/a (see Fig. 4). For the Großglockner profile only 4 samples were useful for dating and therefore the calculated uplift rate should be interpreted with care.

Inside the Sonnblick/Siglit area the samples 131, 132, 143 and 145 situated near Badgastein (in fig. 4 signed with ?) give significantly higher ages.

In fig. 5 data of the Reißbeck- and Polinik-profiles are given. There is no clear difference between the calculated regression lines. Therefore a common mean uplift rate of both profiles is 0.16 mm/a.

A relatively low uplift rate of 0.1 mm/a was calculated for the Austroalpine "Altkristallin" of the Kreuzeck area (see fig. 5).

Together the data show an increase in uplift rates from the southern Austroalpine "Altkristallin" to the central Tauern Penninikum with rates of 0.1 mm/a to 0.24 mm/a.

For a better discussion of the regional uplift pattern it is useful to eliminate the dependence of the fission track ages on the elevation of the sampling points. Following a suggestion of WAGNER et al. (1977) a reference elevation of 1000 m above sea level was chosen. The intersection of the regression lines with the line at 1000 m elevation (see figs. 4 and 5) gives the time at which sample groups of identical uplift passed through the 100°C isotherm. The areal distribution of the reduced fission track ages is given in fig. 6 with following time intervals: 6–8, 8–12, 12–16 and older than 16 Ma. Like the uplift rates the reduced ages increase from the southern Austroalpine "Altkristallin" to the central Tauern Penninikum. With the exception of the Badgastein "anomaly" the youngest ages are found inside the central "Zentralgneis" of the Sonnblick/Siglit area.

Combining the available Rb/Sr and K/Ar radiometric age data with the apatite fission track data the cooling history of the area from about 500°C to the present surface temperature is obtained. In all those cases where the altitude of the samples collected is given, the published Rb/Sr and K/Ar age data show no clear age-altitude relationship. Furthermore, the K/Ar, Rb/Sr ages for biotite and the K/Ar ages of muscovite from the Reißbeck and Polinik area (OXBURGH et al., 1966; LAMBERT, 1970; WATERS, 1976) show no significant differences despite the different closure temperatures in the systems. An explanation of this fact may be that the closure temperatures are inaccurate, or, as suggested by CLIFF & OXBURGH (1971), the area experienced a very rapid cooling. Surprisingly, the Rb/Sr white mica ages of BRACK (1977) from the Altkristallin Schobergruppe are almost the same as the K/Ar white mica ages of OXBURGH et al. (1966) and WATERS (1976).

In order to combine the Rb/Sr-K/Ar cooling ages with the apatite fission track ages, only those data were included which came from samples near to each other and, where possible, from the same topographic elevation. An elevation of 1800 m was chosen as it encompasses most published data and allows a direct comparison with the results of GRUNDMANN & MORTEANI (1985) from the western Tauern Window.

In Fig. 7 the apatite fission track ages with published Rb/Sr and K/Ar cooling ages from muscovite and bio-

tite are plotted against the corresponding closure temperatures from the different systems. Subject to the uncertainties in the closure temperature and dating techniques, this diagram gives the cooling rates for the areas considered. Thus it is apparent that the Austroalpine "Altkristallin" cooled relatively slowly, and, having reached 100°C, cooled further at the same rate (6°C/Ma) as the Penninic Tauern Window (Reißbeck area). The Reißbeck area experienced a very rapid cooling rate of 40°C/Ma before reaching 100°C, after which it cooled at about 6°C/Ma. The Sonnblick/Siglit area underwent a relatively constant cooling from 15°C/Ma to 9°C/Ma.

4. Discussion

The distribution of the elevation-corrected fission track ages (fig. 6) shows a good overall agreement with the tectonic structure of the Tauern Window. The ages derived from both the Penninic rocks of the Tauern Window and the Austroalpine "Altkristallin" are interpreted as cooling ages from the late Alpine "Tauernkristallisation". They correspond to the slow-cooling model (B) of WAGNER (1979), which is typical for regional metamorphic terranes like the Tauern Window. The one exception is sample Sp 82.188 from Saalfelden, which gives an age of 57.6 Ma. This age probably represents cooling from the Early Alpine anchimetamorphism (SCHRAMM, 1980; COLINS et al., 1980), whose peak was estimated by KRÁLIK (1983) between 185 and 92 Ma. It may of course also represent a mixed cooling age from the Early and Middle Alpine metamorphic events. The supposition of a late Alpine (20 Ma) metamorphic event by SCHRAMM (1980) seems unrealistic in this area in view of the relatively old apatite. A similar fission track age of 42 Ma was reported by GRUNDMANN & MORTEANI (1985) from the "Grauwackenzone" near Kitzbühel.

The apatite fission track ages from this study and from GRUNDMANN & MORTEANI (1985) show, with the exception of the Granatspitz area (discussed by GRUNDMANN & MORTEANI, 1985) and Badgastein, a uniform increase from west to east across the entire Tauern Window. The relatively higher ages of the Badgastein area could perhaps be explained by isolated down-sinking. EXNER (1957) mentioned numerous faults in this area. In view of the Badgastein hydrothermal springs it was expected rather that the ages would be lowered. Fig. 8 shows the fission track ages together with all available Rb/Sr and K/Ar mica age data on an east-west profile across the Tauern Window between the Brenner and Katschberg passes. All age data have been normalised to an altitude of 1800 m above sea level. The data from the Granatspitz, Habach, Zillertal and Tuxer Stollen areas are taken from GRUNDMANN & MORTEANI (1985). The Rb/Sr and K/Ar data from the Sonnblick/Siglit area are from LAMBERT (1970) and the ages from the Reißbeck area are from OXBURGH et al. (1966).

The clear differences of the K/Ar-mica ages as given by the last authors between the Reißbeck area (Penninikum) and the Polinik area (Austroalpine "Altkristallin" along the "Mölltal" line) could not be demonstrated from the apatite fission track ages (see also fig. 5). If vertical movements took place along this tectonic line

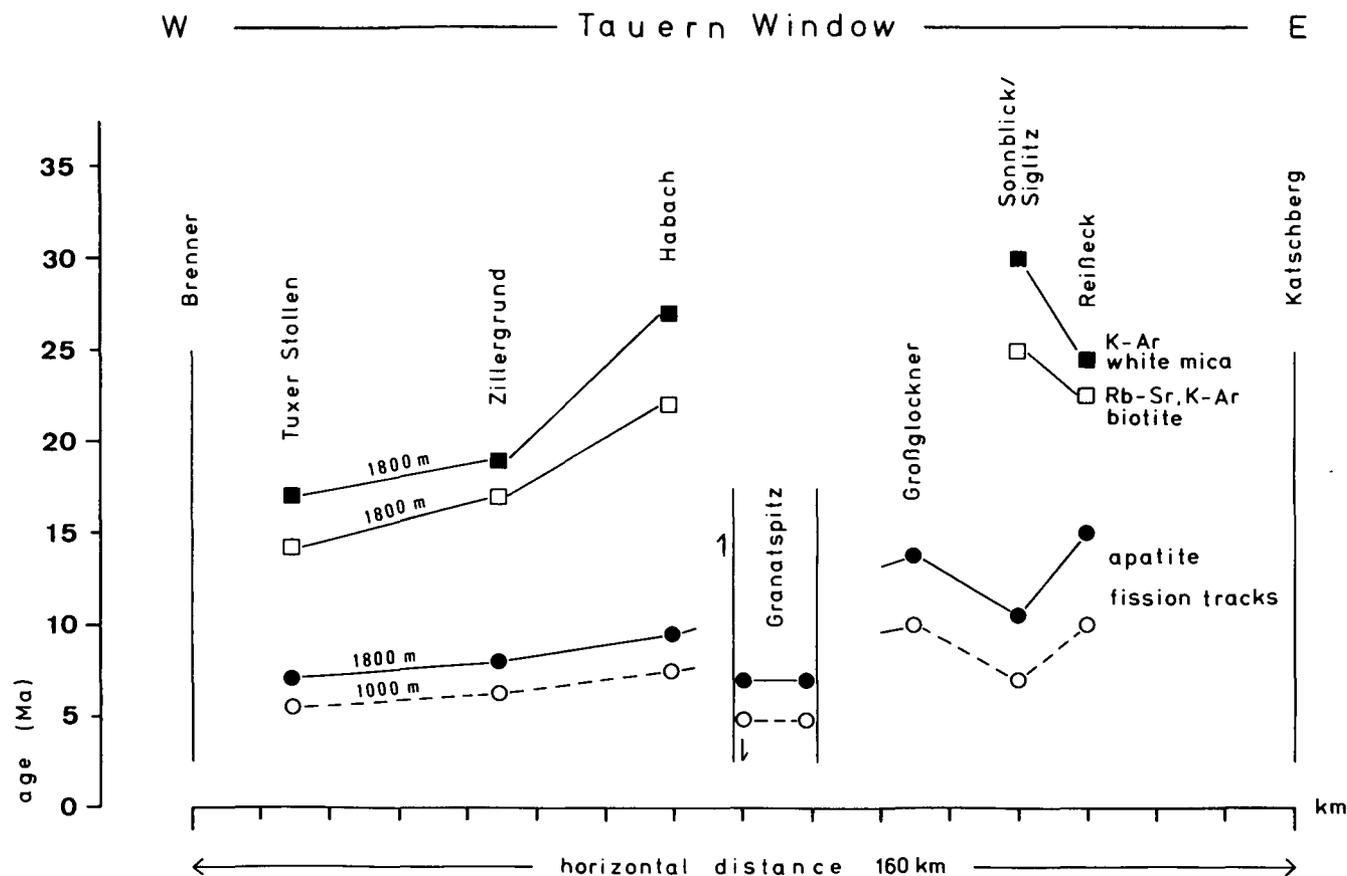


Fig. 8. Apatite fission track ages and K/Ar, Rb/Sr mica ages as given by LAMBERT (1970) and OXBURGH et al. (1966). The dates west of the Großglockner are taken from GRUNDMANN & MORTEANI (1985).

they must be older than the fission track ages but younger than the K/Ar mica ages.

In contrast to the fission track ages, the calculated uplift rates across the entire Tauern Window decrease from west to east. Fig. 9 summarizes all uplift data from within the Tauern Window with the profiles "Tuxer Stollen" and "Habachtal" from GRUNDMANN & MORTEANI (1985). The uplift rates decrease from 0.5 mm/a in the west to 0.15 mm/a in the east. In the western Tauern Window the 100°C isotherm was crossed later than in the east, but due to a higher uplift rate in the west the same metamorphic level is exposed in both areas. After passing the 100°C level the uplift rates across the Tauern Window were uniform. In the Reißbeck area CLIFF et al. (1985) showed, from Rb/Sr biotite age data along the Malta tunnel, that no „resolvable differential movements" had taken place since 16.5 Ma (age as referred to the Tunnel level). The cooling and uplift history reported by CLIFF et al. (1985) for the "southern flank" of the Gößkern dome (equivalent to the Reißbeck profile of this study) agrees well with the results presented here.

Precision levelling measurements along the Tauern railway line by SENFTL & EXNER (1977) gave a recent uplift rate of about 1 mm/a which is unaccountably high compared with the fossil uplift rate of 0.16 mm/a calculated by apatite fission track data.

No information exists at present on the depth of the recent 100°C isotherm. Provided that the uplift rates are constant up to today it is possible to determine the depth of the present 100°C isotherm by linear extrapolation of the regression lines of the different areas (see

figs. 4 and 5). The intercept of the extrapolated lines with the y-axis gives the level of the present 100°C isotherm. For the areas Reißbeck/Polinik, Sonnblick/Siglitz and Kreuzeck the depth of the 100°C isotherm is about 700 m above sea level and for the Großglockner area it is possibly about 100 m. Based on these data the recent geothermal gradient in the former areas is 34°C/km and in the Großglockner area 31°C/km (based on the average annual surface temperature at 2200 m of 1.5°C after WAGNER et al. (1977)). These estimates are in good accord with the work of CLIFF & OXBURGH (1971), who demonstrated that the metamorphic conditions in the eastern Tauern Window could be caused by an elevated geothermal gradient of 30–40°C/km. On the other hand HAENEL (1976) reported significantly lower heat flow within the Tauern Window than in its northern and southern borders. Furthermore a moderate nearsurface geothermal gradient of 16°C/km was measured in drill holes for the „Tauern Autobahn" (HAENEL, 1974). However OXBURGH & ENGLAND (1980) question the conclusion that the heat flow in the central Tauern Window is lower than in the surrounding Molasse. They point out the large correction necessary in heat flow measurements and that the near-surface measurements may be affected by ground water. This controversy can only be ended by deep drilling.

Finally of course, the question of the ultimate cause of uplift must be addressed. SELVERSTONE (1985) was able to show, through petrologic studies of the upper and lower Schieferhülle, that the uplift immediately following the "Tauernkristallisation" was due to tectonic related to continental collision. However the fact that

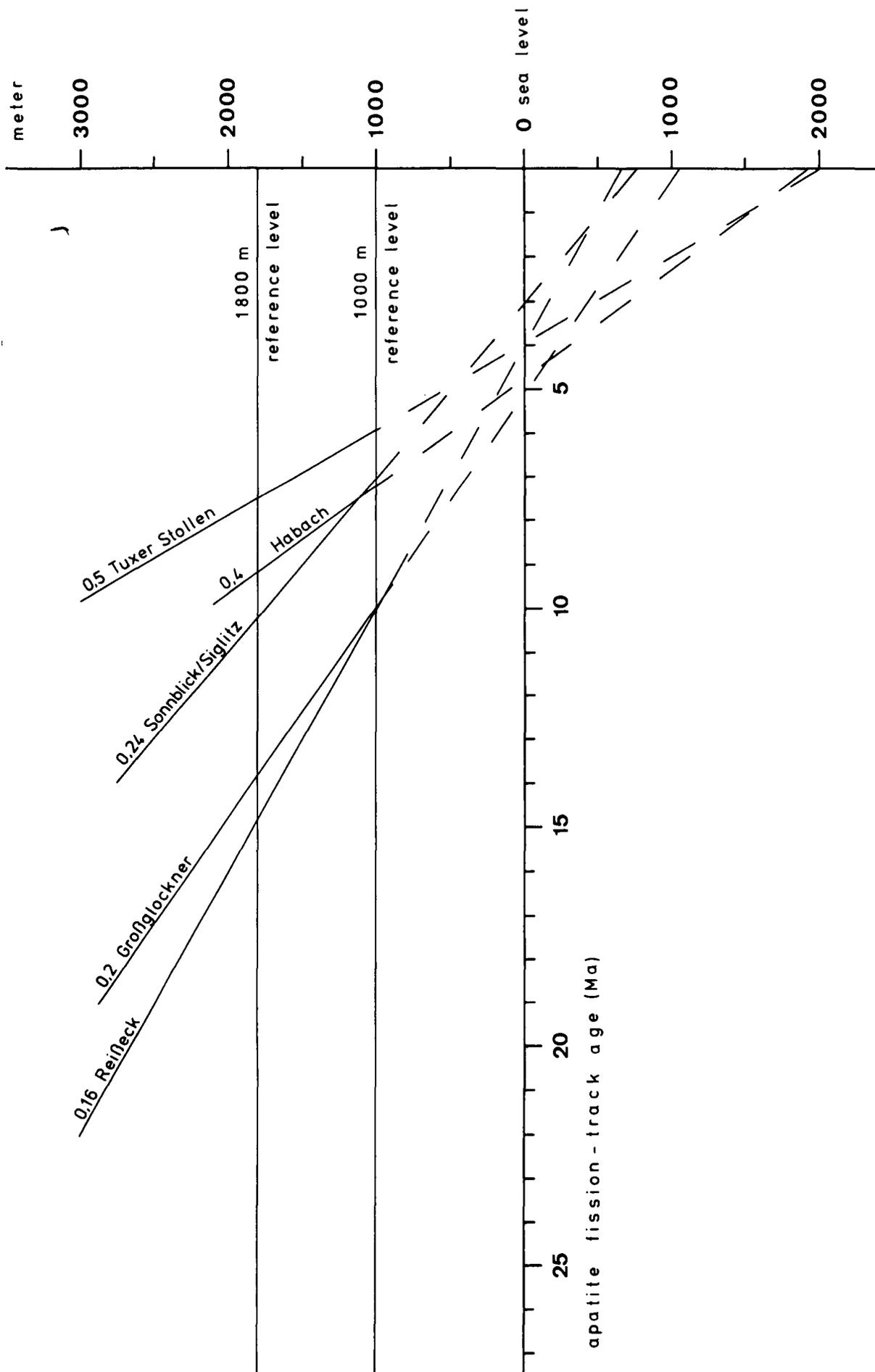


Fig. 9. Combined diagram of the uplift profiles within the Tauern window (data from this study and, for the "Tuxer Stollen" and "Habachtal", from GRUNDMANN & MORTEANI (1985)).

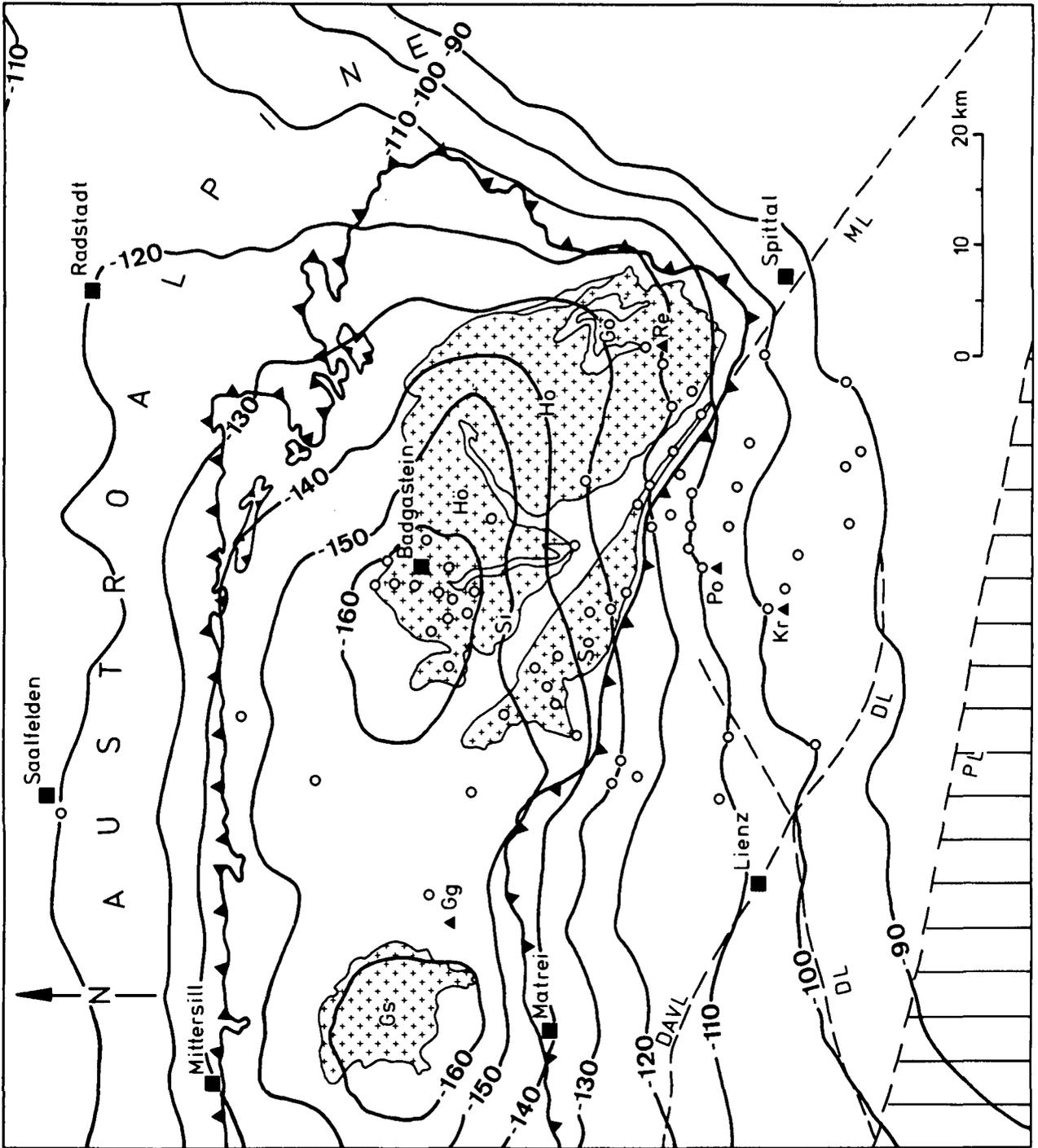


Fig. 10. Sampling points and isogals [mgal] of the Bouguer anomalies in the investigated area according to MAKRIŠ (1971) and WEIHRACH (1983).

the different tectonic units later underwent a common pressure release suggests that isostatic adjustment is responsible for the young uplift. The regional density distribution in the investigated area can be inferred by the regional Bouguer gravity date of MAKRIS (1971) and WEIHRAUCH (1983) shown in fig. 10. A comparison of this figure with fig. 6 clearly shows that the youngest fission track ages, and thus the most rapid uplift rates coincide with the most negative Bouguer anomalies. GRUNDMANN & MORTEANI (1985) found the same relationship in the central and western Tauern Window. Since the Bouguer anomalies are a measure of the isostatic balance, the correlation of anomalies with uplift rates for the last 25 Ma suggests that the uplift was caused by deepseated density differences.

5. Conclusions

This study shows again the value of fission track age data in understanding the recent uplift and cooling history of a tectonically complex area. Together with the results of GRUNDMANN & MORTEANI (1985) we can demonstrate a uniform progression of uplift and cooling across the entire Tauern Window from 6 Ma to 23.4 Ma. It turns out that the eastern part of the Tauern Window apparently passed through the 100°C isotherm earlier than the western part, but was uplifted at a lower rate. In contrast to the heterogeneous uplift pattern in the Central Swiss Alps deduced by fission track dating by WAGNER et al. (1977), uplift of the Tauern Window was very homogeneous.

CLIFF et al. (1985), in discussing the uplift history of the south east Tauern Window in the past 25 Ma, predicted uplift rates less than 1 mm/a since 16 Ma. This was based on the fact that the average uplift rate since 25 Ma is 1 mm/a; and they could show a rapid, short-term rate of 4 mm/a from 25–20 Ma. The uplift rates reported in this study confirm their prediction. These recent, uniform uplift was probably caused by deep level isostatic adjustments.

Acknowledgements

This paper is part of an unpublished doctoral thesis at the Technical University of Munich. I thank Prof. Dr. G. MORTEANI for suggesting and encouraging this work, and for his help during sample collection in the field. I am particularly indebted to my colleague Dr. G. GRUNDMANN, who introduced me to the fission track method and stood ready at all times with help and advice.

The irradiation was made at the Hahn Meitner Institute in Berlin. I thank Dr. P. MÖLLER and Dr. P. DULSKI for the determination of the activity of the Co-monitor. Financial support for field work was provided by the Deutsche Forschungsgemeinschaft. R. TRUMBULL and Dr. E. HEJL critically read the manuscript and improved the English.

References

- BRACK, W.: Geochronologische Untersuchungen an Gesteinen des Altkristallins in der Schobergruppe, Österreich. – Diss. Fachbereich Geowiss. Univ. München, 97 S., München 1977.
- BORSI, S., DEL MORO, A., SASSI, F. P. & ZIRPOLI, G.: Metamorphic evolution of the austridic rocks to the south of the Tauern Window (Eastern Alps.) Radiometric and geopetrologic data. – Mem. Soc. Geol. It., **12**, 549–571, 1973.
- BRINKMAN, G. A., ATEN, A. H. W. & VEENBOER, J. T.: Absolute Standardization with a NaI (TI) Crystal-I. – Int. Journal of Appl. Radiation and Isotopes, **14**, 153–157, 1963.
- CLIFF, R. A., NORRIS, R. J. & OXBURGH, E. R.: Structural, Metamorphic and Geochronological Studies in the Reisseck and Southern Ankogel Group, the Eastern Alps. V. Geochronology. – Jahrb. Geol. B.-A., Wien, **114**, 235–247, Wien 1971.
- CLIFF, R. A., REX, D. C. & DROOP, G. T. R.: Alpine metamorphism in the south-east Tauern Window, Austria: II. rates of heating, cooling and uplift. – J. metamorphic Geol., **3**, 403–415, 1985.
- COLINS, E., HOSCHEK, G. & MOSTLER, H.: Geologische Entwicklung und Metamorphose im Westabschnitt der Nördlichen Grauwackenzone unter besonderer Berücksichtigung der Metabasite. – Mitt. österr. Geol. Ges., **71/72**, 343–378, 1980.
- DODSON, M. H.: Theory of Cooling Ages. – In: JÄGER, E. & HUNZIKER, J. C. (ed.): "Lectures in Isotope Geology", 329 p., Berlin – Heidelberg – New York (Springer Verlag) 1979.
- DROOP, G. T. R.: Metamorphic studies in the south-east Tauern Window, Austria. – Unpubl. D. Phil. thesis, Oxford 1979.
- DROOP, G. T. R.: Alpine Metamorphism of Pelitic Schists in the South-East Tauern Window, Austria. – Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt., **61**, 237–273, 1981.
- DROOP, G. T. R.: A Clinopyroxene paragenesis of Albite-Epidote-Amphibolite Facies in Meta-Syenites from the South-East Tauern Window, Austria. – J. Petrol., **23**, 163–185, 1982.
- DROOP, G. T. R.: Alpine metamorphism in the south-east Tauern Window, Austria: I. P-T variations in space and time. – J. metamorphic Geol., **3**, 371–402, 1985.
- EXNER, Ch.: Erläuterungen zur Geologischen Karte der Umgebung von Gastein. – Wien (Geol. B.-A.) 1957.
- GRUNDMANN, G. & MORTEANI, G.: The young uplift and thermal history of the central Eastern Alps (Austria/Italy), evidence from apatite fission track ages. – Jahrb. Geol. B.-A., **128/2**, Wien 1985.
- HAACK, U.: Aussagemöglichkeiten der Spaltspurenmethode und Spaltspuren-Geochronologie des Damara-Orogens in SW-Afrika. – Hab.-Schrift Univ. Göttingen, Göttingen 1975.
- HAENEL, R.: Geothermische Messungen in der Bohrung Tauern-Autobahn. – Ber. d. Nieders. Landesamtes f. Bodenf., Hannover, Nr. 28020, 1974.
- HAENEL, R.: Geothermische Untersuchungen im Bereich der Geotraverse München/Salzburg – Verona/Trieste. – Geol. Rundschau, **65/2**, 710–715, 1976.
- HAWKESWORTH, C. J.: Rb/Sr Geochronology in the Eastern Alps. – Contrib. Mineral. Petrol., **54**, 225–244, 1976.
- HÖCK, V.: Distribution maps of minerals of the Alpine metamorphism in the penninic Tauern Window, Austria. – Mitt. österr. Geol. Ges., **71/72**, 119–127, 1980.
- HÖCK, V. & HOSCHECK, G.: Metamorphism of mesozoic calcareous metasediments in the Hohe Tauern, Austria. – Mitt. österr. Geol. Ges., **71/72**, 99–118, 1980.
- JÄGER, E.: Rb-Sr method. – In: JÄGER, E. & HUNZIKER, J. C. (ed.): "Lectures in Isotope Geology", Berlin – Heidelberg – New York (Springer Verlag), 13–26, 1979.
- KRALIK, M.: Interpretation of K-Ar and Rb-Sr Data from Fine Fractions of Weakly Metamorphosed Shales and Carbonate Rocks at the Base of the Northern Calcareous Alps (Salzburg, Austria). – T. M. P. M., **32**, 49–67, 1983.
- KREUZER, H., MORTEANI, G. & ROEDER, D.: Geodynamic evolution on the Eastern Alps along a Geotraverse. – In: H. CLOOS et al. (ed.): "Mobile Earth: Final report on International Geodynamics Project", Boppard (Boldt Verlag) 1980.
- LAMBERT, R.: A Potassium-Argon Study of the Margin of the Tauernfenster at Döllach, Austria. – Ecl. Geol. Helv., **63**, 197–205, 1970.
- MAKRIS, J.: Aufbau der Kruste in den Ostalpen aus Schweremessungen und die Ergebnisse der Refraktionseismik. – Hamburger Geophysik. Einzelschr., **15**, 65 S., 1971.
- NAESER, C. W.: Fission Track Dating. – U. S. Geological Survey, Open File Report, 76–190, 1976.

- NAESER, C. W. & FAUL, H.: Fission track annealing in apatite and sphene. – *J. Geophys. Res.*, **74**, 705–710, 1969.
- NAESER, C. W., GLEADOW, A. J. W. & WAGNER, G. A.: Letter to the Editor: Standardization of fission track data reports. – *Nuclear Tracks*, **3**, 133–136.
- OXBURGH, E. R. & ENGLAND, P. C.: Heat flow and the metamorphic evolution of the Eastern Alps. – *Ecolgae Geol. Helv.*, **73/2**, 379–398, 1980.
- OXBURGH, E. R., LAMBERT, R., BAADSGAARD, H. & SIMONS, J. G.: Potassium-Argon age studies across the southeast margin of the Tauern Window, the Eastern Alps. – *Verh. Geol. B.-A.*, **17**–33, Wien 1966.
- PEER, H. & ZIMMER, W.: Geologie der Nordrahmenzone der Hohen Tauern (Gasteiner Ache bis Sauerkarkopf – Großarl-tal). – *Jb. Geol. B.-A.*, Wien, **123/2**, 411–466, Wien 1980.
- PURDY, J. & JÄGER, E.: K-Ar ages on rock forming minerals from the Central Alps. – *Mem. Ist. Geol. Miner. Univ. Padova*, **30**, 32 p., 1976.
- SANDER, B.: Geologische Studien am Westende der Hohen Tauern (1. Bericht). – *Denkschr. Akad. Wiss., Wien, math.-naturw. Kl.*, **82**, 257–320, Wien 1911.
- SANDER, B.: Geologische Studien am Westende der Hohen Tauern (2. Bericht). – *Jb. Geol. B.-A.*, Wien, **70**, 273–296, Wien 1921.
- SASSI, F. P., ZANFERRARI, A., ZIRPOLI, G., BORSI, S. & DEL MORO, A.: The Austrides to the south of the Tauern Window and the periadriatic lineament between Mules and Mauthen. – *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, **7**, 421–434, Stuttgart 1974.
- SASSI, F. P., BELLINI, G., PECCERILLO, A. & POLI, G.: Some constraints on geodynamic models in the Eastern Alps. – *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, **9**, 541–548, Stuttgart 1980.
- SCHLEY, F.-E.: Beiträge zur Koinzidenzspektrometrie der Positronen-Vernichtungsstrahlung. – *Inaugural-Dissertation der FU Berlin*, Berlin 1977.
- SCHRAMMN, J.-M.: Bemerkungen zum Metamorphosegeschehen in klastischen Sedimentgesteinen im Salzburger Abschnitt der Grauwackenzone und der nördlichen Kalkalpen. – *Mitt. österr. Geol. Ges.*, **71/72**, 379–384, Wien 1980.
- SELVERSTONE, J. E.: Pressure-Temperature-Time Constraints on metamorphism and tectonism in the Tauern Window, Eastern Alps. – Unpubl. D. Phil. thesis Massachusetts Institute of Technology, 1985.
- SENFTEL, E. & EXNER, Ch.: Rezente Hebung der Hohen Tauern und geologische Interpretation. – *Verh. Geol. B.-A.*, Wien, **1973/2**, 209–234, Wien 1973.
- SOETE DE, D., GIJBELS, R. & HOSTE, J.: Neutron activation analysis. – New York – Sydney – Toronto (Wiley Interscience) 1972.
- VAN EYSINGER: *Geological Time Table*. – (Elsevier) 1975.
- WAGNER, G. A.: Fission track dating of apatites. – *Earth and Planet. Science Lett.*, **4**, 411–415, 1968.
- WAGNER, G. A. & REIMER, G. M.: Fission track tectonics: The tectonic interpretation of apatite fission track ages. – *Earth and Planet. Science Lett.*, **14**, 263–268, 1972.
- WAGNER, G. A., REIMER, G. M. & JÄGER, E.: Cooling Ages derived by Apatite Fission-Track, Mica Rb-Sr and K-Ar Dating: The uplift and cooling history of the Central Alps. – *Mem. Ist. Geol. Miner. Univ. Padova*, **30**, 27 S., 1977.
- WATERS, D. J.: Structural, Metamorphic and Geochronological Studies in the South-East Tauern. – Unpubl. D. Phil. thesis, Oxford University, 1976.
- WEIHRAUCH, W.: Entwicklung von Graphik-Ausgabeprogrammen für die interaktive 3-D Berechnung von Dichtemodellen mit Anwendungsbeispielen aus dem Gebiet der Ostalpen. – Unveröffentl. Diplomarbeit Univ. Clausthal, 1983.

Manuskript bei der Schriftleitung eingelangt am 20. Februar 1987.

Buchbesprechungen

und Mensch beschäftigen. Sie meinen, daß Goethe's Erkenntnisweg vielleicht zur Herausführung der Menschheit aus der gegenwärtigen geistigen Krise führen könnte.

H. KADLETZ-SCHÖFFEL befaßt sich im fünften Aufsatz mit dem Briefwechsel zwischen Erzherzog Johann und Fürst Metternich, in welchem Quellenmaterial für die Gründungsgeschichte der Österreichischen Akademie der Wissenschaften zu finden ist.

Im sechsten und siebenten Beitrag folgen aus dem Nachlaß von W. OBERHUMMER und ergänzt von L. BITTNER Aufsätze zur Geschichte der Chemie an der Universität Wien von 1749-1848 und über Adolf Martin Pleischl, den ersten Inhaber eines Lehrstuhles für Chemie an der Universität Wien. Aus diesen beiden Aufsätzen erkennt man nahezu schauernd, in welchem Tempo die Chemie aus einem Nebenfach der Medizin im 18. Jahrhundert zu so einer großen, selbst für den Fachmann unüberblickbaren, selbständigen Wissenschaft geworden ist.

Im achten Aufsatz befaßt sich G. ENGELMANN mit dem Aufenthalt Albrecht Penck's in Wien und dessen Freundschaft mit Joseph Partsch. Beide wurden Freunde, weil sie sich gegen Ende des 19. Jahrhunderts mit der Vergletscherung der Alpen und Karpaten in der Vorzeit beschäftigten.

Im neunten Beitrag teilt G. OBERKOFER Briefe von Ewald Hering an Franz Hillebrand mit. Dieser Briefwechsel spiegelt die hervorragenden Forschereigenschaften des Korrespondenten wieder und gibt einen wertvollen Einblick in das Entstehen wissenschaftlicher Schulen.

Im letzten Aufsatz gibt A. MEISEL eine Biographie von Wilhelm Ostwald, einem hervorragenden Forscher der physikalischen Chemie.

So heterogen der gebotene Inhalt des Bandes ist, so sollte doch der Österreichischen Akademie der Wissenschaften gedankt werden, daß gerade sie es ermöglicht, wertvolle und interessante Beiträge zur Wissenschaftsgeschichte durch die Publikation einem weiteren Leserkreis zugänglich zu machen.

TILLFRIED CERNAJSEK

HENNINGSSEN, D.: Einführung in die Geologie der Bundesrepublik Deutschland. – 3. überarb. Aufl., 160 Seiten, 69 Abbildungen, 12 x 19 cm, Stuttgart (Enke) 1986. Kart. DM 14,80.– ISBN 3-432-88513 X

Ein Buch dieses Umfanges mit dem Thema der geologischen Darstellung eines so großen, sehr uneinheitlichen Gebietes ist vermutlich a priori nicht auf die engeren Fachkollegen des Autors ausgerichtet. Daß der potentielle Benützerkreis nun schon die dritte Auflage des Taschenbuchs notwendig macht, spricht dafür, daß die gestellte Aufgabe befriedigend gelöst wurde.

Die Verbesserung der Neuauflage durch Hinzufügung von stratigraphischen Tabellen könnte beim nächsten Mal durch einige, die paläogeographische Situation zu bestimmten Zeiten verdeutlichende, Abbildungen weitergeführt werden. Ebenso sollte zumindest im Zusammenhang mit den wesentlichen, großen Strukturen ein Zusammenhang mit plattentektonischen Vorgängen unter Verwendung des mittlerweile allgemein üblich gewordenen nomenklatorischen Inventars angestrebt werden. Als kurz gefaßte, übersichtliche Darstellung der Geologie der BRD ist das Buch für jeden, der nicht zu tiefgehende Information, sondern nur die größeren Zusammenhänge sucht, bestens zu empfehlen.

JULIAN PISTOTNIK

ADAMS, A. E., MACKENZIE, W. S. & GUILFORD, C.: Atlas der Sedimentgesteine in Dünnschliffen. – Übersetzt von M. Schöttle, VI + 103 Seiten, 217 Farbabbildungen, 4 Tabellen, 22 x 27,5 cm, geb. DM 68.– ISBN 3-432-95611-8

Dieses als Atlas konzipierte Werk bietet in 217 Abbildungen einen repräsentativen Querschnitt der in Sedimentgesteinen auftretenden Dünnschliffbilder. Die beigefügten Beschreibungen sind trotz der gebotenen Kürze mit Hinweis auf strukturelle, texturale und genetische Gegebenheiten vollständig und informativ. Sie erfordern lediglich im Abschnitt fossilführender Karbonatgesteine fallweise – und bei dieser Materie unumgänglich – mehr als großzügiges Basiswissen, das mit Hilfe dieses Werkes relativ leicht entscheidend verbessert werden kann. In diesem Sinn ist das Buch vor allem für Studenten, als Literatur und Ergänzung zu Lehrveranstaltungen ebenso wie zur selbständigen Weiterbildung, oder als Nachschlagewerk für nur fallweise mit Sedimentdünnschliffen konfrontierte Erdwissenschaftler bestens zu empfehlen und als sehr guter Einstieg in die weiterführende Literatur zu gebrauchen.

JULIAN PISTOTNIK

HAMANN, G. (Hrsg.): Aufsätze zur Geschichte der Naturwissenschaften und Geographie; mit Beiträgen von A. SZABÓ et al. – 220 S., Illustr., Wien (Verl. Österr. Akad. d. Wiss.) 1986. Broschürt. öS 350.– (Veröffentlichungen der Kommission für Geschichte der Mathematik, Naturwissenschaften und Medizin, Band 44) = (Österr. Akademie der Wissenschaften, phil.-histor. Kl. Sitzungsberichte, 475. Band); ISBN 3-7001-0797-8.

Vorliegender Band enthält zehn Aufsätze – wie schon der Titel angibt – von zwölf Autoren zur Wissenschaftsgeschichte. Formal gesehen stehen diese zehn Beiträge meiner Ansicht nach in einem losen Zusammenhang, denn es fehlt leider ein Vorwort des Herausgebers, in welchem die Beweggründe dargelegt werden, warum gerade diese Aufsätze in diesem Band gemeinsam veröffentlicht werden. Weiters empfindet der lese-müde Betrachter des Bandes das Fehlen von Zusammenfassungen, bzw. Abstracts als empfindlichen Mangel, der ihm das Anlesen und die rasche Erfassung der Ergebnisse des gebotenen Inhalts dieses heterogenen Bandes sehr erschwert.

Im ersten Aufsatz beschäftigt sich A. SZABÓ mit mathematisch-geographischen Messungen der hellenistischen Wissenschaft in Italien.

W. KAUNZER beschreibt im zweiten Aufsatz eine lateinische Algebra aus einer Handschrift der Bodleian Library, deren Zuordnung zu bekannten Gleichungslehren nicht möglich ist und deren Verfasser noch unbekannt ist. Der Beschreiber hofft mit dieser Veröffentlichung, Hinweise auf den Verfasser der bislang unbekanntes Algebra erhalten zu können.

Im dritten Aufsatz beschäftigt sich M. KRATOCHWILL mit den umstrittenen Zeno-Materialien von 1558. In diesen wird der Bericht über eine Entdeckungsfahrt um 1400 in den nördlichen Atlantik analysiert, der von zwei Mitgliedern der Familie Zeno 1558 in Venedig veröffentlicht wurde. Der Autor zweifelt an der Echtheit des Zeno-Berichts und legt die Vermutung nahe, daß es sich um eine kompulatorische Totalfälschung handle.

Im vierten Beitrag setzen sich V. GUTMANN und G. RESCH mit Goethe's Farbenlehre und der Physik auseinander, wobei sich die Autoren mit den unterschiedlichsten Auffassungen Goethe's und Newton's hinsichtlich der Beziehungen von Natur

KRÖMMELBEIN, K.: Brinkmanns Abriß der Geologie. Band II: Historische Geologie – Erd- und Lebensgeschichte. – 12./13. Auflage, durchgesehen von F. STRAUCH. – 416 S., 70 Abb., 63 Fossiltaf., Stuttgart (Enke) 1986. Kartoniert. DM 145.–. ISBN 3-432-80603-5.

Dieses Lehrbuch der Historischen Geologie behandelt in übersichtlicher und knapp gefaßter Form das Kernstück der geologischen Wissenschaften. Bereits in den vorhergegangenen Auflagen war es K. KRÖMMELBEIN gelungen, das neue geologische Weltbild, das sich vor allem auf junge Forschungsergebnisse an den Ozeanböden gründet, in knapper und übersichtlicher Art zusammenzufassen.

In den von F. STRAUCH besorgten Neuauflagen 12 und 13 wurden im Text wichtige Korrekturen vorgenommen und die stratigraphischen Übersichten auf den derzeitigen Stand der Kenntnis gebracht.

Die Spalten „Leitfossilien“ waren bereits von KRÖMMELBEIN auf allgemeine Zonen-Gliederungen umgestellt worden. Die Fossiltafeln wurden zum großen Teil neu gestaltet; es sind in ihnen auch präkambrische Fossilien, Mikro- und Nannofossilien sowie Conodonten berücksichtigt. Von den 63 ganzseitigen Tafeln sind viele teils aus den Druckvorlagen der früheren Auflagen, teils aus neu hergestellten Federzeichnungen zusammengestellt worden. Diese letzteren, sehr präzise ausgeführten Fossilbilder und Rekonstruktionszeichnungen hätten jedoch eine etwas kräftigere Wiedergabe im Druck verdient. So erscheinen sie leider etwas zu zart und blaß im Vergleich zu den älteren, oft sehr kräftigen und einprägsamen Tafel-Abbildungen. Die Textabbildungen sind mit Ausnahme von Abb. 4 gleichgeblieben. In den in den Text des Lehrbuches eingeschalteten Tabellen 1–19 wird eine Übersicht der Klassifikation der im Verlauf der Erdgeschichte neu auftretenden und wieder aussterbenden Tier- und Pflanzenarten geboten.

Die 21 Übersichten, die seit eh und je ein ganz besonders geschätztes Charakteristikum dieses Werkes darstellen und als Standard-Übersicht über die gesamte Erdgeschichte eine wichtige Informationsquelle sind, wurden am Ende des Bandes zusammengefaßt und sind in den Neuauflagen nicht mehr im Text verstreut. Auch die Listen des ergänzenden Schrifttums wurden erweitert.

Wie in jedem großen Buch so sind auch hier einige wenige Errata bzw. Druckfehler aufzufinden. Als Corrigenda sind zu vermerken: Die Überschrift zu Tabelle 18 (S. 265) sollte „Pflanzliche Organismen der Kreide“ lauten. In Übersicht 17, Spalte Nannoplankton lies *Calculites* statt *Caleulites*, weiters wären noch die Zonen 24–26 der gleichen Spalte zu ergänzen und eventuell mit der „Plankton Stratigraphy“ von BOLLI, SAUNDERS & PERCH-NIELSEN (1985) abzugleichen. In Übersicht 18 in Spalte Nannoplankton lies *Chiasmolithus danicus* statt *daniens*. Für die nächste Auflage sollte auch in Tafel 18 die Abb. 8 so gedreht werden, daß sie in ihrer Orientierung mit Taf. 20, Abb. 7 übereinstimmt (*Lepidodendron veltheimi* und *L. aculeatum*).

Mit der sehr verdienstvollen Überarbeitung und Neuauflage von Brinkmanns Abriß der Geologie wurde sichergestellt, daß dieses Lehrbuch so wie in den vergangenen Jahrzehnten auch in Zukunft weiterhin zu einem der bekanntesten deutschsprachigen Handbücher und Studienbücher dieses Fachgebietes zählen und somit kaum in einer erdwissenschaftlichen Fachbibliothek fehlen wird.

HERBERT STRADNER

RAST, H.: Vulkane und Vulkanismus. – 3., neu bearbeitete Auflage, 236 Seiten, 92 Abbildungen, 5 Tabellen, 8 Farbtafeln; Leipzig (BSB B.G. Teubner Verlagsgesellschaft) 1987. DM 29.–, ca. öS. 210.–

Das Buch wurde gegenüber den ersten beiden Auflagen (Enke Verlag 1980, Teubner Verlagsges. 1982) ein wenig erweitert. Im Einleitungskapitel um einen kurzen Bericht über den katastrophalen Ausbruch des Nevado del Ruiz 1985, um ein Kapitel über moderne Betrachtungsweisen von Beziehungen zwischen magmatisch-vulkanischen Prozessen im Rah-

men der Plattentektonik und der Erdkrustenbildung (S. 134–138), um einige Abbildungen, und das Literaturverzeichnis wurde auf einen moderneren Stand gebracht. Insgesamt ist das Buch aber das geblieben, was es schon in seiner ersten Auflage war: eine ausgezeichnete, sehr lebendig und verständlich geschriebene Einführung in die Vulkanologie für einen sehr breiten Leserkreis (s. Verh. Geol. B.-A., 1981, S. 225).

OTTO THIELE

ROONWAL, G. S.: The Indian Ocean: Exploitable Mineral and Petroleum Resources. – XVI + 198 p., 68 figs., Berlin – Heidelberg – New York – London – Paris – Tokyo (Springer) 1987. Hard cover. 610 g. DM 128.–. ISBN 3-540-16881-8.

In diesem Werk legt der indische Universitätslehrer G. S. ROONWAL auf knapp 200 Seiten eine wirtschaftsgeologische Übersicht des Indischen Ozeans vor.

Ausgehend von der Genese und Entwicklung des Meeresraumes zwischen Indien und der Antarktis, zwischen Afrika und Australien, werden die Explorationsmethoden für die Suche nach mineralischen Rohstoffen in Küsten- und off shore-Gebieten vorgestellt.

Der Hauptteil des Lehrbuches ist der Beschreibung verschiedener Vorkommen von mineralischen Rohstoffen am Meeresboden gewidmet: Küsten und Strandseifen (beispielsweise die Cassiteritsande SE-Asiens), Phosphoritknollen, Eisen-Mangan-Knollen bzw. Krusten (tw. reich an Nickel, Kupfer, Kobalt, Molybdän und Vanadium), metallhaltige Schlämme und hydrothermale Erze (z.B. die heißen Erzlaugen im Roten Meer), weiters alle Anhäufungen von nicht verfestigten organischen und anorganischen Sedimenten, desgleichen das unter dem Meeresboden vorhandene Kohlenwasserstoffpotential. Nicht eingegangen wird auf Kohlevorkommen und die Möglichkeit der Gewinnung von Elementen aus dem Meerwasser.

Jedes dieser Kapitel gibt Informationen über Systematik, Genese, Strukturmerkmale, Mineralogie, Chemie, regionale Verbreitung und Akkumulationsraten solcher Vorkommen von mineralischen Rohstoffen am Grund des Indischen Ozeans. Über Eisen-Mangan-Konkretionen scheint der Wissensstand am weitesten vorangetragen zu sein. Gering bleibt die Information über die bisherigen Schätzungen des ungeheuren Potentials an Reserven, das am Ozeanboden schlummert.

Unzureichend behandelt sind die brennendsten Probleme eines künftigen Erzbergbaus am Meeresgrund: über dessen Auswirkungen auf das Gleichgewicht zwischen Wasser, Leben und Sediment finden sich lediglich anderthalb Seiten, die in ihrer Tendenz eine konventionelle Sorglosigkeit widerspiegeln. Leider wird damit die Chance vertan, an dieser Stelle ein Aufholen der Environmentforschung gegenüber der Rohstoffforschung einzufordern.

Das gleiche gilt für die legistischen Grundlagen: wenn schon die UNO in mühevoller Arbeit seit 1958 versucht hat, eine judizierbare Regelung für den Abbau untermeerischer Rohstoffe zu finden – von einem Experten, noch dazu aus einem Entwicklungsland, hoffte man mehr und Engagierteres als bloß eine Dreiviertelseite zu diesem Thema zu finden.

Auch zum Anspruch dieses Buches, die mineralischen Rohstoffe am Boden des Indischen Ozeans den exponentiell wachsenden Bedürfnissen einer wachsenden Weltbevölkerung insbesondere in den Entwicklungsländern zu widmen, seien praktische Bedenken angemeldet:

Erstens sind die Wachstumsraten des globalen Rohstoffbedarfs vom Strukturwandel in der Verarbeitung dieser Rohstoffe bereits gebrochen – es gibt also wenig Notwendigkeit, sich vorschnell an eine womöglich endgültige Zerstörung der Meere und ihrer Ressourcen zu machen.

Zweitens vermittelt man falsche Hoffnung, möchte man – wie dieses Buch – unterstellen, ein forcierter Abbau eigener Rohstoffe würde zum gegenwärtigen Zeitpunkt der Entwicklung der Dritten Welt dienlich sein: Parallel zur Bedarfs- und Preisentwicklung ist auch der Anreiz der Entwicklungsländer

im derzeitigen Stadium der internationalen Arbeitsteilung weiterhin als Lieferant von billigen Roh- und Grundstoffen zu figurieren, an einem Tiefpunkt angelangt.

Untermauert werden die formulierten Zweifel des Rezensenten ob einer gerechten Verteilung der untermeerischen Rohstoffe durch die Tatsache, daß sich die bedeutendsten Industriestaaten bisher geweigert haben, die in der UNO-Konvention von 1982 festgelegte „Internationale Verwaltung“ von Meeresbodenschätzen außerhalb der nationalen 200 Meilen-Wirtschaftszone der Küstenstaaten zu ratifizieren. Der Anspruch auf Aneignung des „gemeinsamen Vermächtnisses der gesamten Menschheit“ durch die ökonomisch Mächtigen gilt also ungebrochen....

Das Englisch von G. S. ROONWAL liest sich ungewohnt, die Druckfehlerberichtigung ist mangelhaft, das Literaturverzeichnis spärlich ausgefallen.

Höheren Informationsstandard weist die ebenfalls 1986 erschienene Monographie von V. E. McKELVEY „Subsea Mineral Resources“ im US Geological Survey Bulletin 1986, Chapter A von „Mineral and Petroleum Resources of the Ocean“ auf.

GERHARD LETOUZÉ-ZEZULA

STEININGER, F., SENES, J. et al. (Hrsg.): Neogene of the Mediterranean Tethys and Paratethys. Stratigraphic Correlation Tables and Sediment Distribution Maps. – 1. Bd.: XIV + 189 S., 80 Fig., 10 Farbtaf.; 2. Bd.: XXV + 524 Korrelationstab., Wien (Paläontologisches Institut) 1985. Gebunden. öS 2100.–. ISBN 3-900545-00-6.

Vorliegendes zweibändige Werk, das Ergebnis einer Zusammenarbeit von mehr als 230 Autoren aus fast 30 Staaten, entstand im Rahmen des International Stratigraphic Correlation Program, Project Nr. 25: Stratigraphic Correlation Tethys Paratethys Neogene, 1973–1983. Es wird das Gebiet von der Iberischen Halbinsel (W) bis Kasachstan, Usbekistan und Turkmenien (E) behandelt, weiters von Kazan (UdSSR) bis Nordafrika (N–S).

Band 1 behandelt die Stratigraphie, detaillierte Gebietskarten und Erläuterungen zu den Korrelationstabellen; neben zahlreichen Kartenskizzen und (Säulen)profilen wird ein sehr ausführliches Literaturverzeichnis geboten. Weiters finden sich ein Index der Autoren, ein Index zu den Neogenvorkommen und ein Verzeichnis der detaillierten Karten sowie Karten über die Sedimentverteilung.

Band 2 enthält das Wesentliche des vorliegenden Werkes, nämlich 524 Korrelationstabellen. Informationen über Fazies, Fossilinhalt, radiometrische und paläomagnetische Daten u.v.a.m. werden in reichstem Ausmaß geboten.

Das Ziel, ein „up-to-date“-Inventar der heutigen (d.h. bis 1983) Kenntnis der Neogenbecken der Tethys und Paratethys zu geben, kann wohl als erreicht betrachtet werden. Das Werk ist allen Geowissenschaftlern, besonders solchen, die sich mit stratigraphischen Problemen des Neogens auseinandersetzen haben, auf das Wärmste zu empfehlen.

MANFRED E. SCHMID

TOLLMANN, A.: Geologie von Österreich, Band 3, Gesamtübersicht. – 718 S., 145 Abb., 8 Tab., 3 Falttaf., Wien (Deuticke) 1986. Gebunden.

Nach den Bänden 1 und 2, die in detaillierter Form regional-geologisch/stratigraphisch den Aufbau Österreichs dokumentieren, liegt nun auch der dritte Band der „Geologie von Österreich“ von Prof. TOLLMANN unter dem Titel „Gesamtübersicht“ vor.

Immer, wenn man Bücher von Prof. TOLLMANN zur Hand nimmt, verblüfft als Erstes die ungeheure verarbeitete Wissensfülle. So macht auch in diesem Buch die „Literaturwahl“ allein ein Drittel des Seitenumfanges aus.

Gerade zu diesem Punkt wird jedoch nachstehend kritisch eingegangen, da sich aus den Forschungssystemen und Dokumentationsmöglichkeiten der letzten Jahre zahlreiche Probleme, insbesondere der Überschaubarkeit, entwickelt haben.

Unter dem Titel „Gesamtübersicht“ werden vielleicht viele Leser andere Inhalte erwarten, als in diesem Buch angesprochen werden. Prof. TOLLMANN geht nicht nur auf Erforschungs- und Entwicklungsgeschichte des alpinen Orogens in Form einer geologischen Gesamtüberschau ein, sondern referiert auch Ergebnisse angewandter geowissenschaftlicher Forschungszweige sowie wichtiger Nachbardisziplinen (z.B. Geobotanik).

Der Denkansatz, wie er hier versucht wird, nämlich die gesamte Breite und Fülle geowissenschaftlicher Forschung darzustellen, wird immer zeitgemäßer und wichtiger.

Weder in der technischen Alltagspraxis noch in der ökologischen Forschung werden die Zusammenhänge und Auswirkungen bei Eingriffen in den Untergrund voll berücksichtigt oder die mit dem Untergrund verbundenen Regelkreise als solche erkannt.

Es kann daher nicht oft genug auf das breite geologische Wissen hingewiesen werden, das Denk- und Lösungsansätze zur Konfliktminderung oder -vermeidung der zahlreichen Umweltprobleme anzubieten imstande ist.

Um diesem Anspruch gerecht zu werden, stellen sich im Zusammenhang mit dem vorliegenden Buch zwei Probleme:

○ Aus den Erfahrungen des Referenten an einer Informationsschnittstelle angewandter geowissenschaftlicher Forschung muß darauf hingewiesen werden, daß sich die Dokumentation in diesen Wissenschaftszweigen immer mehr zur „grauen“ Projekt-Dokumentation und EDV-Ergebnisdokumentation verschiebt.

Gerade bei Großprojekten mit umfangreichen Teamarbeiten wird eine Datenfülle erarbeitet, die konventionell nicht mehr aufbereitbar und darstellbar wird. Eine konventionelle Literaturaufbereitung kann diese Ergebnisse nicht mehr erfassen, insbesondere nicht die Komplexheit der Dateninhalte!

○ Analog zu den komplexen Natursystemen wäre es wünschenswert, die Wissensgebiete in ihrer Verknüpfung darzustellen und weniger als nebeneinander bestehende Kapitel. Umweltgeologie wäre dabei also nicht eine eigene Forschungsdisziplin – und damit ein eigenes Kapitel – sondern eine übergeordnete Denkweise, die in allen Forschungsbereichen, primär vom Schutzgedanken ausgehend, die ökologischen Zusammenhänge herausstreicht.

Diese Problemhinweise sind dabei nicht als einschränkende Kritik an der vorliegenden Publikation gedacht, sondern stellen eigentlich eine Aufforderung an den Benützer und Leser dar!

Nicht überspezialisierte, eingeleitete Forschungsansätze, sondern integrierte Arbeitsweisen werden in Zukunft echte Lösungen durch die Geowissenschaften erbringen helfen. Gerade der Geologe kann in diesem Zusammenspiel auf Grund seines historisch aufbauenden und synthetischen Denkens eine zentrale Rolle einnehmen.

Wie stark sich der Geowissenschaftler mit Nachbardisziplinen auseinandersetzen haben wird, zeigt z.B. die derzeit vollständige Abwesenheit der Geologen in der Waldschadensforschung, obwohl dabei sowohl primäre Argumente eingebracht werden können als auch geotechnische Maßnahmen in Hinblick massiv auf die Auswirkungen ausgerichtet sein müssen, oder geochemische Daten immer mehr bei Fragestellungen im Bodenschutz, der natürlichen Vorbelastungen, der Human- oder Veterinärmedizin benötigt werden.

Herausgelesen werden kann aus dem vorliegenden Buch auch, daß einzelne geowissenschaftliche Disziplinen von den Geologen längere Zeit nicht entsprechend mit den eigenen Arbeiten in Verbindung gebracht wurden. Am augenfälligsten erscheint dies bei der Geomorphologie, die in der systematischen geologischen Kartierung und bei tektonischen Überlegungen vielfach nur am Rande eingeht.

Wenn im Leser dieses Buches ähnliche Gedanken wie oben entstehen oder dieser im Widerspruch Lücken sucht und entdeckt, könnte ich mir vorstellen, daß der Zweck dieses „Übersichtsbandes“ bereits zum Teil erreicht ist, nämlich sich ein möglichst breites und vollständiges Bild der „Geomaterie“ mit allen Randbereichen zu erarbeiten und dann auch umzusetzen.

HERBERT PIRKL

**WIMMENAUER, W. : Petrographie der magmatischen und metamorphen Gesteine. – X + 382 S., 297 Einzelabbildungen, 106 Tabellen, Stuttgart (Enke) 1985. DM 78.–
ISBN 3-432-94671-6.**

Die 1985 erschienene Petrographie der magmatischen und metamorphen Gesteine schließt eine seit langem bestehende Lücke der deutschsprachigen Fachliteratur.

Hauptanliegen des Buches ist die überwiegend beschreibende Darstellung der magmatischen und metamorphen Gesteine. Grundkenntnisse in Geologie und Mineralogie sind Voraussetzung für das Verständnis; zur Ergänzung und Vertiefung wird der Gebrauch spezieller Bücher und Tabellenwerke neueren Datums über die gesteinsbildenden Minerale am Ende jedes Hauptabschnittes empfohlen.

Das Buch vermittelt den Geowissenschaftlern und Studierenden der Geologie und Mineralogie das Grundwissen über Vorkommen, Zusammensetzung und Gefüge der häufigeren kristallinen Gesteine und bereitet damit den Einstieg in die petrologische Literatur vor.

Das Buch gliedert sich in 6 Teile

Der allgemeine erste Teil behandelt in mehreren einführenden Abschnitten die Grundbegriffe, Gegenstände und Methoden der Petrographie einschließlic der quantitativen Bestimmungen, Normverrechnungen und graphischen Darstellungen von Analysendaten, ohne jedoch die heute verbreiteten Projektionen metamorpher Paragenesen und Reaktionen zu berücksichtigen.

Der zweite Teil beschäftigt sich mit den magmatischen Gesteinen in einer sehr übersichtlichen Gliederung, die einerseits den mineralogisch-petrographischen Einteilungen (nach STRECKEISEN) andererseits aber auch den gegebenen natürlichen Assoziationen Rechnung trägt. Von den allgemeinen Grundlagen ausgehend und über die Nomenklatur und Systematik fortschreitend wird anschließend eine ausführliche Beschreibung der einzelnen Gesteine dargeboten. Besonderer Wert wird dabei auf die quantitative Kennzeichnung der Gesteine durch ihre Mineralbestände und chemischen Zusammensetzungen gelegt. Die zu jeder Gesteinsfamilie angeführten Einzelbeispiele stellen den Zusammenhang zwischen Theorie und feldbezogener Petrographie her. Daneben sind die zahlreichen und guten Einzelabbildungen, Dünnschliffbilder und -zeichnungen eine echte Bereicherung und Hilfe.

Der dritte Teil behandelt die metamorphen Gesteine und unterscheidet zwischen Kontaktmetamorphose und Regionalmetamorphose sowie dem jeweiligen Ausgangsmaterial. Die vielen angeführten Einzelbeispiele werden auch in diesem Teil als sehr positiv empfunden.

Zwei Abschnitte dieses Kapitels sind den Kataklastiten, Myloniten und der Stoßwellenmetamorphose gewidmet.

Das Buch widmet noch je einen Teil den Migmatiten, Metasomatiten und den Gesteinen des oberen Erdmantels. Ein Quellenverzeichnis der Einzelbeschreibungen und Abbildungen und ein Register beschließen das sehr empfehlenswerte Buch.

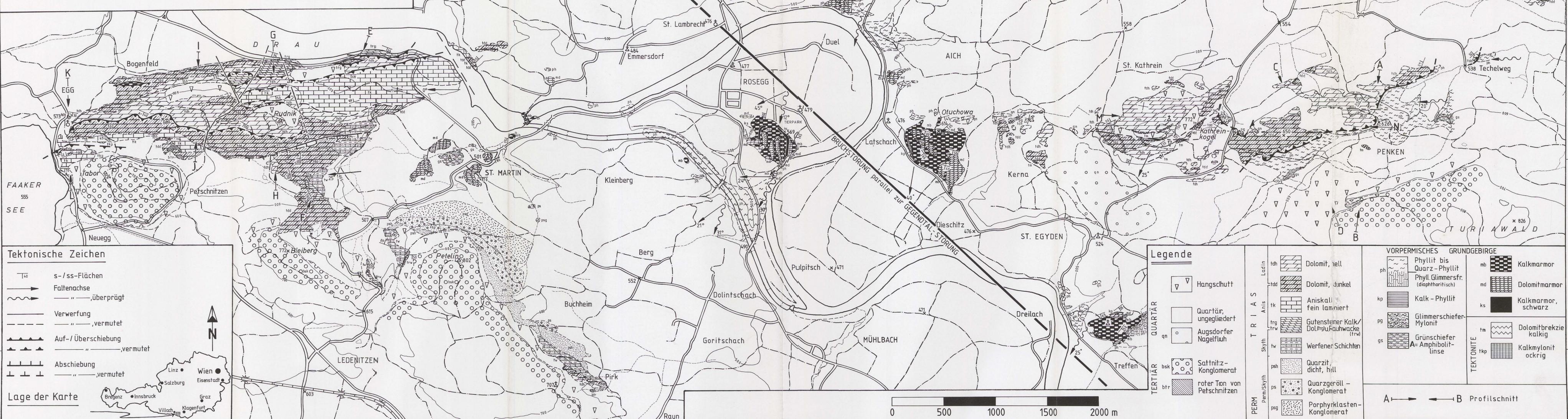
JOHANN HELLERSCHMIDT-ALBER

**ZEIL, W.: Geologie der Erde. Südamerika. – VIII + 160 Seiten, 54 Abbildungen, davon 4 farbig, = Geologie der Erde, Band 1, Stuttgart (Enke) 1986. Kartoniert. DM 24,80.–
ISBN 3-432-95861-7**

Der Versuch, auf 160 Seiten (inklusive Literaturverzeichnis und Register) die Geologie eines (formal nur halben) Kontinentes von der Heterogenität und Komplexität, wie sie solchen Teilen der Erdkruste immanent sind, darzustellen, läßt von vornherein eine unausgewogene Darstellung der einzelnen Großräume erwarten. Dazu gesellt sich der sehr unterschiedliche Kenntnisstand in einem teilweise noch unerschlossenen Kontinentbereich und – durchaus positiv zu werten – der vor allem dank der langjährigen Forschungsarbeiten des Autors selbst vergleichsweise sehr gute Grad der geologischen Kenntnis des alpinotyp geprägten Westsaumes des im Titel genannten Gesamtgebietes. Die allgemeine Einführung, die Darstellung über Südamerika als Teil des Gondwana-Kontinentes sowie die bis hin zu plattentektonisch und lagerstättenkundlich alle wesentlichen Aspekte berührende Beschreibung des Andengebietes sind in – für ein solches Überblicks- und Schnellinformationsbuch vorzüglich und begrüßenswert – verständlicher Weise gelungen. Dem gegenüber ist die Darstellung des außerandinen Raumes wenig zufriedenstellend. Einerseits stört die relativ eklektizistisch vorgenommene Zusammenstellung, das Fehlen auch großer Suchbegriffe (z. B. ist die Landschaftsbezeichnung Patagonien auch im Register selbst nicht auffindbar), andererseits wäre eine bessere Abstimmung der Abbildungen untereinander (so läßt etwa ein Vergleich der Abbildungen 1, 7 und 12 kein gefestigtes Bild vom Bau Südamerikas entstehen) als auch mit dem Text (etwa durch Verwendung einheitlicher topographischer Bezugspunkte) der Benützung dieses Buchabschnittes durchaus dienlich. Zusammenfassend läßt sich nur sagen, daß der überwiegende Teil des Buches die an ein solches Werk herangetragenem Erwartungen voll befriedigt und dadurch die etwas leichtfertig erscheinende Behandlung eines geographisch und geologisch wesentlichen Teiles des vorgegebenen Rahmens umso bedauerlicher erscheint.

JULIAN PISTOTNIK

Geologische Karte des Gebietes zwischen Faaker See und Turiawald
 ESE Villach (Mittelkärnten / Österreich)



Tektonische Zeichen

- s-/ss-Flächen
- Faltenachse
- „überprägtes“ Gebirge
- Verwerfung
- „vermutet“
- Auf-/Überschiebung
- „vermutet“
- Abschiebung
- „vermutet“

Lage der Karte

Legende

	Hangschutt		Dolomit, hell		Phyllit bis Quarz-Phyllit		Kalkmarmor
	Quartär, ungegliedert		Dolomit, dunkel		Phyll. Glimmersfr. (diaphorisch)		Dolomitmarmor
	Augsdorfer Nagelfluh		Aniskall, fein laminiert		Kalk-Phyllit		Kalkmarmor, schwarz
	Sattnitz-Konglomerat		Gutensteiner Kalk/Dol. u. Rauhwacke (trw)		Glimmerschiefer-Myonit		Dolomitbrekzie kalkig
	roter Ton von Petschnitzen		Werfener Schichten		Grünschieferlinse A=Amphibolitlinse		Kalkmylonit ockrig
			Quarzit, dicht, hell				
			Quarzgeröll-Konglomerat				
			Porphyroklasten-Konglomerat				

VORPERMISCHES GRUNDGEBIRGE

PERMIAN

TRIAS

SKYTH

ANISKALL

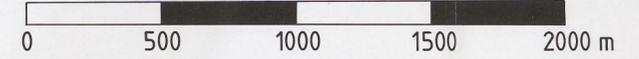
LADIN

QUARTÄR

TERTIÄR

TEKTONITE

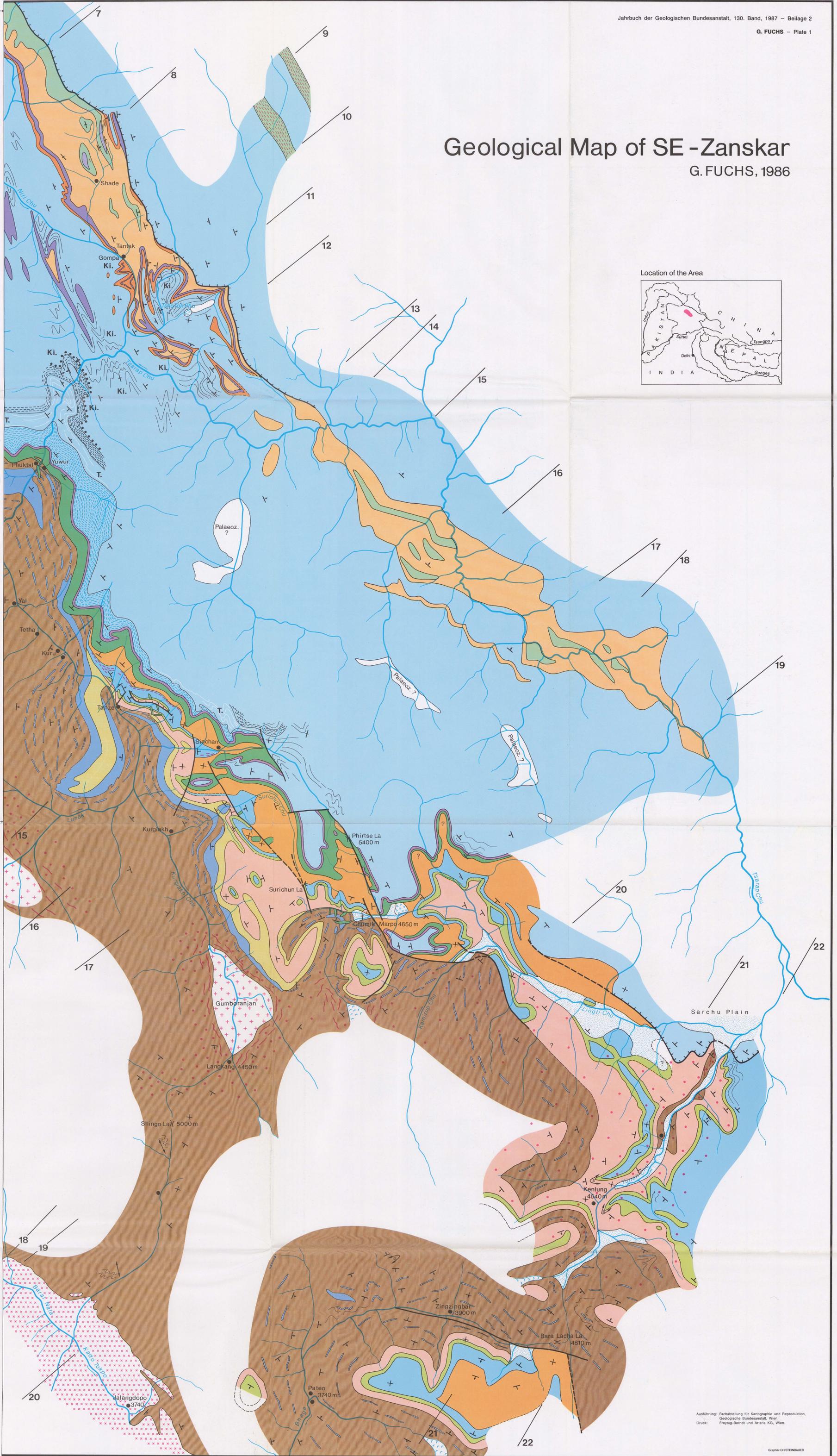
A ← → B Profilschnitt



Geological Map of SE-Zanskar

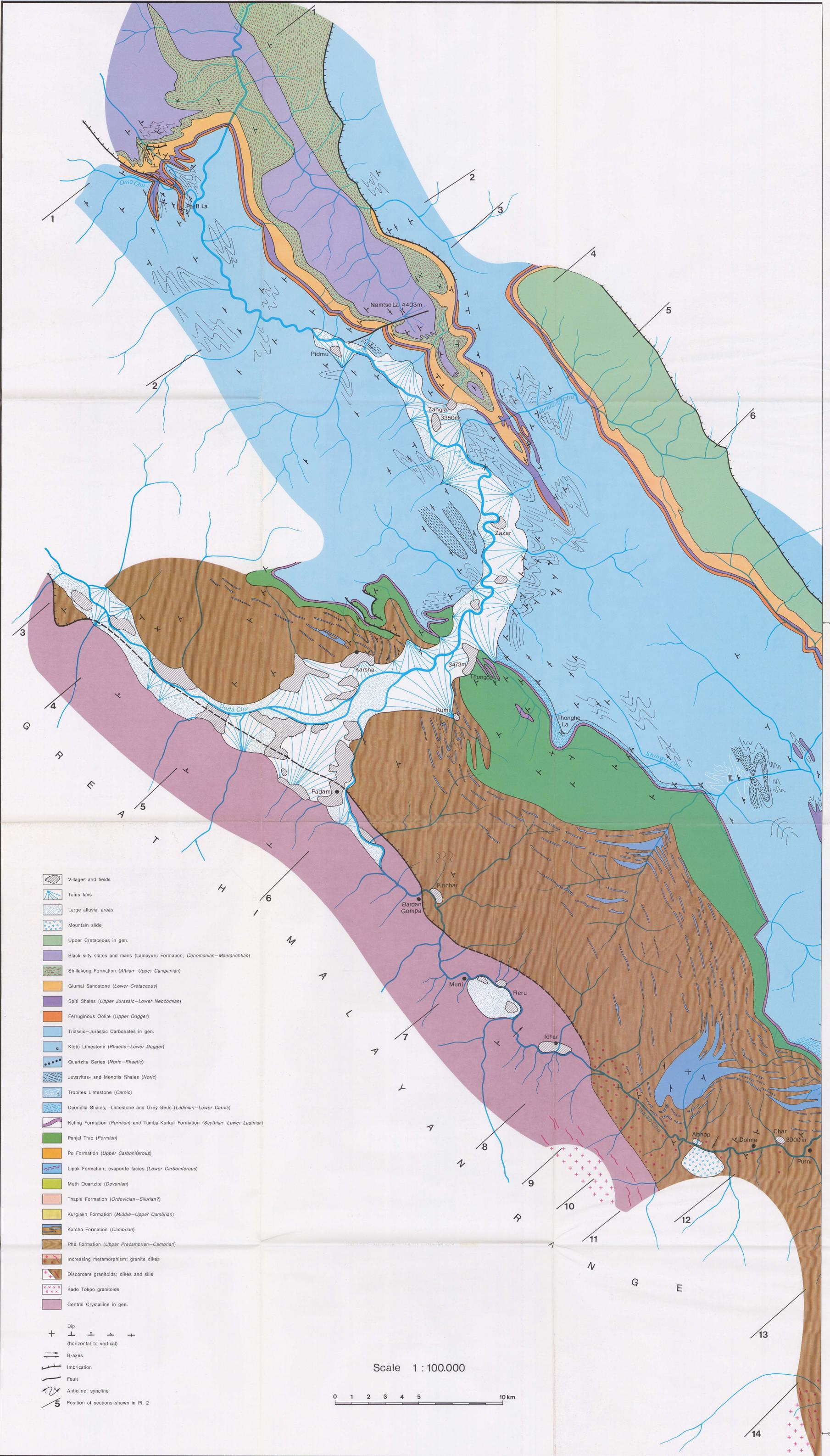
G. FUCHS, 1986

Location of the Area

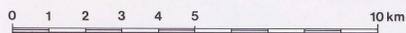


Ausführung: Fachabteilung für Kartographie und Reproduktion,
Geologische Bundesanstalt, Wien.
Druck: Freytag-Berndt und Artaria KG, Wien.

Geograph: CH. STEINBAUER



Scale 1 : 100,000



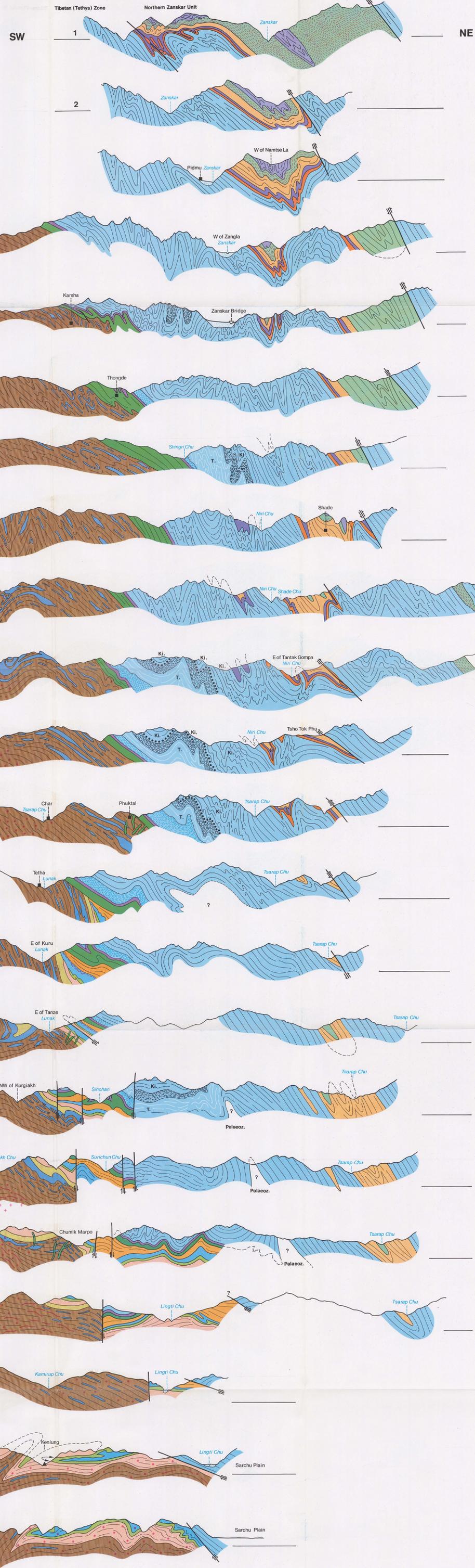
- Villages and fields
- Talus fans
- Large alluvial areas
- Mountain slide
- Upper Cretaceous in gen.
- Black silty slates and marls (Lamayuru Formation; Cenomanian-Maestrichtian)
- Shillakong Formation (Albian-Upper Campanian)
- Giulm Sandstone (Lower Cretaceous)
- Spiti Shales (Upper Jurassic-Lower Neocomian)
- Ferruginous Oolite (Upper Dogger)
- Triassic-Jurassic Carbonates in gen.
- Kioto Limestone (Rhaetic-Lower Dogger)
- Quartzite Series (Noric-Rhaetic)
- Juvavites- and Monotis Shales (Noric)
- Tropites Limestone (Carnic)
- Daonella Shales, -Limestone and Grey Beds (Ladinian-Lower Carnic)
- Kuling Formation (Permian) and Tamba-Kurkur Formation (Scythian-Lower Ladinian)
- Panjal Trap (Permian)
- Po Formation (Upper Carboniferous)
- Lipak Formation; evaporite facies (Lower Carboniferous)
- Muth Quartzite (Devonian)
- Thaple Formation (Ordovician-Silurian?)
- Kurglakh Formation (Middle-Upper Cambrian)
- Karsha Formation (Cambrian)
- Phe Formation (Upper Precambrian-Cambrian)
- Increasing metamorphism; granite dikes
- Discordant granitoids; dikes and sills
- Kado Tokpo granitoids
- Central Crystalline in gen.
-
- Dip
(horizontal to vertical)
- B-axes
- Imbrication
- Fault
- Anticline, syncline
- Position of sections shown in Pl. 2

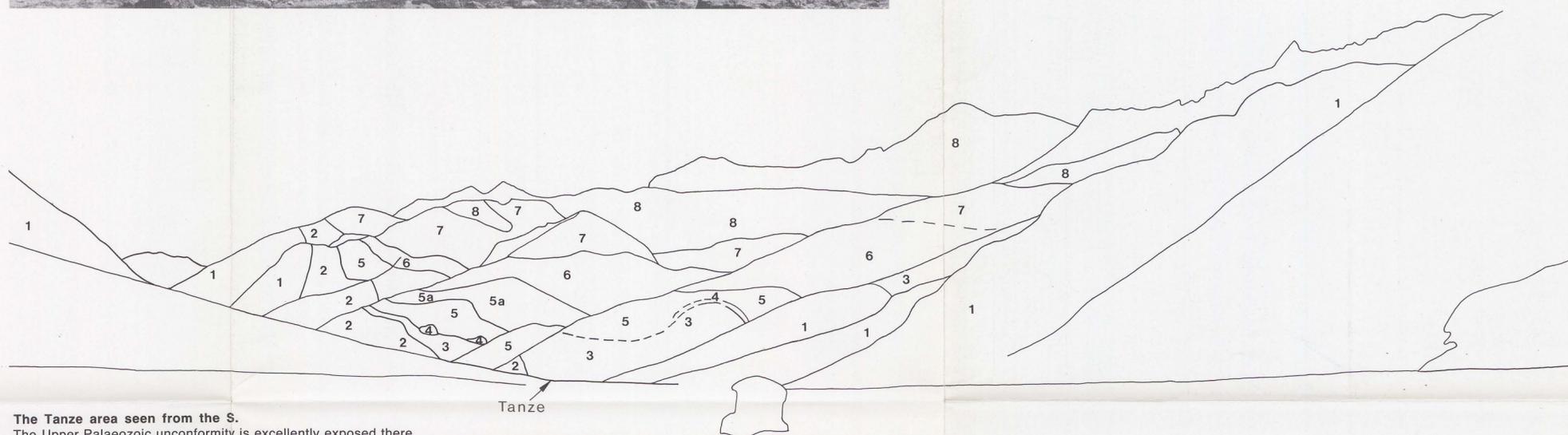
Geological Sections across SE-Zanskar

G. Fuchs, 1986

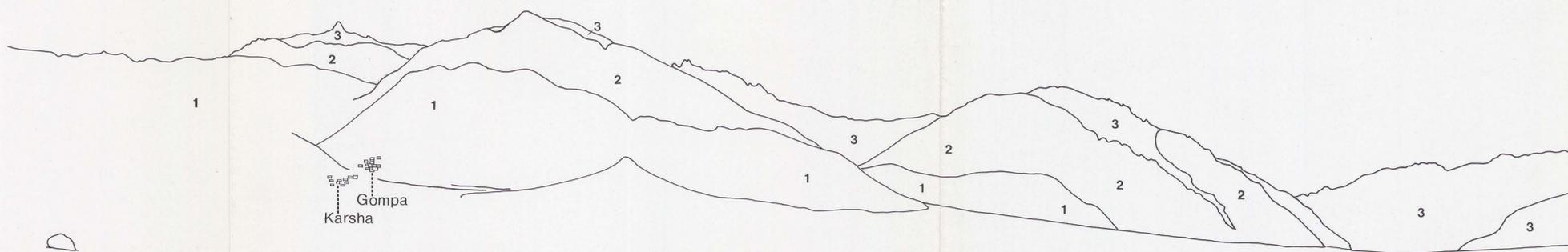
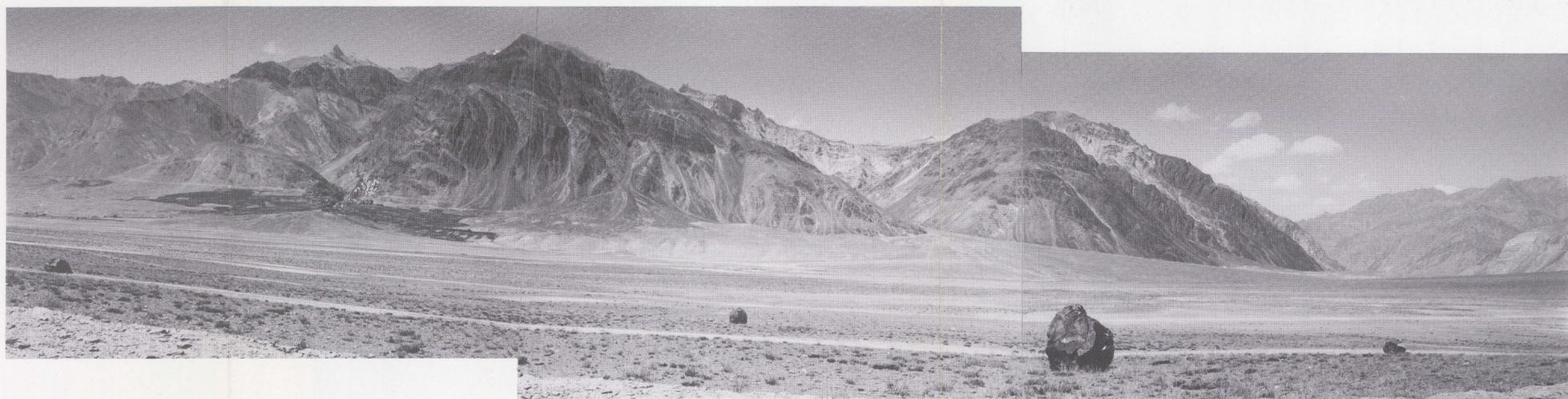
-  Large alluvial areas
-  Mountain slide
-  Upper Cretaceous in gen.
-  Black silty slates and marls (Lamayuru Formation; Cenomanian-Maastrichtian)
-  Shillikong Formation (Albian-Upper Campanian)
-  Glimal Sandstone (Lower Cretaceous)
-  Spill Shales (Upper Jurassic-Lower Neocomian)
-  Ferruginous Oolite (Upper Dogger)
-  Triassic-Jurassic Carbonates in gen.
-  Kioto Limestone (Rhaetic-Lower Dogger)
-  Quartzite Series (Noric-Rhaetic)
-  Juvavites- and Monotis Shales (Noric)
-  Tropites Limestone (Carnic)
-  Draconia Shales, Limestone and Grey Beds (Ladinian-Lower Carnic)
-  Kulling Formation (Permian) and Tamba-Kurkur Formation (Soythian-Lower Ladinian)
-  Panjal Trap (Permian)
-  Po Formation (Upper Carboniferous)
-  Lipak Formation; evaporite facies (Lower Carboniferous)
-  Muh Quartzite (Devonian)
-  Thaple Formation (Ordovician-Silurian?)
-  Kurgiak Formation (Middle-Upper Cambrian)
-  Karsha Formation (Cambrian)
-  Phe Formation (Upper Precambrian-Cambrian)
-  Increasing metamorphism; granite dikes
-  Discordant granitoids; dikes and sills
-  Kado Tokpo granitoids
-  Central Crystalline in gen.
-  Fault, imbrication
-  Anticline, syncline

Scale 1:100,000
0 1 2 3 4 5 10 km
heights not exaggerated





The Tanze area seen from the S.
 The Upper Palaeozoic unconformity is excellently exposed there. The sequence Karsha Formation (1), Kurgiakh Formation (2), Thaple Formation (3), Muth Quartzite (4), Lipak Formation (5; evaporites 5a), Po Formation (6) is transgressed by the Panjal Trap (7), Kuling Formation and Triassic formations (8).



The Upper Palaeozoic unconformity at Karsha in the Zaskar Valley seen from the South.
 The folded Karsha Formation (1) is overlapped by the Panjal Trap (2). Triassic-Jurassic Carbonates (3).