

# VERHANDLUNGEN DER GEOLOGISCHEN BUNDESANSTALT

---

Sonderheft G

1965

---

erscheint gleichzeitig als

**ZEITSCHRIFT**  
der  
**DEUTSCHEN GEOLOGISCHEN GESELLSCHAFT**  
Band 116, 2. Teil, 1964

Themenbereich

## **Ostalpen und östlich anschließende Räume**

Vorträge, gehalten anlässlich der 116. Hauptversammlung der Deutschen Geologischen Gesellschaft gemeinsam mit der Geologischen Gesellschaft in Wien  
vom 8. bis 26. September 1964

Redigiert von

H. KÜPPER und G. WOLETZ

Wien 1965

EIGENTÜMER, HERAUSGEBER UND VERLEGER: GEOLOGISCHE BUNDESANSTALT,  
WIEN III, RASUMOFKYGASSE 23, UND DEUTSCHE GEOLOGISCHE GESELLSCHAFT,  
HANNOVER, BEIDE VERTRETEN DURCH PROF. DR. H. KÜPPER, WIEN

GESELLSCHAFTSBUCHDRUCKEREI BRÜDER HOLLINEK

## **Hinweis**

Für die Exkursionen, die anlässlich der 116. Hauptversammlung der Deutschen Geologischen Gesellschaft im September 1964 abgehalten worden sind, ist ein ausführlicher Exkursionsführer erschienen:

### **Geologischer Führer zu Exkursionen durch die Ostalpen**

Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien  
57. Band, 1964, Heft 1

Er ist im Sekretariat der Geologischen Gesellschaft in Wien erhältlich.

## INHALT

Seite

1. Übersichtsreferate zur Tektonik der Ostalpen, Karpaten, Ungarns und der Dinariden	
D. ANDRUSOV: Aktuelle Probleme der Karpatentektonik (mit 2 Abb.) . . . . .	1
E. CLAR: Zum Bewegungsbild des Gebirgsbaues der Ostalpen (mit 2 Abb. und 4 Tafeln)	11
L. KÖRÖSSY: Geologischer Bau der ungarischen Becken (mit 2 Abb.) . . . . .	36
H. KÜPPER: Elemente eines Profils von der Böhmischem Masse zum Bakony (mit 1 Tafel)	52
Z. ROTH: Die Tektonik des Westabschnittes der Äußeren Karpaten in der ČSSR (mit 9 Abb.) . . . . .	56
B. SIKOŠEK & W. MEDWENITSCH: Neue Daten zur Fazies und Tektonik der Dinariden (mit 7 Abb. im Text und auf Tafel 1) . . . . .	86
A. TOLLMANN: Faziesanalyse der alpidischen Serien der Ostalpen (mit 1 Abb.) . . . . .	103
2. Referate zur Ostalpengeologie	
K. ALEXANDER, P. BLOCH, W. SIGL & W. ZACHER: Helvetikum und „Ultrahelvetikum“ zwischen Bregenzer Ache und Subersach (Vorarlberg) (mit 4 Abb. und 1 Tafel) . . . . .	134
R. HESSE: Herkunft und Transport der Sedimente im bayerischen Flyschtrug (mit 5 Abb. und 4 Tafeln) . . . . .	147
H. JERZ: Zur Paläogeographie der Raibler Schichten in den westlichen Nordalpen (mit 9 Abb.)	171
R. OBERHAUSER: Zur Geologie der West-Ostalpen-Grenzzone in Vorarlberg und im Prätigau unter besonderer Berücksichtigung der tektonischen Lagebeziehungen (mit 3 Abb.)	184
A. PILGER und N. WEISSENBACH: Tektonische Probleme bei der Gliederung des Altkristallins der östlichen Zentralalpen (mit 2 Abb.) . . . . .	191
K. SCHMIDT: Zum Bau der südlichen Ötztaler und Stubai Alpen (mit 7 Abb.) . . . . .	199
W. SCHWAN: Leitende Strukturen am Nordostrand der Hohen Tauern (mit 26 Abb.) . . . . .	214
W. SENARCLENS-GRANCY: Zur Grundgebirgs- und Quartärgeologie der Deferegger Alpen und ihrer Umgebung (mit 3 Tafeln) . . . . .	246
W. TUFAK: Die alpidische Metamorphose an Erzlagerstätten am Ostrand der Alpen (mit 3 Abb.) . . . . .	256
3. Mikropaläontologie	
B. T. GOLEV: Zur Frage der Morphologie und Systematik der Unterfamilie <i>Nummulitinae</i> (mit 5 Abb. und 3 Tafeln) . . . . .	265
W. KLAUS: Zur Einstufung alpiner Salztone mittels Sporen (mit 1 Abb.) . . . . .	288
H. ZANKL: Zur mikrofaunistischen Charakteristik des Dachsteinkalkes (Nor/Rät) mit Hilfe einer Lösungstechnik (mit 3 Phototafeln) . . . . .	293
4. Bausteine	
A. KIESLINGER: Salzburger Marmor in der Kunst von zwei Jahrtausenden . . . . .	313

Verh. Geol. B.-A.	Sonderheft G	S. 1— 10	Wien, Oktober 1965
Z. deutsch. geol. Ges. Jahrgang 1964	Band 116 2. Teil	S. 257—266	Hannover, Oktober 1965

## Aktuelle Probleme der Karpatentektonik

Von DIMITRIJ ANDRUSOV \*), Bratislava

Mit 2 Abbildungen

Zusammenfassung

Verfasser betrachtet erstens ein Sammelprofil durch die Westkarpaten vom Gebiete der Westbeskiden bis in die Südslowakei, und veranschaulicht den Bau der Flysch- und Klippenzone und der zentralen Westkarpaten. Unterstrichen wird der Einfluß von Abscherungserscheinungen bei der Deckenbildung in den zentralen Westkarpaten. Hernach werden die alten und jungen Bruchsysteme betrachtet. Weiter wird der Zusammenhang zwischen Westkarpaten und Ostalpen diskutiert und dann derjenige der Westkarpaten und der Ostkarpaten. Das kristallin-mesozoische Massiv der Ostkarpaten ist nicht eine Fortsetzung der zentralen Westkarpaten und auch nicht der pieninischen Klippenzone, die beide Einheiten voneinander trennt.

### A. Ein Sammelprofil durch die Westkarpaten

(vgl. Abb. 1 und 2)

Ein zusammenhängender, auf ausführliche Beobachtungen gegründeter Durchschnitt durch die Westkarpaten wurde noch nicht publiziert. Die Teilprofile, die auf den neuen geologischen Karten der Tschechoslowakei 1 : 200.000 abgebildet sind, wurden öfters so geführt, daß die generelle geologische Struktur der Karpaten nicht genügend verdeutlicht wird. Doch ist es nötig zu betonen, daß prinzipiell so ein Durchschnitt heute gezeichnet werden kann.

Im Norden ist im Gebiete der Westbeskiden (vgl. Abb. 2) die äußere savisch und steirisch gefaltete Flyschhaupteinheit (Krosnoflysch) auf den Rand (vgl. ROTH, 1964) der Böhmisches Masse, der von den Ablagerungen der Vortiefe (hauptsächlich Miozän) bedeckt ist, 20—25 km weit von drei Flyschdecken (Subsilesische [Frydecker-], Silesische und Vormaguradecke) überschoben. Im Westteil der inneren Flyschhaupteinheit (Maguraflysch) ist die Weite der Überschiebung auf die äußere Haupteinheit nicht feststellbar, da die Neigung der Überschiebungsfläche gegen S steil ist. In Polen und der Ostslowakei muß man die Überschiebungsweite gegen N auf wenigstens 30 km schätzen. Die Existenz von großen Überschiebungsteildecken in der Magurahaupteinheit der Ostslowakei, die gegen N und S geschoben wurden (ŚWIDZIŃSKI, 1961), konnte durch neue Forschungen nicht bestätigt werden.

Die Existenz von mittelkretazischen nordvergenten Überschiebungen in der pieninischen Klippenzone wurde vor kurzer Zeit bezweifelt (vgl. M. KSIĄŻKIEWICZ, 1960—1963, auch SALAJ & SAMUEL, 1963), obgleich in einigen Gebieten im Váhtal die überschobene Lage der Mittelkreide der südlichen Elemente der Klippenzone (Manín und Klapceinheit) auf Jura, Neokom und Mittelkreide (bis Coniac) der Pieninischen und Czorsztyn-Einheit festgestellt werden kann. Die Überschiebung ist hier wahrscheinlich vorsanton und nachconiac (vgl.

\*) Anschrift des Autors: Prof. Dr. D. ANDRUSOV, Francisciho 7, Bratislava Tschechoslowakei.



V. SCHEIBNEROVÁ, 1963). Es handelt sich hier wahrscheinlich um die subherzynische Phase (vgl. Abb. 1). Jüngere, vormalistische und laramische Bewegungen, ebenso wie ältere, voralbische, sind in der Klippenzone wenigstens lokal feststellbar, ihr Ausmaß war aber wahrscheinlich gering. Sie wurden außerdem von einer stärkeren jüngeren Faltung (savisch) mit Südvergenz gewöhnlich ganz verwischt. Die von KSIĄZKIEWICZ (1960—1963) vorgeschlagene Bildungsweise der Klippenzone durch nordvergente nachpaläogene Decken (selbst falls es sich nur um eine erste Phase der savischen Faltung handelt) ist nicht annehmbar, da im Südteil der Klippenzone des Váhtales eine ganz andere Fazies des Paläogens ausgebildet ist (verwandt der zentralkarpatischen) als im Nordteil (verschiedene Fazies des Magurapaläogens, die verschiedenen Teileinheiten der Magurahauppteinheit zugehören).

Dem Bau des Gebietes der Zentralen Westkarpaten habe ich auch in letzterer Zeit mehrere Aufsätze gewidmet. In den letzten Jahren wurde besonders von MAHEL (1955, 1962) die Existenz von großen mittelkretazischen Überschiebungsdecken, die aus dem Gebiete südlich der Kerngebirge (Tatriden) stammen gelehrt. Seine Archipeltheorie, derjenigen von SCHÄFFER (1938) ziemlich gleich, ist durchaus unbegründet. Da die Diskussion dieser Frage ab 1963 von MAHEL eingestellt wurde, werden wir in Zukunft von dieser traurigen Episode in der Entwicklung der Anschauungen über die Tektonik der Karpaten nicht mehr sprechen.

Zu Charakter und Herkunft der subtatrischen Decken möchte ich bemerken, daß deren Abscherungs-Charakter durchaus hervorgehoben werden muß. Die Abscherung der unteren subtatrischen (Křížna-)Decke geschah gewöhnlich im Niveau der Werfenschichten. Doch erscheint im Süden lokal (Westteil der Nied. Tatra) als Unterlage der Trias mächtiger Verrucano und Kristallin. In der Chočdecke (oder überhaupt in der oberen Gruppe der subtatrischen Decken) beginnt die Abscherung im N gewöhnlich mit der Mitteltrias (mit Ausnahme der kleinen Karpaten). Gegen außen (N. Tatra) und im Westen schaltet sich in der ganzen Breite der Decke mächtiges Perm (früher wurde es als „Werfener Schichten mit Melaphyren“ bezeichnet) und darunter Karbon ein. In beiden Decken zeigt sich also eine Erscheinung, die man mit ELLENBERGER (1963) als „truncature basale“ bezeichnen muß (die Erklärung der Erscheinung als Auswälzung [„rabottage basal“] ist auch in den Karpaten weniger wahrscheinlich).

In der Křížnadecke findet man auch ein zweites Abscherungsniveau, und zwar in der oberen Trias (Keuperfacies), auf welches wir schon früher aufmerksam gemacht haben (MATEJKA & ANDRUSOV, 1931). Eine allgemeine Abtrennung des oberhalb der Abscherungsfläche liegenden Komplexes vom unteren findet hier nicht statt. Ofters kommt es aber zur Bildung von Disharmonien (vgl. MATEJKA & ANDRUSOV, 1931, S. 138) und Erscheinungen, die den „nappes intraculannées“ von P. FALLOT (1949) ähnlich sind, aber nur ein geringes Ausmaß zeigen (hierher gehört z. B. der „Fächer des Velký Rakytov“ in der Grossen Fatra [vgl. MATEJKA im oben zitierten Werk, Beil. 2, oberes Profil]). Die zwei erwähnten Abscherungsflächen sind ja im ganzen Alpensystem verbreitet, und zwar da, wo in der Trias neben schieferiger Untertrias auch schieferige (öfters auch gips-haltige) Obertrias entwickelt ist (Französische Alpen-, Subbrianchonnais- und Brianchonnais-Einheiten).

Die Obertriasabscherungsfläche äußert sich wahrscheinlich auch in der Chočdecke, und zwar im Niveau der mächtiger entwickelten Lunzerschichten (Schiefer-

schichten des Keupertypus fehlen hier), die aber nicht in allen Regionen oder allen Teildecken der Chočgruppe vorhanden sind.

Die Abscherungserscheinungen äußern sich viel weniger in der Tatridentrauscheinheit. In den kleineren Überschiebungsdecken im Gebiet der Tatridentrauscheinheit kommt es öfters zu Abscherung, wieder in den schieferigen Untertriaschichten (Tlstá-Falte in der N. Tatra). Da Keuper öfters fehlt, ist die obere Abscherungsfläche hier unaktiv.

Eine gewisse Tendenz zur Abscherung im Niveau der schieferigen Untertrias äußert sich auch in der Gemeridentrauscheinheit (Gemeridentrias des Muráň-Plateau). Zwar setzt das Paläozoikum in der Unterlage des Mesozoikum rasch gegen S und O ein, doch äußert sich die Abscherung im Untertriasniveau in den ganzen Gemeridentrauscheinheiten (vgl. MATÉJKA & ANDRUSOV, 1931) selbst in deren Südregion (Slowakischer Karst), die in anderer Weise als Übergang zu unüberschobenen Regionen („pannonisches Zwischengebirge“), betrachtet werden kann. Ein Vergleich der hiesigen Verhältnisse mit der Abscherung im selben Niveau in der Basse Provence (vgl. AUBOUIN & MENNESIER, 1960—1962) ist äußerst interessant.

Abscherungsphänomene haben weitgehend Einfluß in den Flyschkarpaten, wie ŚWIDERSKI (1933) betonte. Da im Flysch mehrere Schichtkomplexe zur Abscherung geeignet sind, herrscht hier keine Regelmäßigkeit. Gewöhnlich bleibt der kalkige Jura und die älteren Komplexe zurück. Dabei ist das Ausmaß der tektonischen Bewegungen von Jura—Trias und der älteren Gebilde nicht feststellbar. Wir haben keine Beweise für die Ansicht, daß sie alpin nicht bewegt wurden; das Vorhandensein von Klippen aus Kristallin, Karbon, Jura und eventuell Neokom sprechen für die Anschauung, daß sie teilweise intensiv bewegt wurden.

Der Zusammenhang der subtatrischen Decken mit den Wurzelregionen wird für die Chočdecke teilweise befriedigend erklärt (ANDRUSOV, 1960), indem man ihre Einwurzelung in der Überschiebungsfläche, die den sogenannten Veporkomplex von den Gemeridentrauscheinheiten (Lubeník—Margecany—Überschiebungsfläche) trennt, annimmt. In der Frage der Einwurzelung der Kríznadecke herrscht heute noch Unsicherheit. BIELY (1961) hat nämlich neuerlich die Anschauung ausgesprochen, daß das Kríznamesozoikum nicht als ehemalige Überlagerung des Veporkristallins betrachtet werden könne. Nicht alle Beweise, die BIELY dazu anführt, sind aber gültig. (Lücke im Rhät der mesozoischen Schichtfolge des Velký Bok, die auf dem Veporkristallin der Kraklovásubzone angeblich normal aufliegt. Bei einer Exkursion zusammen mit J. ZELMAN & J. KOVÁČIK haben wir am Velký Bok Kalke mit *Lithodendron*, die sicher rhätisch sind, gefunden.) Die Metamorphose in den Mesozoikumkeilen im Kristallin der Veporeinheit und deren Mangel im Mesozoikum der Kríznadecke ist nicht beweisend, da die Abscherung des Deckenmesozoikums, wie in vielen Fällen in den Alpen, dem Metamorphismus in der Wurzelzone vorausging.

Die Zeitdauer der Bildung der subtatrischen Decken scheint sehr gering gewesen zu sein. Neue Forschungen (D. ANDRUSOV, V. CULOVA, im Drucke) haben gezeigt, daß die Überschiebung nachunterturonisch ist. Falls man auch die Verhältnisse in den Ostalpen (Transgression der Gosau mit Coniac beginnend) im Auge hat und die Angabe von SALAJ (1960) über das Coniac-Alter der basalen Oberkreidenschichten im Brezová-Gebirge als richtig erachtet, so hat sich die Überschiebung im Oberturon abgespielt. Wir haben (vgl. ANDRUSOV & BYSTRICKÝ, 1959) die Ansicht ausgesprochen, daß die Überschiebungen in der sub-

herzynischen Phase stattfanden. Es ist aber klar, daß es sich um die „vorgosauische“ Phase BRINKMANN'S handelt (es ist aber besser diese Phase als „jung-austrisch“ zu bezeichnen; die austrische Phase äußerte sich in den Karpaten ab Anfang des Albs-[Maninerphase] und setzte in den Ostkarpaten kurz vor dem Vracon ein; diese älteren Bewegungen könnte man als „altaustrisch“ bezeichnen; die 2 subherzynischen Phasen sind nachconiac und vorobersanton). Die Meinung aber, daß die Faltungs- und Überschiebungsbewegungen durch lange Zeiten ununterbrochen anhielten, kann also unmöglich für die mittelkretazischen Überschiebungen in den zentralen Westkarpaten gelten. Wir haben ebensowenig Beweise für eine lange Dauer der anderen kretazischen oder frühpaläogenen Faltungen. Diese Feststellung ist aber wenig überraschend, da es sich nur um schwächere Bewegungen handelte.

Faltungs- und Überschiebungserscheinungen beherrschen die Tektonik der Westkarpaten. Dazu kommt aber auch eine Bruchtektonik, die in vielen Fällen wichtig war.

Man hat in letzter Zeit sehr viel über den Charakter der Bruchtektonik der Erdkrinde gesprochen (vgl. ASCHGIREJ, 1960, CLOOS, 1948, PEIVE, 1960, SONDER, 1938). Die Nomenklatur ist dabei aber stark verwirrt (Bezeichnungen für verschiedene oder gleichartige Brüche: Frakturen, Narben, Lineamente, Geosuturen, Tiefenbrüche usw.). Die Brüche, die man in den Karpaten beobachtet hat, sind teilweise sicher vortriadisch; teilweise sind sie mit der mittelkretazischen Faltung verknüpft, weitere sind paläogen oder nachpaläogen, mehrere sogar intraneogen.

Zum System der vortriadischen Brüche gehören diejenigen, die die älteren Formationen im Untergrunde der Flyschzone von denen der Klippenzone und der Tatriden trennen, dann diejenigen, die die Dobrudschagesteinszone der Ostkarpaten von der Kristallinzonen der inneren Flyschgebiete und schließlich auch diejenigen, die die letztere von der Zone der älteren Gesteinsbildungen des kristallinen-mesozoischen Massivs der Ostkarpaten trennen. Der erste der genannten Brüche (oder Bruchsysteme) könnte sich gegen SO längst der Klippenzone fortsetzen und so das kristalline Gebiet der Zentralen Westkarpaten von demjenigen der Zentralen Ostkarpaten trennen. Der Verlauf der Brüche kann nur sehr annähernd festgestellt werden; ihr Charakter ist sogar ganz problematisch. Einige der genannten Bruchsysteme konnten auf die spätere (alpidische) Faltung Einfluß haben.

Einige tektonische Bruchflächen, die man in den Zentralkarpaten beobachtet hat, könnten (obgleich sie eine steile Lage mit Neigung gegen S oder SO haben) mit dem Überschiebungsphänomen der mittelkretazischen Decken zusammenhängen. Zu diesen gehört z. B. der Čertovica-Bruch, der die Niedere Tatra in SW—NO-Richtung diagonal in zwei Teile zerschneidet und die Tatriden vom Veporidenkristallin (+ Mesozoikum) scheidet. Ob die in Reihen angeordneten Kerngebirge voneinander durch solche Brüche getrennt sind, ist fraglich. Ihre Existenz ist aber durchaus möglich.

Ein Bruchsystem von kretazischem Alter muß man (vgl. ANDRUSOV, 1930, ANDRUSOV, 1958 und 1960, MÁŠKA & ZOUBEK, 1960) nördlich der Klippenzone annehmen, das dem älteren vortriadischen Bruchsystem folgte. Es handelt sich um einen verborgenen vorpaläogenen, oder sogar vorsenonen Bruch, der nicht an die Oberfläche kommt, aber sich im Verlauf der pieninischen Klippenzone

äußert. Diese Bruchdislokation wurde von MÁŠKA & ZOUBEK (l. c.) und gleichzeitig von mir selbst (ANDRUSOV, 1960) als Lineament („peripieninisches Lineament“ von MÁŠKA & ZOUBEK) bezeichnet. Der Begriff Lineament wurde in der geologischen Literatur nicht immer im gleichen Sinne gebraucht. Wahrscheinlich ist außerdem (vgl. auch KŚIAŹKIEWICZ, 1960—1963), daß nicht nur am Nordrande, sondern im ganzen Untergrunde der Klippenzone der Karpaten ein Bruchsystem auftritt, das die mittelkretazischen Faltungsvorgänge in der Klippenzone begleitete. Es ist ferner interessant, daß dieses Bruchsystem, wie aus dem vorher Gesagten ersichtlich ist, die Zentralen Westkarpaten von den Zentralen Ostkarpaten trennt. Einige dieser älteren Brüche äußern sich durch lokale oder auch auf lange Strecken verfolgbare nachpaläogene Bruchsysteme. Der wichtigste ist der Bruch, der die Klippenzone von dem zentralkarpatischen Paläogen im Gebiete der Mittelslowakei und Polens trennt. Aus allen diesen Gründen wollen wir das hypothetische Bruchsystem als „pieninisches Bruchsystem“ bezeichnen. Der nachpaläogene Bruch am Südrand der Klippenzone bildete sich an der Stelle, wo im Laufe des Paläogens ein „Küstenbruch“ oder eine „Küstenflexur“ existierte. Sie trennte das nördliche Gebiet (Maguraflysch und Klippenzone) mit Sedimentation ab Beginn des Paleozäns vom südlichen (zentralkarpatische Region) mit transgressivem Mittel- bis Obereozän (vgl. ANDRUSOV & SCHEIBNER in MAHEL & KOLLEKTIV, 1963).

Zu Brüchen, die vorpaläogen oder selbst vortriadisch angelegt wurden, gehören auch diejenigen, die die Kleine Fatra im Osten abschneiden und mit der Bildung der großen „Sigmoide“ der Klippenzone im Tale der Orava bei Párnica in Zusammenhang stehen. Dieses Bruchsystem wurde in komplizierter Weise von nachpaläogenen Brüchen benützt.

Die nachpaläogenen Brüche haben in den Westkarpaten (vgl. Erläuterungen zu den geologischen Karten der CSSR 1 : 200.000) teilweise ausgesprochenen Längsbruch-Charakter. In den Flyschkarpaten sind es teilweise steilgestellte nachpaläogene Überschiebungsflächen, die gegen das Innere der Karpaten einfallen. In gleicher Richtung einfallende Längsbrüche sind im Gebiete der zentralen Westkarpaten selten; öfter findet man hier gegen außen fallende oder vertikale Längsbrüche (Hohe Tatra, Kl. Fatra usw.). Einige davon sind sicherlich nachpaläogen, andere intraneogen. Sie kreuzen sich öfters mit einem Querbruchsystem, das teilweise den Charakter von Blattverschiebungen aufweist. Es bildet sich so ein Netz von Bruchdislokationen, welches der „Lineamenttektonik“ SONDRERS (1938) gleich ist. Für mehrere große subvertikale Längs- oder Diagonalbrüche oder Bruchsysteme der Erde wurde gezeigt (PEIVE, 1960, ASCHGIREJ, 1960 u. a.), daß es sich um große Blattverschiebungen handelt. Die horizontale Bewegung wurde eventuell von Aufschiebung oder Absenkung begleitet. Für die Längsbrüche der Karpaten konnte man bisher solche Bewegungen nicht feststellen. Aber die pieninische Klippenzone als Ganzes könnte ein Bruchsystem darstellen, in welchem neben anderen Bewegungen auch horizontale Verschiebungen stattfanden.

Ein anderes System von Brüchen hat in den Karpaten öfters eine ausgesprochen diagonale Richtung, die der rheinischen Richtung (NNE—SSW) parallel ist. Diese Brüche gibt es im mesozoischen und älteren Untergrunde (Revúca-Brüche bei Ružomberok), verlaufen aber parallel zu einigen neogenen Becken (Turiec-Kessel) und sind daher sicher intra- oder nachneogen. Zu den nachpaläogenen Diagonalbrüchen gehört auch die sogenannte Muránlinie.

## B. Querschnitt durch die Ostalpen

Ein schematischer Querschnitt durch die Ostalpen wurde neulich von TOLLMANN publiziert (1963). Wir betrachten seine allgemeine Konzeption vom karpatischen Standpunkte aus als richtig. Aber man kann kaum einige von ihm vorgeschlagene Parallelisierungen mit westkarpatischen Einheiten gutheißen.

Die Frage der Zugehörigkeit der Ostalpinen Flyschzone zum Ultrahelvetikum oder Penninikum ist vorläufig nicht geklärt worden. In den Karpaten entspricht die Flyschzone einem Sedimentationsgebiet, in welchem die Oberkreide gewöhnlich allmählich ins Paläogen übergeht. Denselben Charakter zeigt in den Westalpen der ultrahelvetische und penninische Flysch der Schweizer Alpen, die sub-briançonische, briançonnische und auch piemontesische Schichtfolge der französischen Alpen (vgl. CADISCH, 1953, DEBELMAS & LEMOINE, 1964). Eine kretazisch-paläogene Flyschachse zieht sich also durch die Alpen und Karpaten. In den Alpen liegt sie im Grenzgebiet zwischen Penninikum und Helvetikum<sup>1)</sup>.

Im übrigen möchte ich vorläufig bei den von mir vorher (ANDRUSOV, 1960) vorgeschlagenen Parallelisierung bleiben: Oberostalpin—(sensu TOLLMANN) Choč-Gemeriden, Mittelostalpin—Križnadecke (diese Parallelisierung ist durch Fazies-Verhältnisse nicht genügend belegt; es wäre aber bei anderer Konzeption schwer, das plötzliche Auskeilen des Mittelostalpins in den Karpaten und vice versa der Križna-Decke in den Ostalpen zu erklären), Unterostalpin—Tatriden (dieser Parallelismus ist unter anderem durch den geantiklinalen Charakter der beiden Haupteinheiten gut belegt). Zur Frage der Stellung der pieninischen Klippenzone betone ich deren einheitlichen Faziescharakter ab der Ybbs bis in die Ostkarpaten (bei lokalen Änderungen). Eine Trennung des westlichen Teiles vom östlichen in den Alpen (BIRKENMAJER, 1960) scheint mir nicht genügend belegt. Zur Bestimmung der Stellung der Klippenzone im Alpenbau sind nach meiner Meinung keine genügenden Unterlagen vorhanden.

## C. Sammelprofil durch die Ostkarpaten

Der Vergleich eines Sammelprofils durch die Westkarpaten mit einem Sammelprofil durch die Ostkarpaten gibt nach neuen Beobachtungen und Zusammenstellungen noch interessantere Resultate. Auch hier finden wir eine äußere, nachpaläogen gefaltete Flyschzone und eine innere krystallin-mesozoische Zone (im N als Marmaroschzone bezeichnet). Diese letztere ist aber nicht jungaustrisch, sondern altaustrisch (vorvraconisch, vgl. ONCESCU, 1959) gefaltet worden. Auf den ersten Blick ist zwar eine gute Analogie mit den Westkarpaten vorhanden, indem hier zwei Faltenysteme von verschiedenem Alter nebeneinander liegen.

<sup>1)</sup> TOLLMANN gibt an, daß der Rücken, der in der Klippenzone existierte und exotisches Material in die Kreidekonglomerate lieferte, von mir als „vindelizisch-beskydischer Rücken“ bezeichnet wurde. Ich bin der Meinung, daß der vindelizische Rücken aus den Schweizeralpen zur böhmischen Masse und von da unter die Mitte der Flyschzone sich fortsetzte (vindelizisch-beskydischer Rücken, ANDRUSOV, 1959). In der Kreide und im Paläogen blieb von diesem Rücken nur noch die sogenannte „Silesische Insel“, (NOWAK, 1927, KSIAZKIEWICZ, 1960—63) übrig. Das exotische Geröll der pieninischen Klippenzone stammt aus einer anderen südlicheren Kordilliere — der „pieninischen Kordilliere“. Unter dem paläogenen Flysch der Zentralkarpaten nördlich der Tarra war ein weiterer Rücken ausgebildet, der dem paläogenen Flysch anderes Material zuführte — das ist die „Oravakordilliere“ (ANDRUSOV, Geol. d. Tschechoslow. Karpaten, Bd. III. im Druck).

Der Zusammenhang der äußeren Zonen (Flysch) und ein Übergang der zentralen Westkarpaten in die Marmaroschzone scheinen auf den ersten Blick selbstverständlich zu sein. Für die letztere Annahme spricht die große Analogie zwischen dem paläogenen Flysch der Zentralkarpaten und des Marmaroscher Gebietes; dagegen sind Fazies und Bau der mesozoischen Gebilde und auch das Alter des Kristallins verschieden (im Marmarosch-Gebiet teilweise Vorkambrium). Bei näherer Betrachtung sieht man, daß die Stellung der Marmaroschzone doch eine ganz andere ist. In der Flyschzone der Ostkarpaten finden wir bloß die Fortsetzung der Skoleeinheit, der Schlesischen Einheit und der Duklaeinheit der Westkarpaten. An diese Zone schließt sich eine für die Ostkarpaten spezifische Zone, nämlich die Radowzone (ANDRUSOV, 1936; Neokom- bis Cenomaner Flysch), die die Fortsetzung der Sinaiazone Rumäniens ist. Gegen NW keilt sie in der Ukraine etwa im Borschawatale aus. NO des Marmaroschmassivs findet sich keine Fortsetzung des Maguraflysches (NOWAK, 1927, ANDRUSOV, 1933), denn der Maguraflysch keilt N von Uschgorod fast vollständig aus; wahrscheinlich setzt sich nur der innerste Teil der Maguraeinheit weiter gegen SO fort. Ich habe diese innere Teileinheit neulich als Zempliner Teileinheit bezeichnet (ANDRUSOV, Geologie der tschechoslowak. Karpaten, Bd. III, im Druck). Diese zieht sich aber in einem engen Streifen am NW-Rande des Marmaroschmassivs hin, parallel mit dem paläogenen Streifen, der auf diesem Massiv an seiner inneren Seite transgressiv aufliegt. In der NW-Fortsetzung des Marmaroschmassivs erscheint in der Ukraine eine Serie von Klippen (Marmaroscher Klippenzone, ANDRUSOV, 1933) die parallel zu der Fortsetzung der pieninischen Klippenzone verläuft. Die letztere liegt aber SW von der Marmaroschklippenzone und ist von dieser durch eine Paläogenzone getrennt, in der, wie gesagt, wahrscheinlich Paläogen der marmaroscher- und der Zempliner Einheit vorhanden ist. O des Rodnagebirges in Rumänien erscheint auf eine kurze Strecke wieder die pieninische Klippenzone (vgl. ONCESCU, 1959). Diese Erscheinung ist äußerst interessant. Mehrere Autoren (hauptsächlich BOGDANOV, 1949, und viele andere) haben ja die pieninische Klippenzone mehr oder weniger als Fortsetzung des Marmaroschmassivs betrachtet. Dieser Zusammenhang ist aber überhaupt nicht belegt. Die Facies sind ganz verschieden, aber besonders im Bau finden wir Abweichungen. Die Existenz von mehreren Schichtserien (im ukrainischen Abschnitt wahrscheinlich nur zwei: die Kisucaserie der pieninischen Ausbildung = Tisalafazies der sowjetischen Autoren und die Czorsztyner Serie = Serie des Velki Kamen in der Jura-Kreideschichtfolge) und einer sehr komplizierten und eigenartigen Tektonik, die sich in der ganzen pieninischen Klippenzone äußert, zeigen ganz klar, daß die beiden Klippenzonen in der Ukraine nichts Gemeinsames haben. Außerdem ist es wahrscheinlich, daß das Marmaroschmassiv sich zwischen die Magurahaupteinheit und die Krosnohaupteinheit einschaltet, während die pieninische Klippenzone immer südlich oder (in den Ostkarpaten) südwestlich von der Magurahaupteinheit verläuft. Die Marmaroschzone taucht als eine große antiklinoriale Einheit aus dem Flysch heraus. Mit Erstaunen konstatieren wir weiter, daß die pieninische Klippenzone westlich der großen kristallin-mesozoischen Einheit der Ostkarpaten verläuft, die nach der Mittelkreide nicht mehr alpinotyp gefaltet wurde. Die pieninische Klippenzone scheidet diese Einheit von der nach-turonisch alpinotyp nicht mehr gefalteten Haupteinheit der zentralen Westkarpaten (vgl. Abb. 1). Obgleich die südliche Fortsetzung der pieninischen Klippenzone weiter südlich in Rumänien nicht be-

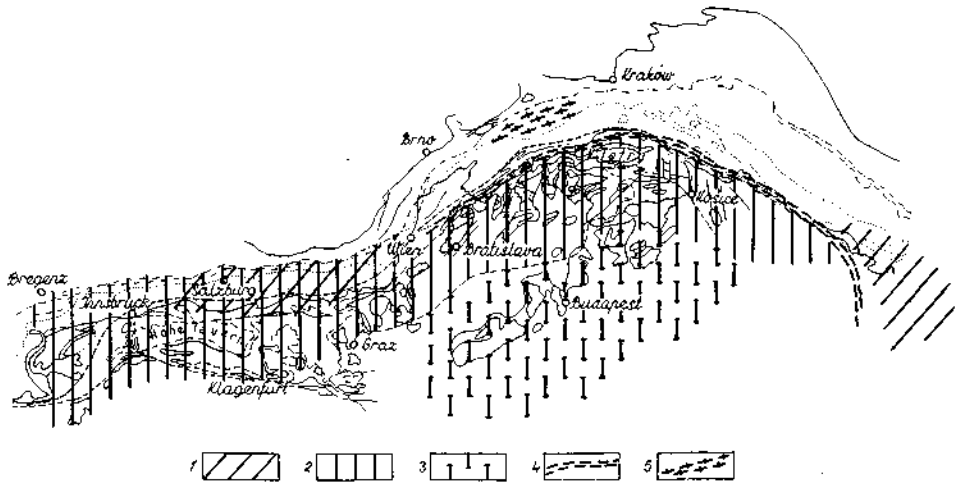


Abb. 1: Verbreitung der tektonischen Bewegungen in der Mittelkreide der Ostalpen und Nordkarpaten (tektonische Grundlage nach D. ANDRUSOV: Les principaux plissements alpins dans le domaine des Carpathes occidentales. Livre Mém. P. Fallot 2, Paris 1960—1963).

Erläuterungen: (1) Gebiet der Verbreitung der alpinotypen Faltung zur Zeit der altaustrischen (intraalpinen, vorcenomanen) Phase. (2) Gebiet der Verbreitung der alpinotypen Faltung zur Zeit der jungaustrischen („vorgosauischen“, mittelturonen) Phase. (3) Dieselbe Faltung germanotyp. (4) Gebiet der Verbreitung alpinotyper Faltung zur Zeit der subherzynischen (nachconiac) Phase. (5) Dieselbe Faltung ganz schwach ausgebildet.

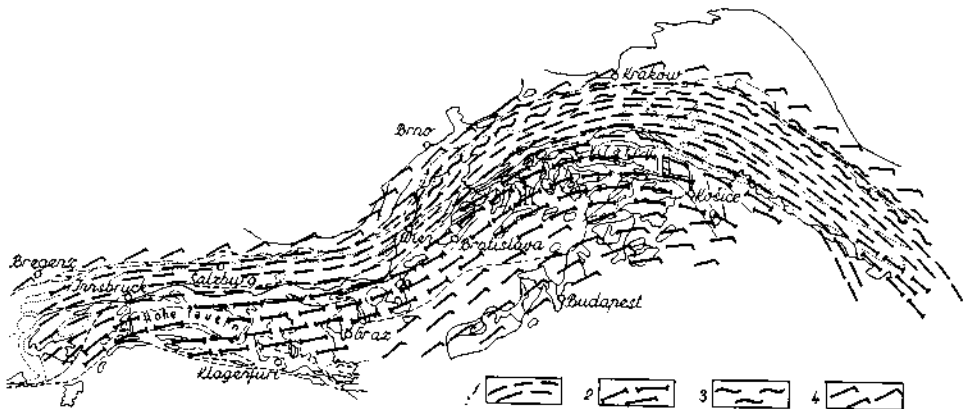


Abb. 2: Verbreitung der tektonischen Bewegungen gegen Ende des Paläogens und Anfang des Neogens (tektonische Grundlage — wie oben).

Erläuterungen: (1) Gebiet der Verbreitung der alpinotypen Faltung zur Zeit der helvetisch-savischen (nachmittel-oligozänen) Phase. (2) Dieselbe Faltung germanotyp. (3) Gebiet der Verbreitung der alpinotypen Faltung zur Zeit der steirischen (intraconogenen) Phase. (4) Zur Zeit der savischen und steirischen Phase Bruchtektonik.

kannt ist, ist es klar, daß das famose pannonische Zwischengebirge nicht einheitlich ist. Wir werden uns aber mit dieser Frage nicht weiter beschäftigen; wir stellen aber fest: die zentralen Ostkarpaten sind nicht die Fortsetzung der zentralen Westkarpaten. Die mittelkretazische Faltung ist in dem ostkarpatischen Massiv älter (altaustrisch) als im Westen (jungaustrisch).

#### D. Schlußbemerkungen

Über den Bau des alpinkarpatischen Systems kann man nach neuen Forschungen folgendes sagen:

1. Die Zone der alpinkarpatischen Vortiefe liegt teilweise auf vortriadischem Untergrund (Österreich, Tschechoslowakei, Polen bis Krakau, äußere Zone der Vortiefe in der Ukraine), teilweise auf einem Flyschuntergrund (innere Zone in der Ukraine, Rumänien).

2. Der karpatische Flysch der Flyschzone liegt auf vortriadischem und teilweise jurassischem Untergrund, der eine breite Rinne mit Tiefen bis etwa 8000 m bildet (vgl. DLABAČ & MENČIK, 1964). In den Alpen, besonders den Westalpen, beteiligt sich der Flysch am Großdeckenbau, an dem auch der alte Untergrund teilnimmt.

3. Die pieninische Klippenzone bildet einen bis 850 km langen Bogen, der überall einer Grenzzone entspricht, zumal an beiden Seiten in verschiedenen Abschnitten verschiedene Einheiten auftreten.

4. Das kristallin-mesozoische Ostkarpatenmassiv taucht unter die Bildungen des ostkarpatischen Flysches gegen NW unter.

5. Das mittelkretazische Faltendeckensystem der zentralen Westkarpaten und Ostalpen blieb in seinem Ostteil nach der oberturonischen Faltung ohne weitere wesentliche Bewegung; im W wurde deren nördlicher Teil hauptsächlich savisch wieder tektonisch stark bewegt (vgl. Abb. 2).

6. In der pieninischen Klippenzone kann man mittelsenone Bewegungen (also jüngere als in den zentralen Westkarpaten) vermuten, neben lokalen voralbischen Bewegungen, die nicht zu Faltung führten.

7. In den zentralen Ostkarpaten ist die Faltung mittelalbisch. In den eigentlichen zentralen Ostkarpaten wurde der Deckenbau noch nicht bewiesen. Im Apusenengebirge kam es zur Bildung von Decken, die von S gegen N geschoben wurden.

#### Schrifttum

- Andrusov, D.*: Notes sur la géologie des Carpathes du Nord-Ouest. V. Considérations sur la tectonique et la paléogéographie des Carpathes du Nord-Ouest. — Sbor. St. geol. úst. 9, Praha 1930.
- Andrusov, D.*: Sur la relation des Carpathes orientales avec les Carpathes occidentales. — Věstn. St. geol. úst. 9., Praha 1933.
- Andrusov, D.*: Die vortriadischen Faltungssysteme im Gebiet der Westkarpaten. — Geologie 7, 3—6, Berlin 1958.
- Andrusov, D.*: Geologie der Tschechoslowakischen Karpaten. (Slowakisch.) Bd. 2, Bratislava 1959.
- Andrusov, D.*: Gedanken über das alpin-karpatische Falten-Decken-System. — Geol. sborník 11, 2, Bratislava 1960.
- Andrusov, D.*: Neues in der Deutung des Baues der inneren Klippenzone der Karpaten. — Abh. deutsch. Akad. Wiss. in Berlin, Kl. III, H. 1, Berlin 1960.



- Andrusov, D., & Bystrický, J.:* Über die Bedeutung der subherzynischen Faltungsphase im Gebiet der Westkarpaten. — Geol. sborník 10, 2, Bratislava 1959.
- Aschgirej, G.:* Certain important laws of the tectonic structure and movements of the earth's crust (Russ.) — Izv. Akad. nauk SSSR Ser. geol. No. 8, Moskva-Leningrad 1960.
- Aubouin, J., & Mennesier, G.:* Essai sur la structure de la Provence. Liv. mém. P. Fallot, 2, Paris 1960—1963.
- Biely, A.:* Bemerkungen zur Geologie des Mesozoikums der „Veporiden-Wurzelzonen“. — Geolog. práce, Zprávy 21, Bratislava 1961.
- Birkenmajer, K.:* Geology of the Pieniny Klippen belt of Poland. — Jahrb. geol. Bundesanstalt, 103, Wien 1960.
- Bogdanov, A.:* (Grundrisse der Tektonik der Ostkarpaten.) (Russ.) Sovjetskaja geologia N 40, Moskva 1949.
- Cadisob, J.:* Geologie der Schweizer Alpen, Basel 1953.
- Cloos, H.:* Grundschollen und Erdnähte. Geol. Rundschau 35, Stuttgart 1948.
- Debelmas, J., & Lemoine, M.:* La structure tectonique et l'évolution paléogéographique de la chaîne alpine d'après les travaux récents. — Inform. Scientif. No 4, Paris 1964.
- Dlabač, M., & Menčík, E.:* Geological structure of the autochthonous basement of the western part of the outer Carpathians on the territory of the Czechoslovak Soc. Rep. — Rozpravy Českoslov. akad. věd 74, 1, Praha 1964.
- Ellenberger, F.:* Rabotage basal ou tronçature basale? Reflexions sur les charriages cristallins. — C. R. Acad. Sc. 257, Groupe 9, Paris 1963.
- Fallot, P.:* Les chevauchements intracutanés de Roya (A.-M.). — Annales Hébert et Haug 7, Paris 1949.
- Książkiewicz, M.:* Évolution structurale des Carpathes polonaises. Livre mém. P. Fallot 2, Paris 1960—1963.
- Mabel, M.:* Erwägungen über den Deckenbau der Westkarpaten. Geol. práce, Zprávy 3, Bratislava 1955.
- Mabel, M., und Kollektiv:* (Erläuterungen zur Übersichtskarte der ČSSR 1 : 200.000, Zilina.) (Slowakisch.) Bratislava 1962.
- Máška, M., & Zoubek, V.:* The principal division of the West-Carpathians and their pre-neoidic basement. In: Tectonic development of Czechoslovakia. — Praha 1960.
- Matějka, A., & Andrusov, D.:* Aperçu de la géologie des Carpathes occidentales de la Slovaquie centrale et des régions avoisinantes. — Knihovna St. geol. úst. Českoslov. rep. 13. A., Praha 1931.
- Nowak, J.:* Exquisse de la tectonique de la Pologne (polnisch). — Kraków 1927.
- Oncescu, N.:* Geologia Republicii populare române. 2. Aufl., București 1959.
- Peive, A.:* Fractures and their role in the structure and development of the Earth's crust. — Vorträge soviet. geol. am 21. Intern. geol. Kongr. Moskva 1960.
- Roth, Z.:* Zur strukturellen Einteilung der ČSSR. — Věstn. Ústr. úst. geol. 39, 3, Praha 1964.
- Roth, Z., und Kollektiv:* (Erläuter. geol. Übersichtskarte 1 : 200.000, Ostrava.) (Tschechisch.) — Praha 1962.
- Salaj, J.:* Vorläufiger Bericht zur Mikrobiostratigraphie der Gosauer Kreide im Gebirge Brezovské pohorie und des Paläogens des Hügellandes Myjavská pahorkatina. — Geol. práce, Zprávy 18, Bratislava 1960.
- Salaj, J., & Samuel, O.:* Contribution to the stratigraphy of Cretaceous of the Klippen belt and Central West-Carpathians. — Geol. sborník 14, 1, Bratislava 1963.
- Schaffer, F. X.:* Ein Beispiel zur Theorie des Deckenschubes. — Zentralbl. f. Min. etc., Abt. B, Stuttgart 1938.
- Scheibnerová, V.:* Some new informations on the Cretaceous of the Klippen belt of West-Carpathians. Geol. sborník 14, 2, Bratislava 1963.
- Sonder, R.:* Die Lineamenttektonik und ihre Probleme. — Eclogae Geol. Helv. 31, Basel 1938.
- Świdzki, B.:* Sur l'arc des Karpathes occidentales. — Eclogae Geol. Helv. 26, Basel 1933.
- Świdziński, H.:* La série de Richwald dans les Karpates Flyschéuses. — Bull. Acad. Pol. Sc., sér. géol. et géograph., 9, 2, Warszawa 1961.
- Tollmann, A.:* Ostalpen-Synthese. — Wien 1963.
- Vialov, O.:* (Über die tiefen Randbrüche.) (Russisch.) — Sborn. trudov Gruzinskoj Akad. Nauk., Tbilisi 1959.

Verh. Geol. B.-A.	Sonderheft G	S. 11— 35	Wien, Oktober 1965
Z. deutsch. geol. Ges. Jahrgang 1964	Band 116 2. Teil	S. 267—291	Hannover, Oktober 1965

## Zum Bewegungsbild des Gebirgsbaues der Ostalpen

Von E. CLAR \*)

Mit 2 Abb. und 4 Tafeln

### Zusammenfassung:

Zum Aufbau eines mechanisch verständlichen Bewegungsbildes über das Werden der großen Züge im Deckenbau der Ostalpen (besonders deren nordöstlicher Teilbereich) werden folgende Vorstellungen erörtert bzw. begründet: Deutung des späteren Vorschubes der Nordalpen als Gravitationsgleitung von der aufsteigenden Wölbung der Zentralalpen und mit älteren transportierten Strukturen; grundsätzliche Rückführbarkeit der abgesicherten paläo-mesozoischen oberostalpinen Sedimentdecke auf das ostalpine Muralpenkristallin als zugehöriges Grundgebirge auf Grund von Strukturanalogien, dabei geringe Verschiebungsweite der „Gurktaler Decke“ und Erlahmen der Relativbewegung gegen Süden; Beispiele für relativ enge tektonische Beziehungen zwischen unter- und oberostalpinen Baugliedern; Notwendigkeit einer inneren Gliederung des Pennintroges unter Einschluß der Flyschzone; Abschluß seiner Überwältigung durch die große Hauptüberschiebung des Ostalpin dann erst im zweiten, nachgosaubischen Hauptabschnitt des Bewegungsablaufes und Fortsetzung der Einengung des Gebirgskörpers bei dessen zentralem Aufsteigen mit Zergleiten des Deckenstapels.

Wie andere Kettengebirge heben sich von außen kommend auch unsere Ostalpen als ein Streifen besonders intensiver *V e r f o r m u n g* des Krustenbaues mit scharfen Grenzen aus ihrer Umgebung heraus. Um zu einem Verständnis dieser Verformungen und ihrer Ursachen zu kommen, sind im allgemeinen mehrere Stadien hintereinander zu durchschreiten: die stratigraphische, fazielle und tektonische Analyse, als grundlegende Hauptaufgabe der geologischen Arbeit; dann die meist nur skizzenhafte Ableitung des Ablaufes dieser Verformung als ein „*B e w e g u n g s b i l d*“ dieses Gebirgsbaues in dem Sinne, in dem O. AMPFERER diesen Begriff gebraucht hat. Über ein solches beschreibendes Bewegungsbild führt der Weg zum Verständnis des möglichen *M e c h a n i s m u s* der betreffenden Gebirgsverformungen und später einmal weiter zu einer wirklichen Erklärung im Sinne der Mechanik und *G e o m e c h a n i k*. Daß wir uns nur in den einfachsten Beispielen in diesem letzten Stadium befinden, ist neben der Unaufgeschlossenheit der Tiefenzonen die wichtigste Ursache für die vorhandene Fülle von nebeneinander vertretbaren Hypothesen.

Während in beiden Hauptabschnitten der Westalpen die Grundzüge eines solchen Bewegungsbildes heute anscheinend schon einen einigermaßen festen und allgemein anerkannten Rahmen bilden, mögen einzelne Diskussionen der Ostalpenliteratur den Eindruck erwecken, daß hier auch wesentlichste Grundzüge noch völlig gegensätzlich gedeutet werden. Zur Hauptsache geht dies darauf zurück, daß die meisten maßgebenden Darstellungen der besonders weiträumigen ostalpinen Deckenüberschiebungen von TERMIER bis heute nur wenig oder keine

\*) Anschrift des Verfassers: Prof. Dr. E. CLAR, Geolog. Institut der Universität, Wien I.

Mühe darauf verwendet haben, das erschlossene Bewegungsbild auch durch glaubhafte Vorstellungen über seinen Mechanismus zu ergänzen und dessen mechanische Möglichkeit zu erläutern. So kommt auch heute noch Kritik und Ablehnung der Fernüberschiebungen nicht nur aus der Ablehnung ihrer Begründung, sondern noch mehr aus dem Motiv der Unvorstellbarkeit der dafür notwendigen Mechanik.

Im Kreis der österreichischen Ostalpengeologen begegnen wir heute dagegen schon einer fast einmütigen Anerkennung der tragenden Grundlinien in der Großgliederung des Deckenbaues — etwa im Sinne der Darstellung von H. P. CORNELIUS (1940) —, unbeschadet auch heftiger Gegensätze im einzelnen. Daran haben zahlreiche neue Ergebnisse vom Tauernmetamorphikum bis zur Ölforschung vor der Alpenfront mitgewirkt. Den konzentriertesten Überblick darüber in Hinblick auf die tektonische Deutung gibt bis 1962 wohl DEL NEGRO (1962).

Wie jede Übersichtskarte oder die vereinfachte Zonenübersicht in unserer Abb. 1 zeigt<sup>1)</sup>, besteht die Hauptmasse der Ostalpen vor allem aus zwei in sich gegliederten Bewegungskörpern höherer Ordnung, die auf ganze Länge durchziehen, den Nördlichen Kalkalpen und dem Altkristallin Silvretta—Mur-alpen. Im tektonischen Rang oder Stockwerk sind sie das „Ostalpin“ schlechthin, entweder „Oberostalpin“ oder besonders in der neuen Gliederung von TOLLMANN (1959, 1962) „Ober“- und „Mittelostalpin“. Das tiefere, davon überwältigte und durch die alpidische para- bis postkinematische Metamorphose ausgezeichnete Metamorphiden-Stockwerk des Baues erscheint in den Ostalpen nur in den kuppelartigen Fenstern des Engadin, der Hohen Tauern und des Wechsel ganz im Osten. Die beiden ersteren sind tektonisch und faziell sicher Fortsetzungen des Pennin der Ostschweiz, im Gebiet Wechsel—Rechnitz bleibt der Vergleich noch offen. Tektonisch als Unterostalpin gelten Bauelemente, die an der Basis der ostalpinen Großüberschiebung und über dem Metamorphidenstockwerk eingeschaltet liegen und die außer in den zugehörigen Gebirgsgruppen Graubündens, des NW- und NE-Eckes der Hohen Tauern und im Semmeringgebiet nur verquälte Schuppenzonen bilden. Ihre Schichtreihe weist teilweise schon in der Obertrias, teilweise besonders im Jura auf eine Deutung als überwältigte nördliche Randteile des eigentlichen ostalpinen Sedimentationsraumes. Der Nord-Transport der ostalpinen Bauglieder über ihre einstigen Vorklagen geht — vom Westende abgesehen — über das Pennin so weit hinaus, daß auch noch das Helvetikum als anschließendes nördliches Randgebiet der alpinen Geosynklinale überhaupt, nur in einer Kette mitgeschleppter Schuppen die Oberfläche erreicht.

Wir sind überzeugt, daß ebenso wie den Einzelbildern der Verformung auch dieser Großgliederung ein mechanisch verständliches Bewegungsbild zugeordnet werden kann. Ich kann dabei — ohne einen Prioritätsanspruch — unter anderem auf die von mir 1953 skizzierte „Modellvorstellung“ auf der Grundlage eines Vorganges der „Unterströmung“ im Sinne von O. AMPFERER oder E. KRAUS verweisen, aber auch auf VAN BEMMELN (1960), der ein grundsätzlich ähnliches Bewegungsbild („tieforogene“ Deckenstapelung und nachfolgendes Aufsteigen der überfahrenen Zentralzone) ausschließlich aus dem Angriff der Schwerkraft abzuleiten versucht.

<sup>1)</sup> Auch für das Verständnis der weiteren Ausführungen wird außer den beigegebenen oder zitierten Abbildungen eine der Übersichtskarten der Geol. B.-A. in Wien, 1 : 500.000 (1933) oder 1 : 1.000.000 (1964), empfohlen.

Im folgenden möchte ich nur auf eine kleine Auswahl neuerer Ergebnisse Bezug nehmen, die die Art dieses Bewegungsbildes bestimmen und mitentscheiden, welche Massenverschiebungen in ihm mindestens angenommen werden müssen. Wir beschränken uns dabei auf die österreichischen Ostalpen ohne Südalpen und darin auf den unserem Tagungsort näherliegenden östlichen Abschnitt.

Im Bereich des heutigen Alpennordrandes drängen sich bedeutende Bewegungsbahnen (siehe Tafel 1 und 2). Die erst mit der Obertrias beginnenden Randeinheiten der oberostalpinen Kalkalpen überschieben — wenn wir von der anscheinend unter ihnen verschwindenden, wohl pieminischen Klippenzone von St. Veit bei Wien absehen — auf ganze Länge erst die Flyschzone der Ostalpen mit Unterkreide bis Paläogen und diese wieder die Fortsetzung des Helvetikum der Nordschweiz und des Bregenzerwaldes bzw. ihre faziell abgewandelten tektonischen Äquivalente in der Buntmergelserie und der Grestener Klippenzone nach PREY (u. a. 1960, 1962).

Ihr Vorrücken gegen die Sedimente des vorgelagerten Molassebeckens hat diese in sehr wechselnder Breite gestört, so daß in Salzburg und Oberösterreich eine durchgehende subalpine Molassezone fehlt, während weiter östlich nun vor der subalpinen, geschuppten noch eine gestörte Zone abgrenzbar wird (F. BRIX, K. GÖTZINGER u. a. 1963). Schon eine ganze Reihe von Erdölbohrungen hat in Übereinstimmung mit dem Ergebnis von PREY am Molassefenster von Rogatsboden bewiesen, daß jeweils ältere Glieder der Molasse-Schichtfolge vom Alpenrand noch wenigstens mehrere Kilometer flach überschoben werden. In Oberösterreich sind (R. JANOSCHEK 1964) das Obereozän und das Oligozän durch Brüche stark gestört und tauchen gegen Süd unter die Alpenrandüberschiebung unter, während das Burdigal und das Helvet schüsselförmig auf den älteren Schichten liegen. Weiter östlich traf die Bohrung Texing 1 der ÖMV 3 km südlich des Flyschrandes unter ihm und weiteren Molasseschuppen noch auf das autochthone Burdigal. Auch am Wienerwaldrand ist Burdigal noch verschuppt. In der Sicht bis zu der nachortonen Flyschüberschiebung der polnischen Karpathen werden nach S. PREY (1960) und H. KÜPPER (1960) die letzten Deckenüberschiebungen am Gebirgsrande gegen Osten jünger. Die Zeugnisse für ihren Beginn liegen jedenfalls weiter innen unter den Alpen, nur die berühmte voroberaquitane Schuppung in der Bohrung Perwang 1 belegt einen über den heutigen Alpenrand nach Nord hinausgreifenden Vorläufer.

Die mitgeschleppten Molasseschuppen am Alpenrande belegen faziell noch nicht die Nähe des ursprünglichen, überfahrenen Trograndes; im Bereich S Rogatsboden ist vielmehr erwiesen, daß der tiefste und älteste Anteil des Troges erst unter den Alpen liegt (R. JANOSCHEK 1964) und daß der Vorstellung über das Ausmaß der tektonischen Asymmetrie des Molassetroges keine engen Grenzen gesetzt sind.

Das Molassefenster von Rogatsboden bezeichnet eine schon nahe dem Kalkalpenrande liegende Aufpressungs- oder Aufschuppungszone, die die hier nachburdigale Flyschüberschiebung bereits zerteilt, ihre flache Lage beweist und jedenfalls jünger ist als diese. Es spricht für ein Anhalten gleichen Baugrundsatzes der Tiefe, daß in gleicher Position (siehe Profile PREY 1962) von Salzburg anscheinend bis Wien dem Südrand der Flyschzone nähergerückte Aufbrüche von Helvetikum und Klippenzone noch schärfer als die Grenzen von Kalkzone und

Flysch selbst eine eigentümliche Geradlinigkeit im Übersichtsbild des Nordalpenrandes markieren.

Es ist für unsere Betrachtung entscheidend wichtig zu sehen, daß alle drei genannten Randzonen in den Ostalpen nirgends einen Zusammenhang mit einem zugehörigen Grundgebirgsuntergrund erhalten haben. Sie sind abgescherter, und zwar jeweils junge bis jüngste Teile der Sedimentdecke in den betreffenden Absatzgebieten. Im Streichen kann das Helvetikum erst in der Nordschweiz, der Flysch erst im östlichen Schweizer Pennin mit älteren Serien verbunden werden. Weder für das zu Lamellen mit Klippengefüge verwalzte Helvetikum noch für die mehr oder weniger offenen Faltenwellen der Flyschdecke ist vorstellbar, daß sie mechanisch selbständig wie steife Platten durch einen Schub aus dem Hinterland bewegt werden. Nur das Mitfließen und Verdrängen durch eine übermächtige Last mit oder ohne Schweregleitung kann solche Körper bewegen.

Daß die Basisabscherung der Kalkalpen keine Randerscheinung ist, sondern sie als Überschiebungsfäche über dem Flysch bis mindestens nahe an ihren Südrand unterteuft, ist heute durch den Nachweis der Flyschfenster (deren Lage siehe Tafel 1) wohl eindeutig. Die randnahen Flyschaufbrüche von Grünau im Mittel- und Brettl S Rogatsboden im Ostabschnitt vermitteln zu den südlicheren Fenstern von Strobl (PLÖCHINGER 1961) und von Windischgarsten (BRINKMANN 1936, PREY-RUTTNER-WOLETZ 1959)<sup>2)</sup>. Ersteres bringt 9 km vom Kalkalpenrand auch noch Helvetikum bzw. Buntmergelserie aus der Unterlage des Flysch empor, letzteres weist mit 25 km vom Nordrand die Flyschunterlagerung auf nicht weniger als zwei Drittel der Kalkalpenbreite nach. Es beeinträchtigt diesen Nachweis nicht, daß die Untergrundgesteine in den letztgenannten Fenstern nicht als flache Aufwölbungen sichtbar werden, sondern als diapirartige Aufschuppungen an zwei großen Nordwest-Störungen dieses Kalkalpenabschnittes aufgedreht sind.

Die Basisgleitfläche der Kalkalpen begleitet ferner offenbar ein sehr löcheriger Teppich von sogenannten „Schürflingen“, das sind bei der Bewegung abgescherter und überfahrene Schollen. Im Osten ist G. HERTWECK (1961) unter anderem ihrem Auftreten näher nachgegangen und hat Schürflinge, die ihrer Fazies wegen nur aus der Frankenfesler-Zone am Kalkalpennordrand stammen können, noch unter der südlichen Einheit der Ötscherdecke gefunden. Sie sind danach bei jüngeren Aufschuppungen der Basisfläche eingeschaltet und belegen einen mehr dachziegelartigen Bau und relativ sehr geringen Tiefgang des kalkalpinen Deckenstapels.

Neuerdings hat PLÖCHINGER (1963) Schollen aus dieser (bajuvarischen) Nordrandzone, an der gleichen Störungzone wie das Windischgarstener Fenster aufgebrochen, noch am Rand der hochalpinen Gesäuseberge südlich St. Gallen, das ist nur mehr ein Viertel der Kalkalpenbreite von deren S-Rand entfernt, festgestellt.

Die basale Abscherungsfläche der Kalkalpen greift gegen Süden in der Schichtreihe immer tiefer; die mittleren und südlichen Baueinheiten ergänzen sich — vielfach unter Verlust der jüngeren Schichtglieder — durch die mächtige Mittel- und Untertrias bzw. Permotrias. Wo am Kalkalpensüdrand Altpaläozoikum der Oberen Grauwackendecke (Norische Decke) anschließt, also etwa zwischen Inn und Radstadt und vom Ennstal nach Osten,

<sup>2)</sup> Siehe ferner Exkursion III/2, Mitt. Geol. Ges. Wien, 57/1 1964.

steht diese Permotrias damit in einem zwar oft durch Bewegungsfugen und innere Schuppung gestörten, aber doch grundsätzlich allgemein anerkannten **Transgressionsverband**. Es ist für unsere Betrachtung nicht wesentlich, mit welchen Baueinheiten der südlichen Kalkalpen dieser Primärverband besteht und welcher hochalpine Anteil als „Ultradecken“ von einer nicht mehr erhaltenen Grauwackenunterlage weiter im Süden eingeglitten ist; auf jeden Fall speichern die an- und abschwellenden basalen Permoskythkomplexe (wie Schuppenland von Werfen) gewaltige Relativbewegungen und Anschoppungen. Die Unterlagerung durch Grauwackengesteine kann sich in den Kalkalpen anscheinend nicht weit nach Norden — nur etwa der hochalpinen Zone entsprechend — erstrecken; denn bis an diese heran bezeugen wie erwähnt Schuppen-einklemmungen nur einen Untergrund aus Flysch und dem Schürflingsteppich der Randzone, es erscheinen aber nirgends Aufbrüche der dafür sicher geeigneten Grauwackengesteine. Die nördlichsten kleinen Schürflinge aus diesen erscheinen dann weiter im Osten, östlich von Mariazell, in ungefähr gleich großer Entfernung vom Kalkalpennordrand im Bereich der Puchberg-Mariazeller Aufschiebungslinien (H. P. CORNELIUS 1939 mit Zitaten O. AMPFERER und E. SPENGLER). Wir dürfen daher annehmen, daß dieses südlichste Viertel der Gesamtbreite — natürlich in verschiedenen Meridianen verschieden — in der Größenordnung etwa den Bereich der Norderstreckung der Grauwackenunterlage unter die Kalkalpen bezeichnet. Eine ortsfeste Einwurzelung der ganzen Masse in einem so schmalen Stiel ist nicht glaubhaft.

Die meisten der älteren zusammenfassenden Konzepte der Ostalpentektonik nehmen an, daß diese Baukörper höherer Ordnung, Kalkalpen plus Obere Grauwackendecke, einmal die Sedimentdecke der zweiten Groseinheit, des **Kristallins**, war, von dem ja bescheidenere Schollen, meist diaphthoritisch, in der Basis der Grauwackendecke mitgefloßt sind (K. METZ 1953, H. P. CORNELIUS 1952).

Es ist daher zum Verständnis der neueren Auffassungen wichtig auch hier zu betonen, daß zwischen diesen beiden Großkörpern, den in allen Gliederungen „oberostalpinen“ Kalkalpen einschließlich ihrer Grauwackenunterlage und dem nach TOLLMANN „mittelostalpinen“ Kristallin, nirgends ein primärer **Verband** erweisbar ist. Von Westen bis Innsbruck ist der Kalkalpensüdrand zweifellos durch starke Bewegungen gestört, entlang der Grauwackenzone von Salzburg und Tirol liegt das fragliche Kristallin erst südlich der Tauern, im Ennstal laufen Störungen, und das Altpaläozoikum der Steirischen Grauwackenzone wird bis zum Ostende im Liegend klar durch die „Norische“ Überschiebung über das Grauwackenkarbon begrenzt. Als wichtigere Trennung schaltet sich aber unter dieser Karbondecke und als Sedimentdecke auf dem ostalpinen Kristallinzug des Troiseck der Gesteinszug **Rannachserie — Thörl** ein, in dem heute mit METZ (seit 1947) wohl allgemein mindestens die vorwaltende Beteiligung von Mesozoikum anerkannt wird.

Dieser Zug erhielt meines Erachtens erst durch TOLLMANN (1959, 1963) seine im Rahmen weiterer Zusammenhänge überlegene Deutung als die vom eigentlichen **Oberostalpin** überfahrene Sedimentdecke des tieferen, als „mittelostalpin“ bezeichneten Kristallinstockwerkes. Der Zug führt nach glaubhafter Deutung ohne älteres Paläozoikum nur Permoskyth und Mitteltrias in starker tektonischer Umformung und leichter Metamorphose, er ist offenbar nur der **Rest** einer gegen oben hin tektonisch beschnittenen Schichtfolge.

# OSTALPENPROFIL IM ABSCHNITT TAUERN-MITTE

Nach H.P. CORNELIUS 1940  
(etwas verändert)

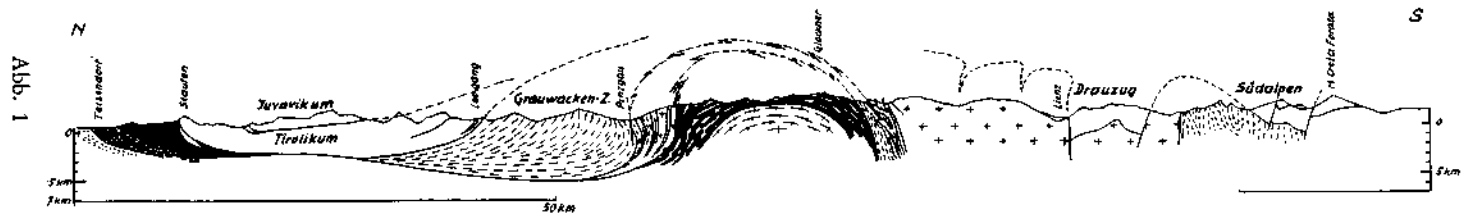
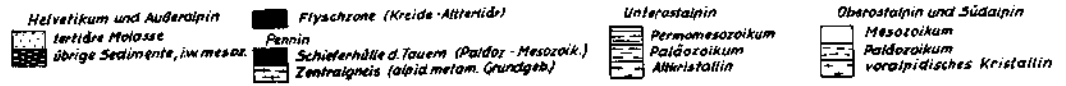


Abb. 1



Zur Betrachtung im Querschnitt sei hier in Abb. 1 der Nordteil des Profiles von H. P. CORNELIUS (1940), das durch den Mittelabschnitt der Hohen Tauern gelegt ist, wiederholt. Für die Abgrenzung des Oberostalpin als freie Schubmasse, damals noch vor allem mit Rücksicht auf das freie Ausheben gegen Westen im Rhätikon und in der karpatischen Chočdecke im Osten, sind schon fast die gleichen Linien verwendet wie im Schnitt zur Übersichtskarte 1964 der Geologischen Bundesanstalt.

H. P. CORNELIUS war selbst kein Anhänger der Gleithypothesen in der Erklärung des Gebirgsbaues der Ostalpen, trotzdem aber läßt sich gerade aus seinem Querschnitt der Vorschub der Nordalpen mit Flysch und Helvetikum über die Molasse kaum ohne Mitwirkung von Schweregleitung befriedigend verstehen. Wenn man nämlich die Nördlichen Kalkalpen auch nur um einen Mindestbetrag ihres Vorschubes über die genannten Zonen nach Süden zurücknimmt, so kommen sie über die Tauernkuppel zu liegen und dadurch in eine Position, die nach heutigen Erfahrungen über mögliche Gleitneigungen jedenfalls instabil ist; sie müßten nur sofort in die Senke abgleiten, die sie heute füllen.

Das junge Aufwölben der Zentralzone mit ihren Metamorphidenfenstern (wie Beispiel Pochhartgewölbe der östlichen Hohen Tauern, Ch. EXNER 1956) gehört vermutlich mit dem Abgleiten der Oberostalpinen Decke von ihr und deren Randüberschiebung auf die Vorsenken zu einem zusammenhängenden Bewegungsbilde. Die Notwendigkeit eines derartigen Massenausgleiches durch Gravitationsgleitung beim Aufsteigen der Zentralzone ist z. B. auch schon aus den fern solchen Vorstellungen entworfenen Profilen von L. KOBER abzulesen und ist jüngst von VAN BEMMELEN (1960) in bildhafter Skizze seiner „hochorogenen“ oder „Molassephase“ durchaus ähnlich dargestellt worden. Es gibt Hinweise, daß das Aufsteigen der Zentralzone in einer von Süd gegen Nord vorschreitenden Hebungswelle geschehen sein sollte, die die große Transportweite dieser Gleitbewegung (Größenordnung für Hangendbauglieder 80 km) leichter verständlich machen würde.

Entgegen VAN BEMMELEN halte ich aber für erkennbar, daß in diesen Bewegungen auch eine anhaltende weitere Einengung des ganzen Alpenkörpers, bzw. seines Untergrundes mitgewirkt haben muß. Wenn man auch die beidseitigen Randüberschiebungen später Phase durch Abgleiten ausreichend erklären kann, ist doch im Inneren etwa die Aufwölbung der Tauernkuppel selbst schon rein geometrisch eine Einengung, bei der in der Tiefe die beidseitigen Ufer nachrücken müssen. Wenn dieses Gewölbe dann an den großen Längstalstörungen im Norden und Süden abreißt und weiter aufsteigt (E. CLAR 1953), ist auch das am besten durch ein enengendes Nachströmen der Massen größerer Tiefe zu verstehen. Solch einengendes Unterschieben des nördlichen Vorlandes muß bestrebt sein, die ihm durch das Herabgleiten aufgelagerten Kalkalpen wieder an das als Hindernis im Süden aufsteigende Zentralalpengewölbe anzuschieben. So erhält man hier aus der kombinierten Wirkung von Schwerkraftgleitung und anhaltender Einengung im gleichen Bewegungsbilde sowohl den Fortgang der Randüberschiebungen nach Norden über das Vorland, als auch die viel diskutierten Südüberschiebungen am Kalkalpensüdrand gegen die aufsteigenden Zentralalpen. In Querschnitten führt dieser Bewegungsvorgang zu Strukturen (siehe Abb. 1, besonders Tafel 3 und 4), die ein tiefes, bis keilähnliches Einsinken und Einsaugen der auflagernden Deckenkörper erkennen lassen und die



offenbar für E. KRAUS der Anlaß waren, dort im ostalpinen Bauplan eine zweite, nördliche Einsaugungsnarbe anzunehmen.

In Tafel 2 ist in Kartenübersicht die Lagebeziehung einiger großer junger Störungslinien des behandelten Ostalpenabschnittes skizziert; auch daraus ist eine mit der jungen Aufstiegsphase interferierende Einengung dieser zentralen Aufwölbungszone abzulesen.

Die beiden großen Längsstörungen, die sie im Norden und Süden mit einigen 1000 m Vertikalverstellung begleiten, konvergieren von Ost gegen West bis zum „Vorstoß des Dinaridenkopfes“ an der Judikarienlinie, mit dem wesensgemäß auch der Vorstoß der Ötztal-Stubai-Kristallinmasse zwischen Tauern und Engadiner Fenster zusammenhängen muß. Im Sinne einer nach West sich steigernden Verschmälerung wirken auch die beiden großen, „dinarisch“ NW streichenden, im Kartenbild rechts verschiebenden Störungszonen des Lavantales und des Mölltales. Eine gleichartige Verschmälerung von Ost gegen West bewirkt auch im Tauernfenster selbst, daß es im Osten noch als breit ausladende Kuppel auftaucht (Profil Tafel 3) und sich erst weiter im Westen zu dem Steilgewölbe des Schnittes der Abb. 1 verengt. Das zum Innenbau schräge Streichen des Engadiner Fensteraufbruches wird schon seit langem mit dem einengenden Vorstoß der Südalpen und der Ötzmasse im Zusammenhang gedacht. Ganz im Osten dagegen scheint das Auftauchen des metamorphen Stockwerkes im Wechsel damit zusammenzuhängen, daß sich die sonst mächtige Überdeckung des überschobenen ostalpinen Hauptkristallins hier schon primär verdünnt und mit der Auflockerung des engen Bündels der ostalpinen Überschiebungstrukturen nach Südosten zurückweicht.

Die oben begründete Gravitationsgleitung des abgesicherten Oberostalpin, bestehend aus Kalkalpen und der Norischen Decke der Grauwackenzone kann aber nur für einen sehr bescheidenen Teil der in diesen Massen vorhandenen alpidischen Innentektonik aufkommen. Etwa die neue Tabelle der Tertiärschichtfolgen in den Ostalpen von R. JANOSCHEK (1964) bringt besonders deutlich die Schärfe der Umschaltung der Sedimentationsräume auf die Molassezeit vor dem Obereozän zum Ausdruck, von wo an dieser Bewegungsmechanismus frühestens mit der Überfahung von Flysch und Helvetikum einsetzen kann. Zu dieser Zeit war wenigstens im Osten nach dem Zeugnis der Transgression des Obereozäns von Kirchberg am Wechsel auf tiefem Unterostalpin der Überschiebungsbau der Zentralzone schon weitgehend abgeschlossen und freigelegt. Sehr wesentliche Teile der Kalkalpenstrukturen beginnen aber bekanntlich ihre Geschichte nach andersartigen Vorläufern im Oberjura vorgosauisch, wobei nur im Norden und Westen der schon mittelkretazische meist vorcenoman genannte Anteil abgrenzbar bleibt. Wenigstens in Mitte und Ost führen neuere Studien, wie z. B. von PLÖCHINGER (1961) oder G. HERTWECK (1961) zu dem Eindruck, daß unbeschadet einer späteren allgemeinen Wiederbelebung vorhandener Bewegungsfugen doch die Anlage und der Zuschnitt aller großen tektonischen Einheiten schon vorgosauisch geschehen ist. Den Innenbau der Kalkalpen bestimmen also in weitestem Umfange nicht am heutigen Ort geprägte, sondern über einer Abscherungsfläche transportierte Strukturen. Diese Basisfläche schneidet nach SPENGLER (1959; 214) bisweilen spitzwinkelig vorgosauische Schubflächen.

Die Frage, ob diese Strukturen ein Deckenbau beherrscht, sei hier vermieden, weil sie die Tendenz hat, sich ins Nomenklatorische zu verlagern. Jede voll-

ständige Decke muß auch Anfang und Ende haben, wo ihr Verschiebungsbetrag durch innere Verformungen aufgezehrt oder von anderen Trennfugen übernommen wird.

Der kalkalpine Innenbau ist wohl nach allgemeiner Ansicht Ergebnis eines *Zusammenschubes* mit vorherrschender Nordvergenz, wobei aber die Inhomogenität der Schichtfolge (z. B. Faltbarkeit), mechanische Unterschiede der Faziesbereiche und Schwächezonen ihres Überganges, in jüngeren Phasen auch Kerbwirkungen von Einschnitten vielfach den Stil der Verformung (s. z. B. A. THURNER 1962) und Ort der Trennfugen ausreichend begründen. Die Interferenz mit Querfaltung ist wohl zumeist am befriedigendsten im Sinne der Deutung von TOLLMANN (1962) als Kompensation der Dehnung nach B erklärbar.

Wie neuerdings besonders TOLLMANN (1959, 1962a) herausgehoben hat, belegen die Gosau-„Becken“ auf den Zentralalpen, daß der Zusammenschub der kalkalpinen Sedimentdecke schon in den ersten vorgosauischen Phasen zu einem abscherenden Transport („*mise en marche*“) von diesen oder über diese bald freiliegenden Teile der Zentralzone geführt haben muß; auch wenn die heutige Lage („*mise en place*“) erst im mittleren Tertiär erreicht wurde. Wir können und müssen wohl für diese erste starke Verformung des Sedimentbeckens, die in unmittelbarer Folge zu Abscherung und Einleitung von Ferntransport führt, den von HUBBERT und RUBEY (1959) dargelegten Mechanismus der Gleitung mit einem durch Porenwasserüberdruck tief herabgesetzten Reibungswinkel in Anspruch nehmen. Als beste Vergleichsbeispiele ist an die weittragenden Abscherungen der Sedimenthülle in den helvetischen oder den subalpinen Decken zu denken.

Trotz dieser Abscherung aber ist klar, daß sich mit ihr auch der damalige Untergrund verformt haben muß und daß sich daher auch gewisse Strukturzüge aus ihm im abgesicherten und weiter abgeglittene Deckgebirge abgebildet haben sollten. Aussicht, solche Struktur-Analogien im heute getrennten Deck- und Grundgebirge zu erkennen, besteht bei uns nur im steirisch-kärntnerischen Ostabschnitt der Zentralalpen, über dem ein abgeglittener Kalkalpenabschnitt ja einmal — wenigstens vorübergehend — gelegen haben muß; denn nur hier ist ein vormesozoischer Untergrund in wirklich breiter Flächenentwicklung erhalten. Und gerade hier gibt es im Kalkalpenabschnitt einzelne Strukturzüge, von denen wir sicher sagen können, daß sie nicht einfach als Begleitverformung zur S—N-Abscherung der Sedimente und nicht als Folge der mechanischen Fazies-Inhomogenität verstanden werden können. Das ist die vorgosauische Anlage der Weyerer Bögen — bzw. der Weyerer Querbucht, die auch bei einer „großen Entstörungslösung“ dieser Strukturen verbleibt (G. ROSENBERG 1960) — und die Gruppe der schon vorgosauisch angelegten NW-Strukturen westlich davon (PLÖCHINGER 1961a).

In der Beilage Tafel 1, die gleichzeitig eine Übersicht der Hauptzonen nach der Karte von VETTERS ist, haben wir diese einander zuordenbaren Strukturen mit dicken Linien nachgezogen. Soweit sie voll ausgezogen sind, folgen sie bedeutenden tektonischen Fugen, strichliert sollen sie nur den besonderen, vom generellen Streichen der Hauptzonen und der aus N—S-Einengung ableitbaren Bauformen abweichenden Richtungsverlauf der maßgebenden Strukturelemente bezeichnen.

Wie schon lange bekannt (s. neuerdings H. KÜPPER 1960), kehrt das V-ähnliche Streichbild des Bereiches der Weyerer Bögen in den Nördlichen Kalkalpen

(in unserer Tafel mit „2“ bezeichnet) recht ähnlich weiter südlich im „Steirischen Kristallinknoten“ (Bereich „4“ der Tafel) innerhalb des „mittelostalpinen“ Muralpenkristallins wieder. Die Ähnlichkeit verstärkt sich, wenn man wie in unserer Abb. westlich der Bögen eben das vom inneren Streichen der Randeinheiten abweichende NW-Streichen der nach PLÖCHINGER schon vorgosauisch angelegten großen Schwächezone Windischgarsten — Grünau und des Sengsengebirgsrandes heranzieht. Die zwischen den beiden bezeichneten Bereichen in der Grauwackenzzone des Gebietes von Eisenerz eingetragenen Linien („5“ der Tafel) markieren einen unvollständigen Ausschnitt mit gleichen Richtungskennzeichen. Wir finden also, daß sich diese gleichen auffallenden Richtungsmerkmale der Struktur ungefähr in einer N—S-Linie angeordnet nebeneinander, aber in drei tektonisch übereinander angeordneten Stockwerken wiederholen. Es ist ferner dazu noch hervorzuheben, daß am Westrand des im Kristallin liegenden Bogens eine voralpidische Anlage dieser Struktur und ihre alpidische Wiederbelebung festgestellt worden ist (K. METZ 1958, P. BECK-MANNAGETTA 1960 b). Für die eingetragenen Linien in der Grauwackenzzone, die lange als Musterbeispiel variskischer Querstrukturen galten, hat W. FRITSCH (1960) nun alpidische Formung sichergestellt.

In der umfangreichen Literatur, die sich mit der Deutung dieser größten Querstrukturen des Ostalpenbereiches und ihrer Fortsetzungen befaßt, dominiert die Vorstellung eines großen Querstörungssystemes, das alte Grundgebirgsanlagen mobilisiert. Es ist aber bezeichnend, daß die Strukturen oder Störungen nicht über die Grenzen der geologischen Hauptzonen hinweg kartiert werden können und besonders an den Bewegungsbahnen der tiefen Grauwackenzzone recht weit versetzt erscheinen.

Deshalb drängt sich im Sinne des bisher gezeichneten Bewegungsbildes eher die Deutung auf, daß die Ähnlichkeit dieser Linien nicht als dreifache Wiederholung in nebeneinander liegenden Einheiten verschiedener tektonischer Höhenlage erzeugt ist; sondern daß hier durch Zergleiten eines mächtigen Formationstapels nun Strukturmuster sekundär nebeneinander liegen, die ursprünglich übereinander als zusammengehörige Verformungen von Grundgebirge und ihm direkt auflagerndem Deckgebirge geprägt wurden.

Ohne noch diese Vorstellung in gleicher Art zu präzisieren schrieb F. HERITSCH (1925 : 333) schon vor 40 Jahren: „Die Weyerer Bögen . . . bilden nicht nur den südlichen Teil der Böhmisches Masse, sondern vielmehr den nordsteirischen Gneisbogen ab“; dann zwei Jahre später (1927 : 125) : . . . wobei auch die Bogenfalten von Weyer die Abbildung einer alten Tektonik des Hochkristallins sind“.

Die Brauchbarkeit der Vorstellung vom Entstehen dieser Strukturanalogien durch Zergleiten wird dadurch bestätigt, daß sich weiter westlich eine weitere Gruppe auffallender Strukturanalogien findet, die in der Zergleitungsrichtung S—N um etwa den gleichen Betrag von rund 80 km gegeneinander versetzt sind, bei denen aber eine Deutung als zusammenhängende Querstruktur niemals in Betracht gezogen werden konnte. Im Bereich „3“ der Übersicht in Tafel 1 ist der bogenförmige Rand des Gurktaler Paläozoikums mit dem eingeklemmten Stangalmmesozoikum hervorgehoben; nach den Überlegungen auf S. 25 hat dieser Rand wahrscheinlich schon unter der permomesozoi-schen Transgression in grundsätzlich ähnlicher Form bestanden und ist später

tektonisch aktiviert worden. Westlich davon geben die nordweststreichenden Linien ein generelles voralpidisches Streichen im Kristallin und ihm angenähert parallele jüngere Störungsrichtungen im Möll- und Gegendal wieder. Im kalkalpinen Bereich „1“ sind als Formanaloga dieser Linien der bogenförmige Überschiebungsrand der Gamsfeldmasse und die beherrschenden NW-Linien im Streichen der (nach ZANKL 1962 und HÖCK & SCHLAGER 1964) doch autochthon verankerten Lammermasse eingetragen. Wir haben schließlich zwischen beiden Strukturgruppen noch das markante NW-Streichen in den südlichen Radstädter Tauern herausgehoben. Das ist natürlich selbst keine alte Grundgebirgsstruktur, das einst darüberliegende Kristallin fehlt bereits durch Abtragung. In der Vorstellung eines Durchpausens von Richtungsanlagen der Struktur über tektonische Stockwerke ist aber doch ein Zusammenhang mit den alten NW-Anlagen der Wolfgangseestörung und der Schafbergfalten möglich.

In dem gemäß den vorigen Überlegungen als die primäre Unterlage des oberostalpinen Mesozoikums betrachteten Kristallin ist die wesentliche Strukturbildung und Metamorphose sicher voralpidisch, wahrscheinlich variszisch; aber abgesehen von den noch keineswegs vollständig erfaßten, kartierbaren Diaphthoresestreifen sind schwache Kataklyse, Spuren diaphthoritischer Neubildungen, Klufitzerlegung und Bruchzerstückelung als alpidische summierbare Teilbewegungen so allgemein verbreitet, daß wir auch diese Massen im Alpenbau nicht als wirklich starre, unverformte Schollen betrachten müssen. Auf die Notwendigkeit, in diesen Kristallinmassen starke alpidische Verformungen vorauszusetzen die noch nicht befriedigend in wohl abgegrenzten Bewegungszonen lokalisiert werden können hat in erster Linie K. METZ seit langem und auch in letzter Zeit wieder hingewiesen. „Leitlinien“ aus dem Innenbau dieses Kristallins können sich auf diesem Wege auch ohne die unhaltbare Annahme einer regional wirkenden meso- bis katazonalen alpidischen Neukristallisation dem ehemaligen Deckgebirge aufgeprägt haben.

Wir kommen damit wieder zu der keineswegs neuen Vorstellung, daß im Prinzip doch diese ausgedehnten, nach Tollmann „mittelostalpinen“ Kristallinmassen der Muralpen der Untergrund waren, auf dem unsere oberostalpinen Kalkalpen ihre später transportierte, vom primären Untergrund mitbestimmte, „gebundene Tektonik“ erhalten haben.

Die skizzierten Struktur analogien ermöglichen als gegebene Fixpunkte einen Kontrollversuch, die Kalkalpen nicht nur im Sinne des schon klassischen Vorbildes von ERICH SPENGLER (1954, 1956, 1959) in sich zur Rekonstruktion ihres einstigen Sedimentraumes abzuwickeln, (also ihre tektonischen Verformungen auszuglätten), sondern sie dann in größten Zügen auch dem Orte nach auf dem Grundgebirge, von dem sie abgeschert wurden, unterzubringen. Diesen Versuch der Rückführung und gleichzeitig Abwicklung der Gesamtverformung hat der Herr Dr. Wolfgang SCHLAGER, dem ich für ständige Mitarbeit an dieser Übersicht hier besonders zu danken habe, zunächst vor allem in zwei kritischen Schnittstreifen, östlich des Tauernrandes und über den Semmering, unternommen. Unter Verarbeitung und gleichzeitig Überprüfung der hier niedergelegten Vorstellungen führte dieser Versuch zu dem Ergebnis, daß hier im Osten eine solche örtlich determinierte Rückführung auf den zugehörigen Kristallinuntergrund möglich ist. Westlich anschließend, in Schnitten über das Fenster der Hohen Tauern, sind offenbar zu große Flächen des darüber geschobenen ostalpinen Grundgebirges verlorengegangen, während westlich des Tauern-

fensters wegen der dort größeren jungen Einengung vorher auch im Kristallin selbst Abwicklungen großer Deckenkörper vorgenommen werden müßten.

Die untersuchten Schnittstreifen sind in den Tafeln 3 und 4 wiedergegeben, wobei jeweils im Versuch der Rückführung ohne eingehende Zeitanalyse nur zwei Hauptabschnitte der Verformungen, nämlich vorgosauisch und jünger, unterschieden worden sind. Nach der Erläuterung und Begründung einiger weiterer grundsätzlicher Gedanken zur Zeichnung dieser Schnitte und ihres Bewegungsbildes wird hier nur auf wenige der darin enthaltenen Einzelheiten verwiesen. Weiteres wird W. SCHLAGER in anderem Zusammenhange darstellen.

Die Hauptschwierigkeit der georteten Abwicklung ist mit P. FALLOT (1960/1) „le problème de l'espace“, wenn die zur Unterbringung erforderliche und die tatsächlich verfügbare N—S-Erstreckung des Grundgebirges sich nicht entsprechen und wir Gefahr laufen, die unbekannte und daher sozusagen wehrlose Tiefe unter dem Gebirge mit übergroßen, geophysikalisch nicht mehr begründbaren Verschluckungen zu belasten; das trotz voller Anerkennung des Verschluckungsmechanismus an sich als Tiefenmotor der Verformungen des Gebirges.

Die Abwicklung mußte anstreben, räumlich sparsam zu sein und es sind zunächst noch einzelne wichtige Voraussetzungen kurz zu erörtern, die in dieser Richtung wirken; nämlich die Frage der notwendigen Abwicklungsbreite der Kalkalpen, das Problem der Gurktaler Decke und der Abtrennbarkeit des „Mittel“- vom Oberostalpin in tektonischer Hinsicht, der S- und Nordrand des Kristallins mit der Beziehung zum Unterostalpin; schließlich sind noch Bemerkungen über den penninischen Tiefbau angeschlossen.

Obwohl die Genauigkeit und Grundlagenverarbeitung der Abwicklung SPENGLERS unerreicht bleibt und nicht korrigierbar ist, neigen doch meiner Kenntnis nach schon viele Alpengeologen dazu, daß die Abwicklung auch raumsparender zulässig ist. Einsparungen erscheinen möglich a) durch Reduktion plattenartiger Verbindungen verdeckter Stockwerke (Deckenstapel) und mehr Ausquetschen und Durchscheren, b) gleichartig bei der Verbindung von Deckschollen mit möglicher gravitativer Eigenbewegung, c) durch Annahme kürzerer Schätzdistanzen in nicht erhaltenen Faziesübergängen, wie das neueren Aufnahmen entspricht, d) durch Einortung der Salzbergfazies neben Zlambach statt am Südrand mit an 25% Einsparung (doch tektonische Überprüfung am Plassen schon lange fällig!), e) durch Beachtung der Möglichkeiten dachziegelartiger Lagerung infolge Zergleitens von Schichtstößen. Wir haben durch Versuche den Eindruck, daß dann mit einer Einengung auf etwa die Hälfte an Stelle von etwa ein Drittel bei SPENGLER das Auslangen zu finden ist.

Gegen S ist das als Untergrund verfügbare Grundgebirge mit dem Drauzug begrenzt, der wohl trotz deutlicher Bewegungszonen an seinen Rändern als ein steil eingesenkter Faltenstreifen ohne sehr bedeutende Horizontalverschiebung gegenüber dem Kristallin gedeutet werden muß. Der ganz junge Nordschub seiner Fortsetzung in den Nordkarawanken bleibt hier übergangen, kann aber eine begrenzte Rückführung der Ostkärntner Trias gegen Süden motivieren.

Das Paläozoikum der Gurktaler Decke auf dem Kristallin östlich der Hohen Tauern ist in E—W-Richtung etwa gerade so breit, wie nördlich davon im Zuge der nach N gefrachteten Grauwackenzone das Paläozoikum aussetzt (siehe Tafel 1). Bei gleicher Folge der tektonischen Bauglieder, nämlich über dem „mittelostalpinen“ Kristallin eingekeiltes Mesozoikum, dann Oberkarbon das

von „oberostalpinen“ Altpaläozoikum überwältigt wird, ist man versucht, es für ein am Rücken der Zentralalpen zurückgebliebenes Stück des Grauwackenstreichens zu halten; zwar widersetzen sich Unterschiede des Schichtbestandes dieser direkten Verbindung, die Gleichsetzung als tektonisches Stockwerk im Sinne von TOLLMANN und von FLÜGEL findet aber kaum mehr Widerspruch. Die älteren Grundlagen und Deutungen finden gedrängteste Zusammenfassung bei FLÜGEL (1960), wozu seitdem eine Reihe von Stellungnahmen zur Deutung durch TOLLMANN (1959, 1963 u. a.) kommen (P. BECK-MANNAGETTA, 1960 a, b, A. THURNER 1960, 1964, S. PREY 1963 und wieder TOLLMANN).

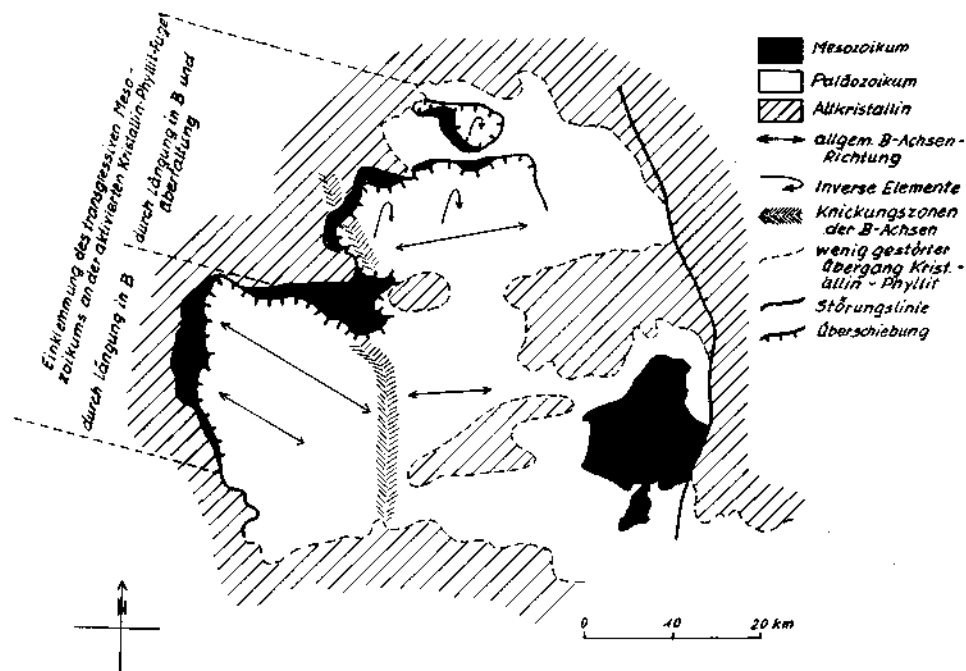


Abb. 2: Skizze zum tektonischen Verband der Gurktaler Decke. Grundlage P. BECK-MANNAGETTA, 1960.

Die eigentliche Problematik der „Gurktaler Decke“ liegt darin, daß zwischen den geologischen Feldbefunden im Nordwesten des Paläozoikums einerseits, im Osten und Süden andererseits scheinbar ein echter Widerspruch herrscht (siehe für das Folgende Textabb. 2). Im Nordwesten ist mit H. STOWASSER (1956) auf eine Sehnenlänge von etwa 50 km die tektonische Abtrennung des Paläozoikums vom „Altkristallin“ durch die Zwischenschaltung von klar überschobenem Mesozoikum eindeutig. Es ist aber doch nicht unwesentlich festzuhalten, daß die Überschiebung nicht überall ihre Modellposition zwischen Kristallin und Paläozoikum hat, sondern in Murau die wohl paläozoische Bänderkalkserie unter der Trias auf der Kristallinseite liegt und im Westen mehrfach mesozonales Kristallin über der Trias das Paläozoikum einleitet. Die auch für die Begründung der Gurktaler Decke herangezogene triasverdächtige Einschaltung von Karbonatgesteinen von Mühlen bei

Neumarkt im Nordosten bleibt hier außer Betracht, weil sie nach dem Urteil zweier bester Kenner großer Gebiete dieses Raumes (W. FRITSCH 1962 a, A. THURNER 1964) in die Seriengesellschaft des Paläozoikums zu stellen sind. Ebenso kann der „Grenzquarzit“ der Gerlitzten im Südwesten keine tektonische Grenzlinie begründen.

Im Süden und Osten liegen aus dem letzten Jahrzehnt durch eine Arbeitsgemeinschaft die bisher ausgedehntesten Neuaufnahmen 1:10.000 aus unseren Zentralalpen vor (siehe E. CLAR, W. FRITSCH, H. MEIXNER, A. PILGER, R. SCHÖNENBERG 1963 und dort angeführte Literatur). Dabei konnte keine größere Bewegungsbahn zwischen dem sicheren oder vermuteten Paläozoikum und dem Hochkristallin darunter festgestellt werden: es bestätigte sich vielmehr überall, wo nicht die jungen Bruchsysteme stören, eine geschlossene Serienfolge mit Abklängen der Metamorphose von hochkatakazonaler Fazies bis zu „anchimetamorphen“ Sedimenten und Vulkaniten (W. FRITSCH 1962 b). Auch im Inneren haben die Neuaufnahmen von P. BECK-MANNAGETTA (Übersicht 1960 a) gezeigt, daß in flachen Aufwölbungen des Kristallins (Friesach, Wimitz, Oberhof) sein nicht durch große Ablösungsflächen gestörter Verband mit den Phylliten bis einzelne km an den NW-Rand (Flattnitz) heranreicht, in dem das Mesozoikum eingeklemmt ist. In grob zusammenfassendem Überblick beherrscht das Gesamtgebiet ein Verformungsplan mit B-Achsen von W—E bis NW—SE, weit verbreitet in Verknüpfung mit lokal gehäuften Faltungen quer dazu, die wohl als Zeugnisse einer Streck-Stauchung B—B' zu deuten sind. Die Generalfaltenachse WNW—SSE erweist sich im Kristallin und Altpaläozoikum als voralpidische, variszische Anlage, sie ist aber auch im eingeklemmten Mesozoikum die herrschende Faltenrichtung. Die Querschiebung ist nach meiner Kenntnis im phyllitisch-schiefrigen Paläozoikum und im Mesozoikum wesentlich häufiger als im hochmetamorphen Kristallin. Offenbar ist also hier eine durch voralpidische Verformung bestimmte Anisotropie richtungsmäßig in der alpidischen Verformung wieder belebt worden.

Genen den älteren Gedanken einer kleinräumigen Einklemmung dieses Mesozoikums durch Aufschub gegen W bis NW wendet TOLLMANN neben der regionalen Verbreitung gleichartiger Lagerung ein, daß es hier gerade normal auf die dafür notwendige Bewertungsrichtung keine B-Achsen gibt, die Bewegung könnte nur etwa normal auf die vorhandenen B-Achsen, also über mehrere Zehner von Kilometern gegen N und NE erfolgt sein. Er zieht als seine Überschiebungsbahn auch im Osten und Süden entgegen den dortigen Aufnahmeergebnissen ohne Beleg durch Mesozoikum durch und stützt sich dabei auf die überholte und z. B. schon von METZ (1957) nicht mehr übernommene Eintragung einer breit ausgedehnten Diaphthoresesezone auf Blatt Hüttenberg-Eberstein.

Hier ist daher nach meinem Einblick die Lösung von TOLLMANN in der bei so großzügigen Versuchen unvermeidlichen Tendenz zur Schematisierung zu weit gegangen und hat die Möglichkeiten zu einer den Geländebefunden besser angepaßten Deutung nicht ausgeschöpft. Das Postulat einer Überschiebung auch am Ostrand ist nur zwingend, wenn sich der Überschiebungskörper nur ähnlich einem steifen Brett ohne wesentliche innere Verformung bewegt haben kann und wenn B-Achsen nur Transporte, nicht auch bloße Einengung belegen würden.

Die beidseitigen, mühsam erarbeiteten Geländebefunde lassen sich nämlich auch in einem harmonischen Bewegungsbild vereinigen, das dadurch automatisch höheren Erklärungswert hat: Das Permomesozoikum trans-

grediert in diesem östlichen Abschnitt des ostalpinen Sedimentationsraumes im südlichen Anteil auf Altpaläozoikum und Phylliten (Kalkalpensüdrand, Krappfeld, Drauzug, Südalpen), also in der typischen Folge des Oberostalpin nach TOLLMANN; im ursprünglichen Ablagerungsraum weiter nördlich (Stangalpentrias und Rannachserie als „Mittelostalpin“ nach TOLLMANN, Unterostalpin und Ostteil des Tauern-Penninikums) greift die Transgression tiefer in den variszischen Bau, direkt auf das Hochkristallin („Altkristallin“) hinab. Der wohl kaum geradlinig verlaufende Grenzbereich war vermutlich von einer mit Karbon gefüllten Senke begleitet (H. FLÜGEL 1964 : 236). Es ist durchaus verständlich, wenn diese beiden mechanisch sicher unterschiedlichen Komplexe, das postkinematisch kristallisierte Hochmetamorphikum und die Phyllitgruppe, dann bei der zur Abscherung der kalkalpinen Sedimentdecke führenden Untergrundverformung verschieden reagiert haben.

Vom vermutlich steiferen Kristallin ist die permomesozoische Sedimentdecke bis auf auf die bescheidenen, eingeklemmten und deformierten Reste abgesichert, mit der Phyllitgruppe ist der Verband wenigstens teilweise erhalten. Die Überprägung der variszischen B-Achsenrichtung auf das Gurktaler Mesozoikum belegt deren alpidische Wiederbetätigung; unter weiterer Einengung und Überfaltung gegen Norden müßte eine Ablösung ungefähr im Grenzbereich die Trias eingeklemmt und auch die Karbonzone überwältigt haben. Im Bereich von Murau haben wir bei Aufnahmeübungen dreimal Belege für inverse Lagerung über der Trias gefunden. Als Begleiterscheinung der Wiederbetätigung der B-Achsen bezeugen die Querfalten, Wellungen und Knickungen (BECK-MANNAGETTA 1960) auch Streckungen parallel B mit Stauchungszonen bei Raumnot. Es ist gut vorstellbar, daß das freie Westende der Phyllitmasse durch solche Streckung parallel B die über den inhomogenen Grenzbereich transgredierende Trias Einklemmt. B-lineare Verformungen überschreiten nach Messung an Fossilien, Ooiden usw. leicht die hier ausreichende Längung in der Größenordnung 10 bis 20%. Die Karbon- und Permkonglomerate erlaubten bisher keine überzeugenden Längungsmessungen; aber auf der Nachschau nach Gefügekorrelaten zu der vermuteten Großverformung parallel B fand ich im Hangend der Überschiebung des Westrandes und parallel zu dieser reichlich Scharen von streckenden Okl- und hkl-Flächen mit E- und SE-Fallen. Das Lineargefüge liegt meist flacher als die Überschiebung selbst.

Die Vorstellung daß das Gurktaler Paläozoikum nur an seinem schon ange-nähert durch Erosion vorgezeichneten NW-Rand die transgressiv übergreifende Trias als Decke eingeklemmt hat, sonst aber noch mit dem Kristallin in Verband steht, ist also rein tektonisch gesehen mit dem Feldbefund vereinbar. Die tektonische Trennung in ein „mittel-“ und ein oberostalpin es Stockwerk durch TOLLMANN, die sich in der Zentralalpen-Nordflanke als Gliederungspinzip so ausgezeichnet bewährt, ginge danach hier durch Aufhören der Triaseinklemmung und durch Totlaufen der Verschiebung an inneren Verformungen zu Ende. Weiter südlich aber sind nirgends mehr Kristallin und Paläozoikum durch gesicherte Trias getrennt. Der „Mittelkärntner Triaszug“ steckt auch nach neueren Detailaufnahmen (Diss. B. SCHWAIGHOFER 1964) im Kristallin und ist keine Grenzscheide.

Wenn somit in diesem Abschnitt von den tektonischen Beobachtungen her keine Nötigung zu einer weitspannigen Trennung von „Mittel-“ und Oberostalpin mehr besteht, glaube ich, daß die festgestellten Unterschiede der zuge-



hörigen Schichtfolgen allein nicht mehr Überschiebungsweiten von vielen Zehnern Kilometer und ihre Zuweisung in völlig getrennte, sich nicht überlappende Sedimentationsräume begründen können. Denn es handelt sich dabei nicht um die Abtrennbarkeit einer „zentralalpiner Fazies“ im allgemeinen, sondern hier nur darum, ob diese spezielle Schichtreihe bei einer Abwicklung der Tektonik zu einem zusammenhängenden Sedimentationsraum nur nördlich des bajuvarischen Nordrandstreifens der Kalkalpen oder auch noch innerhalb des bajuvarisch-tirolischen Raumes (hier in der Osterhorngruppe) beheimatet gewesen sein kann. Das geht aber meinem Einblick nach über die Aussagekraft der faßbaren primären Faziesmerkmale hinaus. Denn neben Schichtgliedern der engsten Kalkalpenverwandtschaft, aus denen nach der schönen Analyse von E. KRISTAN-TOLLMANN und A. TOLLMANN (1964) auch das Rhät kaum ganz herausgelöst werden kann, kommen die wesensbestimmenden Merkmale dieser Fazies (TOLLMANN 1963/160) aus Schichtgliedern der Unter- und Mitteltrias, deren Altersgenossen im Bajuvarikum tektonisch fehlen und die zudem infolge Durchbewegung und Metamorphose eine besondere Eigenart erhalten haben (wie etwa die Anisbänderkalke oder der Semmeringquarzit). Der kürzlich von PREY (1963) in beispielhaft vorsichtiger Formulierung angeregten „Denkmöglichkeit“, einen wesentlichen Anteil der Phyllite noch als metamorphes Mesozoikum zu betrachten und darauf weitgehende Faziesunterschiede zu begründen, kann ich nicht folgen.

Aber auch im Norden, wo sich das „Mittelostalpin“ eindeutig als eigenes tektonisches Stockwerk ablöst, ist die Tektonik einfacher und leichter verständlich, wenn man seinen Ablagerungsraum nicht scharf vom Oberostalpin trennt: Der Permotriaszug Rannachserie-Thörl auf dem Troiseck-Kristallin N des Müürztals enthält wohl zweifellos keine höheren Schichtglieder als Mitteltrias, alle leicht metamorph. Der ihm nach Rückführung der Kalkalpen auf die Zentralzone mindestens benachbarte Nordrandstreifen der Kalkalpen (Frankenfelder Decke) beginnt erst mit Obertrias, die an der Gleitfuge der Karnischen Stufe von ihrer stratigraphischen Unterlage abgeschert ist. Statt die fehlenden Teile durch einen eigenen tektonischen Mechanismus verschwinden zu lassen ist es viel einfacher und raumsparender anzunehmen, daß diese beiden Schichtreihen im wesentlichen übereinander abgelagert worden sind und durch Zergleiten des Schichtstoßes — ähnlich wie im Schweizer Helvetikum — getrennt wurden (Tafel 4. Parallele in Tafel 3).

Die gleiche Vorstellung kann sogar noch auf die gleichfalls über die Mitteltrias abgeschnittene Sedimentserie der höheren Schuppen des (tektonisch) unterostalpinen Semmeringsystem ausgedehnt werden (in der Abwicklung der Tafel 4 unten angedeutet). Sie gibt zugleich eine zwanglose Erklärung für die „Schürflinge“ vom Typ Semmeringquarzit aus der Kalkalpenbasis und auch für den scheinbaren Widerspruch, daß von der Križnadedecke der Westkarpathen enge fazielle Vergleiche sowohl zu den unterostalpinen Semmeringdecken, wie zu der oberostalpinen Frankenfelder Randdecke der Kalkalpen angestellt werden können.

Es muß hier vielleicht auf einige weitere, wenig beachtete Belege für die enge Verbindung von Mittel- und Oberostalpin zu den davon überwältigten, tektonisch unterostalpin gewordenen Teilen der Sedimentdecke hingewiesen werden. TOLLMANN hat die noch sehr engen Faziesbeziehungen der oberen Radstädter Deckengruppe zu den Kalkvoralpen in vielen Einzelheiten her-

ausgearbeit, wobei sich wie im Semmering spezielle unterostalpine Faziesmerkmale erst in der unteren Deckengruppe häufen. Der schärfere Fazieschnitt liegt zwischen den beiden unterostalpinen Teilstockwerken. Das obere schließt nach oben mit einer verkehrten Serie Ladin—Anis—Permoskyth — Quarzphyllitgruppe — mittelostalpinen Kristallin. Diese verkehrte Serie ist keine örtliche Erscheinung, sondern tritt auch im Osten am Rande des Semmeringsystems immer wieder auf, wo unterostalpinen Mesozoikum in breiterer Erschließung durch das „mittelostalpine“ Kristallin überlagert wird: Nördlich Kapfenberg (STINY), nicht sicher in den Schollenzügen von Stanz und Veitsch, aber wieder eindeutig im Roßkogel (Diss. G. GAAL 1963) und Drahtkogel bei Mürzzuschlag und am Nordrand in der Prein. Offenbar ist die Überwältigung des Unterostalpin hier aus einer regional wirksamen Überfaltung entwickelt, die die Mitteltrias noch mitmacht, während alles Höhere meist als Decke nach Nord abschert. Es ist in diesem Bewegungsbilde gerechtfertigt, die auskeilenden Kristallinzungen bei Radstadt und bei Mürzzuschlag im Prinzip als aushebende Tauchstirnen zu deuten und dem Kristallin keine wesentliche Tiefenfortsetzung nach Norden zuzuschreiben. Ob man bei solcher Lage den inversen Faltenflügel unter dem Kristallin schon als unterostalpin, oder noch als mittel- bzw. oberostalpin bezeichnen will, ist nur eine Frage der nomenklatorischen Systematik.

Es sei nur am Rande vermerkt, daß man im Rahmen eines grundsätzlich gleichartigen Mechanismus dem Innsbrucker Quarzphyllit mit TOLLMANN eine unterostalpine Stellung zuteilen kann, ohne die sehr wahrscheinliche Verbindung mit dem oberostalpinen Landecker Quarzphyllit aufzugeben. Sie würden gemeinsam ähnlich dem Zusammenhang von Radstädter und Ennstaler Phylliten eine vielfältig zerscherte Tauchstirn des Kristallins umhüllen.

Wegen des wiederholten Auftretens inverser Folgen scheinen auch die Sedimentkeile zwischen den kristallinen „Kernserien“ der Semmeringdecken (Tafel 4) aus der Zerschierung von Faltenanlagen der diskordanten mesozoischen Sedimentauflage entwickelt zu sein. Ausgangs-Modell dafür kann der Bau des autochthonen Helvetikums oder des Hochatrikums sein. Wo die höchsten dieser Sedimentkeile gegen Süden enden, liegt das „mittel“- bis oberostalpine „Muralpen“- und „Koralpen“-Kristallin ohne nachweisbare Deckentrennung auf und neben der alpidisch stärker verformten Grobgneisserie in Fortsetzung der unterostalpinen Deckenkerne (siehe WIESENER 1962, Birkfeld, Schäffern-Kirchschlag, Siegraben). Der Abwicklung des Semmering-Deckensystems im Schnitt Tafel 4 ist also folgende Vorstellung zugrundegelegt: die permomesozoische Sedimentdecke hat ursprünglich diskordant die im Untergrund durchziehende Grenze zwischen dem Grobgneisserien-Kristallin der späteren unterostalpinen Deckenkerne und dem südlich anschließenden Muralpenkristallin übergriffen; besonders in ersterem führen starke alpidische Verformungen zu Verfaltungen des Mesozoikums und zu Durchschörungen, die lange Keile aus der tieferen Schichtfolge als Mesozoikum der Semmeringdecken einklemmen, während ein höchster Anteil noch als kalkalpines Basiselement nach Norden abgeleitet. Die Grenze gegen das Muralpenkristallin wird mit Überfaltung im Stirnbereich (s. oben) teilweise ebenfalls durch solche Einklemmungen als Überschiebungsgrenze des Ober- bzw. „Mittel“-Ostalpins auf das stärker verformte Unterostalpin markiert; im südlichen Semmering-Wechselabschnitt haben diese Keile aber offenbar wesentlich über dem heutigen Auf-

schlußniveau dieser Grenze geendet. Im Sinne dieser Vorstellung sind in der Abwicklung des Schnittes zur beobachteten Erstreckung der Sedimentkeile nur einzelne Kilometer zugeschlagen worden.

Auf dieser Grundlage bleibt die seit langem bekannte, aber dann stark in den Hintergrund getretene Vergleichbarkeit der „unterostalpinen“ Grobgn eisdecken des Semmeringgebietes mit den zum Oberostalpin gerechneten Gneisen der Seckauer Masse und des Bösenstein auch in tektonischer Hinsicht sehr weitgehend erhalten. Die tektonische Abgrenzung dieser Massen von dem sie überlagernden Muralpenkristallin ist nun sogar besser markiert als die der Grobgn eise im Süden des Wechsels, seit nun K. METZ und Schüler (1964) auf Grund der ausgedehnten Neuaufnahmen dort zwischen beiden eine Schuppenkette von vermutlichem Mesozoikum ausgeschieden haben. Trotz demgemäß vergleichbarer Stellung gegenüber dem Muralpenkristallin kann man die Seckauer doch nicht gut auch als „Unterostalpin“ bezeichnen, da sie ja auf der NE-Seite von der Rannachserie überlagert werden, die im Weiterstreichen nach Ost direkt mit dem Mesozoikum von Thörl über dem typisch „mittelostalpinen“ Gleinalkristallin des Troiseckzuges zusammenhängt. Das ist allerdings nur eine Schwierigkeit der deckensystematischen Bezeichnung und fügt sich reibungslos in das eben skizzierte Bewegungsbild.

Im Gegensatz zu dieser im Osten nicht vollständigen Abspaltung basaler Kristallinkörper von der höheren Hauptmasse ist am Tauernrand das viel bescheidenere Kristallin unterostalpinen Stellung vollkommen abgetrennt und geht nach Süden in der Schuppenzone (Matreier Zone) an der Großüberschiebung über das Pennin unter.

Der Versuch der maßstäblichen Abwicklung in den beiden von W. SCHLAGER ausgearbeiteten Schnitt en der Tafel 3 und 4 zeitigte unter den behandelten Voraussetzungen das grundsätzlich sehr wichtige Ergebnis, daß östlich der Tauernkuppel die Breite des ostalpinen Kristallin vom aufgeschlossenen Nordrand bis zum steilen Narbenbereich der Drauzugmulde in der Größenordnung ausreicht, um als primärer Untergrund die abgewickelten ostalpinen Sedimente auf sich aufzunehmen. Es ist dazu weder die Annahme einer Verschluckung erheblicher Breitenanteile, noch die einer allgemeinen, nicht mehr aus den beobachteten nachmetamorphen Verformungen begründbaren Einengung nötig.

Zur Zeichnung der Schnitte selbst nur noch einige kürzere Bemerkungen. Im Schnitt der Tafel 3 östlich des Untertauchens der Tauernkuppel sind die Daten für das Pennin aus den Tauern selbst hereinprojiziert und natürlich stark schematisiert. Dabei sind in der Abwicklung auch Vorstellungen aus den westlichen Tauern (Hochstegenfazies) und den Westalpen (südpenninischer Trog) mitverarbeitet. Die Blöcke in der untersten Reihe geben jeweils die abgewickelten Teillängen der rekonstruierten aufgeschlossenen Bauglieder wieder, die Lücken dazwischen für nicht belegte verlorene Schichtstreifen sind bewußt so klein gehalten, als für die Unterbringung der Faziesübergänge und begründeter Verdeckungen vertretbar schien. Die Abwicklung der Radstädter Tauern folgt dem Grundprofil TOLLMANN 1963; ihre Einordnung als Ganzes skizziert die Vorstellung, daß die Oberen Radstädter Decken aus dem Stirnrand der Kalkalpen zurückgeblieben sind, wobei heute der Tirolische Bogen über bescheidenen Schuppenresten des Bajuvarikums die Lücke schließt. Das Stangalm-Mesozoikum ist als ein aus den Kalkalpen selbst an der Basis eingeklemmter Keil eingereicht, der

nach dem Zeugnis der Strukturanalogien an das SE-Ende der Osterhorngruppe, in die von der Gamsfeldüberschiebung und Gosau verdeckte Lücke rückzuführen wäre. Die Hallstätter Zone, Plassen—Lammertal, wird als innerhalb des Hochalpin beheimatet, nicht im Süden daran anschließbar, betrachtet. Es ergibt sich bei dieser Abwicklung ein Defizit an Kristallbasins gegenüber der heute erhaltenen Breite von einzelnen Zehnern von Kilometern insbesondere nahe der Südnarbe.

Im Schnitt der Tafel 4 über den NE-Sporn der Zentralalpen (Semmering—Wechsel) ist für die Abwicklung eine Einengungsrichtung nach  $350^\circ$  zugrunde gelegt. Im Semmeringsystem sind (s. oben) die Trennfugen nur einzelne km über ihre Belegung mit Mesozoikum hinaus zur Rückformung abgewickelt; die verarbeiteten Überschiebungsweiten in den Kalkalpen stützen sich auf die erschlossenen Fenster, die voralpinen Elemente sind nicht unter dem Hochalpin bis an den Südrand durchgezogen. Die Pieninische Klippenzone ist mit PREY südlich des Flyschtroges eingewurzelt, so daß sie im Sinne der folgenden Erörterungen nach Westen mitten in den penninischen Senkungsraum hineinstreicht. Beim Paläozoikum von Graz folgt die Zeichnung der Auffassung von H. FLÜGEL (1961: 151), nach der es nördlich der Grauwackenzone beheimatet ist; andernfalls müßte man diese dünne Platte nahe an 100 km hinter den Kalkalpen her nach Norden schieben. In diesem Schnitt ergibt sich unter den getroffenen Annahmen kein Kristallin-Defizit im Ostalpin.

Die Betrachtung der beiden Querschnitte gibt Gelegenheit darauf hinzuweisen, daß das geschilderte Bewegungsbild auch einen neuen Gesichtspunkt zur Deutung der Zonenanordnung der alpidischen Metallogenese liefert. Der Herd für den aszendente-epigenetischen Anteil der spätorogenen und in bezug auf die tektonischen Strukturen post- bis parakinematischen Vererzung kann nach heutiger Einsicht nur im Mobilisationsbereich der metamorphen Tiefenachse des Gebirges gesehen werden. Die Mobilisation dieses Bereiches vollzog sich in Oberkreide und Alttertiär unter der sich darüberschiebenden ostalpinen Großdecke, bis deren Hangendstockwerke nach Norden abglitten. So wie auf Grund der Strukturanalogien (S. 20) das heutige Nebeneinander der geologischen Zonen auf ein einstiges Übereinander beziehbar wird, so kann auch das heutige Nebeneinander der metallogenetischen Zonen auf den gleichen Vorgang des Zergleitens in jüngerer Phase aus einer ursprünglichen vertikalen Folge während der Lage über dem Herdgebiet abgeleitet werden. Der bestechendste Hinweis auf diesen Vorgang ist die schon von W. PETRASCHECK stark hervorgehobene Verdopplung der Sideritzonen. In Nordkärnten und im Wechselabschnitt steht der reichen Sideritzzone der nach Norden abgeglittenen Grauwackenzone parallel dazu eine südlichere Sideritzzone im tektonisch tieferliegenden und zurückgebliebenen Kristallin (mit relativ autochthoner Sedimentdecke) gegenüber. Wenn man die beiden gedanklich übereinander anordnet, entspricht dies im Mittelabschnitt auch einer Abfolge ihrer Bildungstemperatur.

Die gedachte Rückführung der Sedimentdecken auf das zugehörige Kristallin erleichtert grundlegend auch das Verständnis für die Realität der großen ostalpinen Hauptüberschiebung, nämlich des ostalpinen Großkörpers über das Pennin. Denn die gewaltige aufgeschlossene Weite dieser Überschiebung von mehr als 100 km geht ungefähr zur Hälfte auf das Konto der voraus-eilenden Abscherung und Abgleitung der Sedimentstapel Grau-

wackenzone plus Kalkalpen; nur diese vorstoßenden Abscherungs- und Gleitmassen schließen die Tauernnische im Norden zu einem echten Fenster. Glättet man gedanklich dazu die Kuppelwölbung des Tauernpennin als spätere Verformung wieder aus, so bleibt für das „Altkristallin“ als die aus der Tiefe ausgescherte Trägerdecke des Ostalpin nur eine — allerdings recht flach liegende — **Aufschiebung** auf die sich weiter einmuldende Penningeosynklinale (siehe vorgosauisches Stadium in Tafel 3 und 4).

Es ist heute wohl schon allgemeine Überzeugung, daß sich diese große Bewegung noch in einem nach E. KRAUS „tiefrogenen“ Abschnitt der Gebirgsbildung, einem „Hinabbau“ vollzogen hat; die penninische Eugeosynklinale wurde unter fortschreitender weiterer Einmuldung schräg unter den südlich anschließenden Block des Ostalpins hineingetrifft. Dabei wurde jedenfalls die Möglichkeit einer **Sedimentation** schrittweise von S nach N ausgeschaltet und die Trogachse verlagerte sich nach Norden.

Es bestehen Differenzen darüber, wann bei diesem Vorgang der penninische Trog, besonders im Bereich des **Tauernfensters**, überfahren und ausgeschaltet wurde. In letzter Zeit legt besonders TOLLMANN dieses Ereignis im Sinne von KOBER mit neuen Argumenten in die Bewegungen der Mittelkreide, während besonders R. OBERHAUSER (1963) aus dem Studium der ostalpinen Kreide erst einen Zuschub des Pennintrogos im Tertiär für möglich hält. In Diskussionen habe ich mich bereits OBERHAUSER angeschlossen.

Die Differenz der beiden Aussagen stammt aus der Verschiedenheit der Bereiche, auf die sie bezogen werden. Es scheint mir eine besonders glückliche Zuordnung, wenn vom Westen kommend R. TRÜMPY (1960) auf seiner Übersichtsskizze die **Flyschzone** der Ostalpen — ohne viel Aufhebens davon zu machen — als Sedimente des **Penningürtels** einträgt; OBERHAUSER bestätigt als einer der besten Kenner des Grenzbereiches die Berechtigung dieser Auffassung. Daß man die Fortsetzung dieses Teiltrogos ins Karpatenvorland nicht mehr zweckmäßig als Pennin bezeichnet, ist kein Grund gegen den Zusammenhang in der Natur.

Bei dieser Abgrenzung des Penninbereiches ist natürlich wie im Prätigau und Unterengadin ein Zuschub des **ganzen Beckens** vor etwa Mitteleozän unmöglich. Im Tauernfenster selbst sollte meines Erachtens die Möglichkeit einer Beteiligung oberkretazisch-alttertiärer Schüttungen wenigstens nahe dem **Nordrand** noch offengelassen werden, während im Süden wohl keine Hinweise darauf in der Gesteinsserie bestehen. Auf eine frühere starke tektonische Umformung im **Südteil** des Pennintrogos führen dagegen auch andere Überlegungen:

So mußte oben im Ostalpin auf einen schon **vorgosauischen Abschub** der Sedimentdecke über den Steilrand der Kristallinunterlage hinaus geschlossen werden: dieser Vorstoß kann nur mindestens in den Randbereich des Pennin führen. Als andersartiger Hinweis ist die Vermutung von OBERHAUSER zu werten, daß der **Schwermineralumschlag Chromit/Granat** im höheren Campan darauf zurückgeht, daß die vorrückenden Kalkalpen tektonisch ein ophiolithreiches Liefergebiet überwältigen; dieses kann nur — je nach deckensystematischer Deutung — Südpennin bis Unterostalpin sein.

Wenn man die Flyschzone noch als Fortsetzung des äußeren Pennintrogos der Westalpen betrachtet, so wird der **ultrapienidische Rücken**, bis zu dem die Ostalpenfront nach TOLLMANN vorcenoman vorgestoßen wäre, ein Element **inner-**

halb des Pennin und der Gegensatz der Auffassung mindert sich weitgehend. Die tektonische Überdeckung und Ausschaltung des ganzen Pennintroges kann aber dann in den ganzen Ostalpen erst ein Ergebnis der tertiären nach-untereoziänen Bewegungen sein.

Solche Betrachtungen führen dazu, auch in den Ostalpen ähnlich dem Westen eine schärfere Gliederung des penninischen Geosynklinalraumes ins Auge zu fassen. Den Gedanken von EXNER (1957: 153) folgend kann der Bau der Schieferhülle als eine Stapelung von Sedimenttreihen aus zwei, bzw. drei in S—N folgenden, unterscheidbaren Räumen gesehen werden; TOLLMANN hat diese dann (1962) unter Benützung der Gliederung von G. FRASL (1958) als die Decken der Oberen, der Unteren Schieferhülle und als autochthone Hülle der Kerne über den ganzen Bereich des Fensters ausgeschieden. Ihre Anordnung nach Abwicklung läßt durchaus eine Analogie zur Gliederung des westalpinen Pennintroges (siehe R. TRÜMPY 1960) vermuten; im Süden die ophiolithreichen Bündner Schiefer der Oberen Hülle analog der Piemontzone; im Rahmen der nicht einheitlichen Unteren Hülle auch starke Breccianschüttungen des Lias (Brennkogelserie), die die Näherung eines Schwellenbereiches anzeigen; schließlich erinnert die enge Verbindung von Malmkalk und Permoskyth in der Hochstegenzone bei Unterdrückung von Bündner Schiefen an den Schwellenbereich Briançonnais. Bei einer Fortführung dieser zentralen westalpinen Schwellenzone über Schams ergibt sich insbesondere in der von TRÜMPY übernommenen Deutung der Zusammenhänge durch STREIFF ungezwungen ein Zusammenhang mit einem vergleichbaren Aufbau im ostalpinen Pennin. Es fehlt diesem aber noch die Fortsetzung des äußeren, ophiolitharmen Bündner-Schiefer-Troges der Schweiz, der im Präti-gau unter die nördlichen Ostalpen hineinstreicht. Es scheint mir durchaus natürlich, in der ostalpinen Flyschzone die abgescherzte jüngere Sedimentfüllung dieser unter dem Südteil der nördlichen Kalkalpen begrabenen nördlichen Trogezone des Pennin zu sehen.

Eine solche Zonenanordnung ist den beiden Abwicklungs-Schnitten unserer Tafel 3 und 4, zugrunde gelegt. Im Schnitt durch den Wechselabschnitt ist dabei ausgedrückt, daß der Wechsel selbst zwar als tektonisches Stockwerk und alpidisch metamorphe Tiefenachse dem Tauernpennin vergleichbar ist, daß wir aber noch offenlassen wollen, ob der Bereich von Bernstein-Rechnitz ein Weiterstreichen des Pennin auch als Faziesraum belegt. Demgemäß sind in Tafel 4 zwei Varianten, 1 und 1 a, durchgezeichnet worden.

In besonderer Klarheit hat CHR. EXNER vor kurzem die Erhaltung der wahrscheinlich praetriasischen Diskordanz auf Teilen der östlichen Tauernkerne dargestellt (1963) und damit die Beobachtungen von G. FRASL (1953) in den westlichen Tauern bestätigt und erweitert. Für die Rekonstruktion des Bewegungsbildes sind diese Feststellungen in zweierlei Hinsicht besonders wichtig:

Erstens drängen sich die starken Verformungen des tektonischen Massentransportes viel mehr im näheren Bereich der ostalpinen Hauptüberschiebung zusammen und in dem von EXNER als „hochtaurid“ bezeichneten Stockwerk. Unter ihm nimmt die Durchbewegung und Gleichschichtung wieder ab und es gibt kaum ein Hindernis, in den nicht deckenförmigen Gneiskernen zwar umgeformte, aber doch wesentlich autochthone Massive zu sehen, die noch mit dem die Alpen unterfahrenden Vorland Verbindung haben können. Jeden-

falls vollzieht sich nach unten trotz einer wohl bis zur Palingenese gesteigerten Teilmobilisierung (F. KARL, s. O. SCHMIDEGG 1961) nicht eine Steigerung der allgemeinen Durchbewegung zum Übergang in die aktive Fließzone des Gebirgsbaues, wozu ich in meiner „Modellvorstellung“ 1953 neigte.

Zweitens ist im Bewegungsbild noch mit dem Wiederaufleben voralpischer Strukturvorzeichnung zu rechnen, ohne daß deren Anteil an den vorhandenen Querstrukturen schon abgrenzbar wäre.

In der Zusammenfassung der großen Linien des ostalpinen Bewegungsbildes ergibt sich demnach meines Erachtens ein verhältnismäßig einfacher Ablauf, für dessen Erklärung man nicht mehr zu mechanisch ganz unverständlichen Vorgängen Zuflucht nehmen muß. In ihren Grundzügen nähern sich die hier abgeleiteten Vorstellungen wohl der Deutung des Ostalpenbaues durch P. FALLOT, 1955. Alle großen Verformungen und Transporte gruppieren sich um die große Hauptüberschiebung, die Unterfahrung des Ostalpins durch den penninischen Trog und sein Vorland, wobei im Zeitablauf drei Großabschnitte zu unterscheiden sind. Eine Einschränkung auf kurze orogenetische Einzelphasen wird bewußt hier nicht versucht.

Nach vorbereitenden Verformungen noch nicht alpinotyper Art erhält die alpidische Sedimentdecke des Ostalpin in der Mittel- und frühen Oberkreide ihre maßgebenden Strukturanlagen und den Zuschnitt ihres internen Deckenbaues; der sich verformende und sich in N—S einengende Untergrund überträgt auch einzelne Richtungselemente seiner variszischen Struktur; von der Inhomogenität zwischen Hochkristallin und der ihm nur im Süden aufgelagerten Phyllitgruppe ausgehend wird schließlich der Großteil der Sedimentdecke von Süd gegen Nord aufsteigend abgeschert; sie wird im Nordteil als „Oberostalpin“ im engeren Sinne ein selbständiges Stockwerk und stößt über eine Art Stirneinrollung des (nun „mittelostalpinen“) Kristallinuntergrundes und mit noch tieferen Frontabschuppungen („Unterostalpin“) bis zur Aufschiebung gegen den anschließenden Südtteil des Pennintroges vor (hier vermutlich schon Stauchung bis über Erosionsniveau). Das ist in unseren Schnitten Abb. 4 und 5 das Stadium 2 „vorgosausch“.

Im Alttertiär ergreift die Faltung auch die nördlichen Teile des Pennintroges, indem dieser immer mehr verengt wird und unter den strukturell schon ziemlich abgeschlossenen ostalpinen Block — wohl durch ein Unterschieben des Vorlandes — hineingetrifft wird. Zu Ende des Eozäns hat sich die Achse der Sedimentation schon durch den Helvetstreifen nach außen verlagert und bildet die Molassevertiefe.

Etwa ab Oligozän setzt dann der letzte Großabschnitt ein, die Erhebung des Gebirges, die die bisher tief versenkte, metamorph mobilisierte Penninmulde als neue Zentralachse des Gebirges steil aufkuppelt; dabei wird jedenfalls unter weiterer Einengung die gravitationstektonische Bewegung der höheren Stockwerke über die Vorsenken ausgelöst und fortgesetzt und die Gesamtschubweite der Nordzonen sekundär auf die in einem Akt nicht mehr verständlichen Extremwerte erhöht.

Schließlich noch ein letzter zusammenfassender Gesichtspunkt: Mit der weiträumigen Überlagerung des Pennin und der nördlichen Randzonen durch das Ostalpin sind in den Ostalpen zwei Strukturzonen verschiedenen vorwaltenden Prägungsalters, jungkretazisch und paläogen übereinanderggebaut. Das wird nur im Vergleich mit Ost und West verständ-

lich. Wie D. ANDRUSOV (1960, a, b, 1964) mehrfach herausgearbeitet hat, sind die vorneogenen Karpaten ein „inhomogenes Falten-System“, in dem die wesentlich vorgosausche Strukturzone der zentralen Westkarpaten und die wesentlich savische Strukturzone der Flyschkarpaten nebeneinander liegen und sich nur in den Pieniden überlappen.

Wie D. ANDRUSOV nun bei seinem Vortrag in Wien (s. dieses Heft) schon ausführt, ist bei der Verfolgung dieser Strukturzonen nach West in die Ostalpen gerade hier im Raume von Wien am Hereinstreichen des Wienerwaldflysches unter die Kalkalpen offen zu erkennen, wie dieses Nebeneinander in ein Übereinander übergeht und die breite Zonenfolge der Slovakei und Westungarns sich immer enger zu einem Überschiebungsbau der Zonen bündelt. Die gegen West wachsende Einengung des Gebirgskörpers erhält dieses Übereinander der beiden Strukturzonen als das grundlegende Bauprinzip der Ostalpen, bis an ihrem Westende die ältere Zone aushebt und in den Westalpen ganz von der jüngeren Faltenzone verdrängt wird.

Ich glaube, daß auch dieser Zusammenhang das Verständnis für die Besonderheiten des Ostalpenbaues zu fördern vermag.

#### Literatur-Hinweise

- ANDRUSOV, D.: 1960 a; Die geologische Entwicklung der Klippenzone und der zentralen Westkarpaten. — Mitt. Geol. Ges. Wien 51, 1—18.
- ANDRUSOV, D.: 1960 b; Gedanken über das alpin-karpatische Falten-Decken-System. — Geologicky Sbornik Bratislava 11, 171—178.
- ANDRUSOV, D.: 1964; Geologie der Tschechoslovakischen Karpaten I. — 263 S. Deutsche Ausgabe, Akademie-Verlag, Berlin.
- BECK-MANNAGETTA, P.: 1960 a; Die Stellung der Gurktaler Alpen im Kärntner Kristallin. — Int. Geol. Congr., XXI. Sess. Norden, Part XIII, 418—430.
- BECK-MANNAGETTA, P.: 1960 b; Bemerkungen zu A. TOLLMANN'S tektonischer Synthese der Ostalpen. — Geol. Rd. 50, 517—524.
- VAN BEMMELN, R. W.: 1960; Zur Mechanik der ostalpinen Deckenbildung. — Geol. Rd. 50, 474—499.
- BRIX, F., & GÖTZINGER, K.: 1964; Die Ergebnisse der Aufschlußarbeiten der ÖMV. AG. in der Molassezone Niederösterreichs i. d. J. 1957—1963. I.: Zur Geologie der Beckenfüllung, des Rahmens und Untergrundes. — Erdöl-Zs. 80, 57—76.
- CLAR, E.: 1953; Zur Einfügung der Hohen Tauern in den Ostalpenbau. — Verh. Geol. B.-A. 1953, 93—104.
- CLAR, E., FRITSCH, W., MEIXNER, H., PILGER, A., & SCHÖNENBERG, R.: 1963; Die geologische Neuaufnahme des Saualpen-Kristallins (Kärnten) VI. — Carinthia II, 73. (153), 23—51.
- CORNELIUS, H. P.: 1939; Zur Schichtfolge und Tektonik der Mürtzaler Kalkalpen. — Jb. Geol. B.-A. 89, 27—175.
- CORNELIUS, H. P.: 1940; Zur Auffassung der Ostalpen im Sinne der Deckenlehre. — ZDGG. 92, 271—312.
- CORNELIUS, H. P.: 1952; Gesteine und Tektonik im Ostabschnitt der nordalpinen Grauwackenzone, vom Alpen-Ostrand bis zum Affenzer Becken. — Mitt. Geol. Ges. Wien 42/43 (1949/50), 1—234.
- DEL-NEGRO, W.: 1962; Neue Vorstellungen über den Bau der Ostalpen. — Jb. Geol. B.-A. 105, 1—18.
- EXNER, Ch.: 1957; Erläuterungen zur Geologischen Karte der Umgebung von Gastein. — Geol. B.-A. Wien, 168 S.
- EXNER, Chr.: 1963; Structures anciennes et récentes dans les Gneiss polymétamorphiques de la Zone Pennique des Hohe Tauern. — Livre à la mémoire du Prof. Paul FALLOT, Tome II (1960 bis 63) 503—515.
- FALLOT, P.: 1955; Les dilemmes tectoniques des Alpes Orientales. — Ann. Soc. Géol. Belgique 78, 147—170.
- FALLOT, P.: 1960; Le problème de l'espace en tectonique. Festschrift E. KRAUS. — Abhdlg. D. Akad. Wiss. Berlin, Kl. Bgb., Httw. Jg. 1960/61, 48—58.



- FLÜGEL, H.: 1960; Die tektonische Stellung des „Alt-Kristallin“ östlich der Hohen Tauern. — N. Jb. Geol. Pal., Mh. 202—220.
- FLÜGEL, H.: 1961; Die Geologie des Grazer Berglandes. — Mitt. Museum (Geologie) Joanneum Graz, H. 23.
- FLÜGEL, H.: 1964; Das Paläozoikum in Österreich. — Mitt. Geol. Ges. Wien 56/2 (1963), 401 bis 443.
- FRASL, G.: 1953; Die beiden Sulzbachzungen (Oberpinzgau, Salzburg). — Jb. Geol. B.-A. 96, 143—192.
- FRASL, G.: 1958; Zur Seriengliederung der Schieferhülle in den mittleren Hohen Tauern. — Jb. Geol. B.-A. Wien 101, 323—472.
- FRITSCH, W.: 1960; Eine tektonische Analyse des Steirischen Erzberges. — Berg — Hüttenm. Mh. Leoben, 105, 225—231.
- FRITSCH, W.: 1962 a; Erläuterungen zu einer neuen geologischen Übersichtskarte von Kärnten (1 : 500.000). — Carinthia II, 152, Klagenfurt, 14—20, mit Karte.
- FRITSCH, W.: 1962 b; Von der „Anchi“- zur Katazone im kristallinen Grundgebirge Ostkärntens. — Geol. Rd. 52, 202—210.
- HERITSCH, F.: 1925; Zur Geologie der östlichen Zentralalpen. — Geol. Rd. 16, 328—336.
- HERITSCH, F.: 1927; Die Deckentheorie in den Alpen. — Borntraeger.
- HERTWECK, G.: 1961; Die Geologie der Örscherdecke i. Gebier der Triesting und der Piesting und die Frage der alpin-karpatischen Abbiegung i. d. nÖ. Kalkalpen. — Mitt. Ges. Geol. u. Bergbaustud. Wien, 12, 3—84.
- HÖCK, V., & SCHLAGER, W.: 1964; Einsedimentierte Großschollen in den jurassischen Strubbergbreccien des Tennengebirges. — Anz. öst. Akad. Wiss., Jg. 1964 (im Druck).
- HUBBERT, M. K., & RUBEY, W. W.: 1959; Role of fluid pressure in mechanics of overthrust faulting I. — Bull. Geol. Soc. Am. 70, 115—166.
- JANOSCHEK, R.: 1961; Über den Stand der Aufschlussarbeiten in der Molassezone Oberösterreichs. — Erdöl-Zs. 1961, H. 5, 161—175.
- JANOSCHEK, R.: 1964; Das Tertiär in Österreich. — Mitt. Geol. Ges. Wien 56/2 (1963), 319 bis 360.
- KRAUS, E.: 1955; Über die jüngsten Bewegungstendenzen der Alpen. — Geol. Rd., 43, 108—138.
- KRISTAN-TOLLMANN, E., & TOLLMANN, A.: 1964; Das mittelostalpine Rhät-Standardprofil aus dem Stangalm-Mesozoikum (Kärnten). — Mitt. Geol. Ges. Wien 56 (1963) 539—589.
- KÜPPER, H.: 1960 a; Erläuterungen zu einer tektonischen Übersichtsskizze des weiteren Wiener Raumes. — Mitt. Geol. Ges. Wien 53, 1—33.
- KÜPPER, H.: 1960 b; Ergebnisse aus dem Ostalpenorogen mit Ausblicken auf östlich anschließende Räume. — Geol. Rd. 50, 457—465.
- METZ, K.: 1953; Die stratigraphische und tektonische Baugeschichte der steirischen Grauwackenzone. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 44 (1951), 1—84.
- METZ, K.: 1958; Gedanken zu baugeschichtlichen Fragen der steirisch-kärntnerischen Zentralalpen. — Mitt. Geol. Ges. Wien 50 (1957) 201—250.
- METZ, K., et al.: 1964; Beiträge zur Geologie der Rottenmanner und östlichen Wölzer Tauern. — Verh. Geol. B.-A., 65—164.
- OBERHAUSER, R.: 1963; Die Kreide im Ostalpenraum Österreichs in mikropaläontologischer Sicht. — Jb. Geol. B.-A. 106, 1—88.
- OBERHAUSER, R.: 1964; Zur Frage des vollständigen Zuschubes des Tauernfensters während der Kreidezeit. — Verh. Geol. B.-A., 47—52.
- PLÖCHINGER, B.: 1961 a; Über ein neues Klippen-Flyschfenster in den Salzburger Alpen. — Verh. Geol. B.-A., 64—68.
- PLÖCHINGER, B.: 1961 b; Die Gosaulmulde von Grünbach und der Neuen Welt (N.-Ö.). — Jb. Geol. B.-A. 104, Wien, 359—441.
- PLÖCHINGER, B.: 1963; Bericht 1962 über Aufnahmen zwischen Hengstsattel und St. Gallen. — Verh. Geol. B.-A., 38—40.
- PREY, S., RUTTNER, A., & WOLETZ, G.: 1959; Das Flyschfenster von Windischgarsten innerhalb der Kalkalpen Oberösterreichs. — Verh. Geol. B.-A., 201—216.
- PREY, S.: 1960; Gedanken über Flysch und Klippenzonen anlässlich einer Exkursion in die polnischen Karpaten. — Verh. Geol. B.-A., 197—213.
- PREY, S.: 1962; Flysch und Helvetikum in Salzburg und Oberösterreich. — ZDGG. 113 (1961), 282—292.
- PREY, S.: 1963; Notizen zum Problem des zentralalpiner Mesozoikums. — Verh. Geol. B.-A., 61—68.

- REICH, H.: 1960; Zur Frage der Deutung seismischer Grenzflächen in den Alpen. — Geol. Rd. 50.
- RICHTER, M.: 1958; Über Dehnung und Längung der Gebirge während der Faltung. — Geologie 7, 312—318.
- ROSENBERG, G.: 1960; Grundsätzliches zur Frage des Deckenbaues in den Weyrer Bögen. — Verh. Geol. B.-A., 95—103.
- SCHMIDEGG, O.: 1961; Geologische Übersicht der Venediger Gruppe. — Verh. Geol. B.-A., 35 bis 54.
- SPENGLER, E.: 1959; Versuch einer Rekonstruktion des Ablagerungsraumes der Decken der Nördl. K. A. III. Teil (Ostabschnitt). — Jb. Geol. B.-A., 193—312.
- SPENGLER, E.: 1963; Les zones de faciès du Trias des Alpes Calcaires Septentrionales et leur rapports avec la structure des nappes. — Livre mèm. Prof. P. FALLOT, II (1960—63), 465 bis 475.
- STOWASSER, H.: 1956; Zur Schichtfolge, Verbreitung und Tektonik des Stangalm-Mesozoikums (Gurktaler Alpen). — Jb. Geol. B.-A., Wien 99, 75—199.
- THURNER, A.: 1960; Die Gurktaler Decke. — N. Jb. Geol. Pal. Mh. 481—490.
- THURNER, A.: 1962; Die Baustile in den tektonischen Einheiten der Nördlichen Kalkalpen. — Z. Dr. Geol. Ges. 113 (1961), 367—389.
- THURNER, A.: 1964; Die fragliche Trias um Mühlen bei Nenmarkt/Stmk. — Mitt. Geol. Ges. Wien 56 (1963), 515—538.
- TOLLMANN, A.: 1959; Der Deckenbau der Ostalpen auf Grund einer Neuuntersuchung des zentralalpinen Mesozoikums. — Mitt. Ges. Geol. u. Bergb. Stud. Wien 10, 3—62.
- TOLLMANN, A.: 1960; Stellungnahme zur Diskussion ... P. BECK-MANNAGETTA. — Geol. Rd. 50, 524—528.
- TOLLMANN, A.: 1962 a; Ostalpensynthese, F. Deuticke, Wien, 256 S.
- TOLLMANN, A.: 1962 b; Die Rolle des Ost-West-Schubes im Ostalpenbau. — Mitt. Geol. Ges. Wien 54 (1961), 229—247.
- TOLLMANN, A.: 1964; Zur Frage der Faziesdecken in den Nördlichen Kalkalpen und zur Einwurzelung der Hallstätter Zone (Ostalpen). — Geol. Rd. 53, 153—170.
- TRÜMPY, R.: 1960; Paleotectonic evolution of the Central und Western Alps. — Bull. Geol. Soc. America 71, 843—908.
- WIESENER, H.: 1962; Die alpine Gesteinsmetamorphose am Alpenostrand. — Geol. Rd. 52, 238—246.
- WOLETZ, G.: 1963; Charakteristische Abfolgen der Schwermineralgehalte in Kreide- und Alttertiär-Schichten der nördlichen Ostalpen. — Jb. Geol. B.-A. 106, 89—119.
- ZANKL, H.: 1962; Die Geologie der Torrener-Joch-Zone in den Berchtesgadener Alpen. — Z. deutsch. geol. Ges., Jg. 1961, 113, 446—462, 7 Abb., Hannover.



**LEGENDE:**

	Jungtertiäre und quartäre Deckschichten		Gosauschichten
	Molassezone (u. Inntaltriär)		Perm, Trias, Unterkreide
	Helvetikum, Grestener und St. Veiter Klippen		Paläozoikum
	Pennin (einschliesslich Flyschzone)		Quarzphyllit
	Südalpin (nicht untergliedert)		Kristallin

bedeutende Überschiebungslinien der Kalkalpen  
 wichtige Streichrichtungen  
 Vergleichbare Strukturen der Kalkalpen und ihres Grundgebirges sind dick ausgezogen und für Texthinweise mit Ziffern versehen.

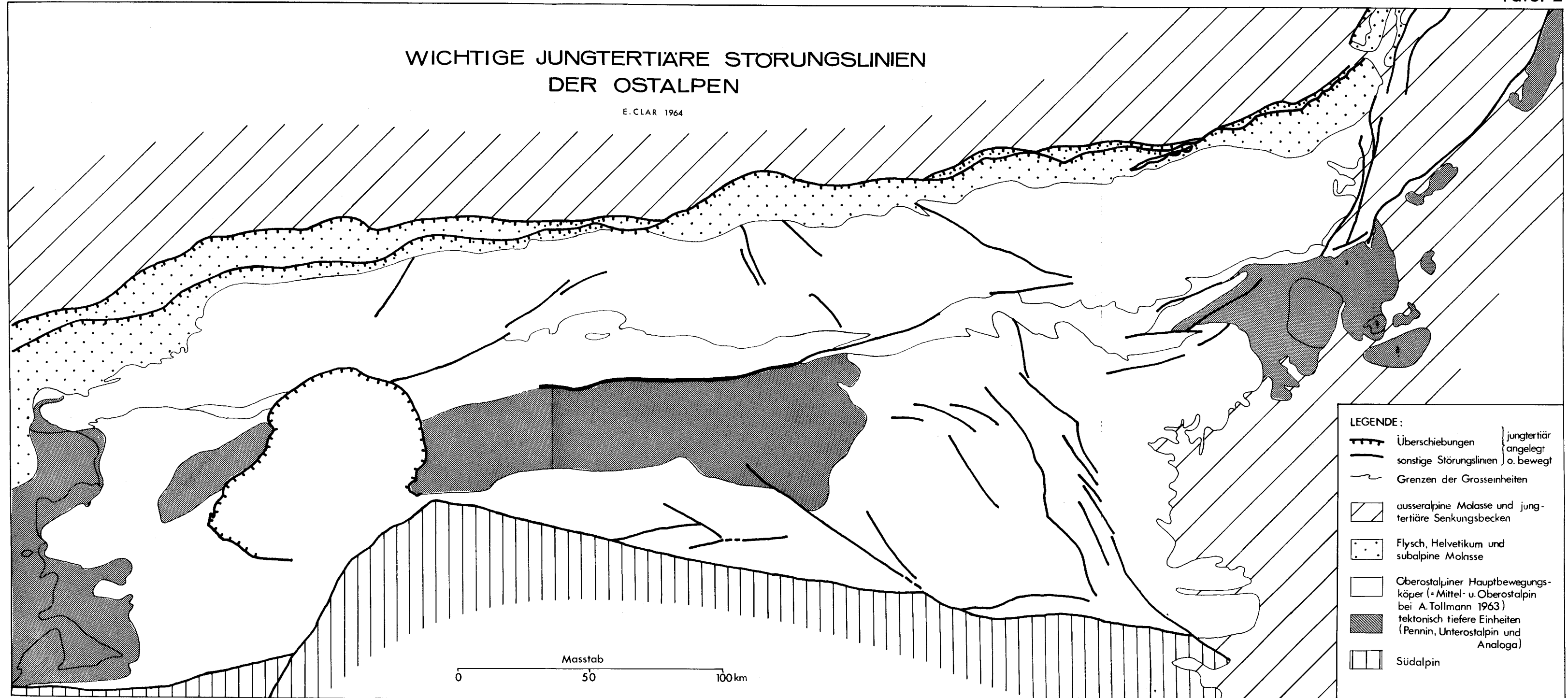
**STRUKTURANALOGIEN IM OSTALPINEN GRUND-UND DECKGEBIRGE IM RAHMEN EINER ÜBERSICHT DER BAUZONEN DER OSTALPEN.**  
 E. CLAR 1964





# WICHTIGE JUNGTERTIÄRE STÖRUNGSLINIEN DER OSTALPEN

E. CLAR 1964



- LEGENDE:**
- Überschiebungen } jungtertiär angelegt o. bewegt
  - sonstige Störungslinien }
  - Grenzen der Grosseinheiten
  - ausseralpine Molasse und jungtertiäre Senkungsbecken
  - Flysch, Helvetikum und subalpine Molasse
  - Oberostalpiner Hauptbewegungskörper (= Mittel- u. Oberostalpin bei A. Tollmann 1963)
  - tektonisch tiefere Einheiten (Pennin, Unterostalpin und Annapernian)
  - Südalpin

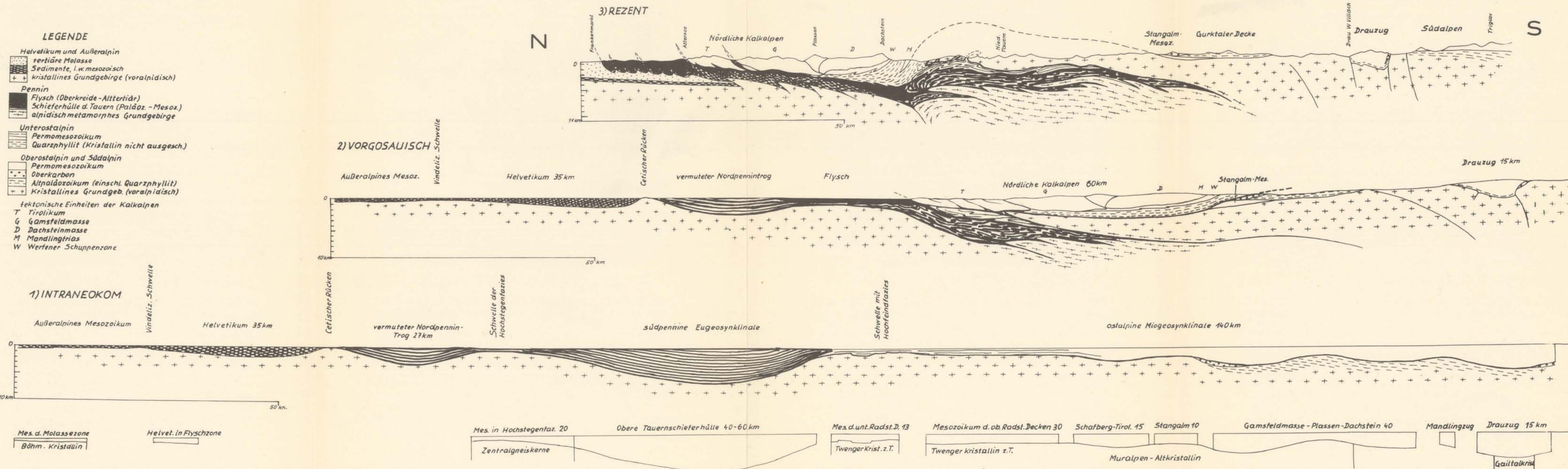
Masstab  
0 50 100 km

E. CLAR & W. SCHLAGER 1964

OSTALPENPROFIL IM ABSCHNITT TAUERN-OST (VERSUCH EINER MASS-STÄBLICHEN TIEFENERGÄNZUNG UND ABWICKLUNG)

- LEGENDE**
- Helvetikum und Außer-alpin
  - tertiäre Molasse
  - Sedimente, i.w. mesozoisch
  - kristallines Grundgebirge (voralpidisch)
  - Pennin
  - Flysch (Oberkreide - Alttertiär)
  - Schieferhülle d. Tauern (Paläoz. - Mesoz.)
  - alpidisch metamorphes Grundgebirge
  - Unterostalpin
  - Permomesozoikum
  - Quarzphyllit (Kristallin nicht ausgesch.)
  - Oberostalpin und Südalpin
  - Permomesozoikum
  - Oberkarbon
  - Altpaläozoikum (einschl. Quarzphyllit)
  - Kristallines Grundgeb. (voralpidisch)
  - tektonische Einheiten der Kalkalpen
  - T Tirolikum
  - G Gamsfeldmasse
  - D Dachsteinmasse
  - M Mandlingtrias
  - W Werfener Schuppenzone

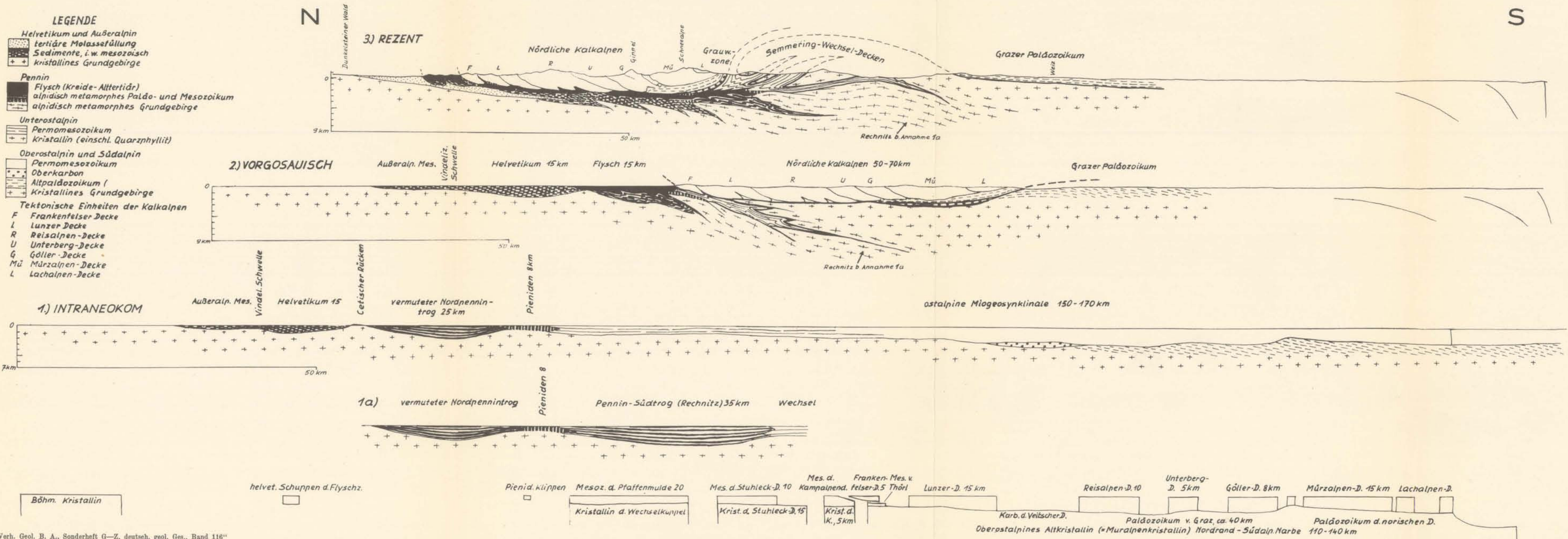
- 1) INTRANEOKOM**
- Außer-alpines Mesozoikum
  - Helvetikum 35km
  - vermuteter Nordpennin-Trog 27km
  - südpennine Eugeosynklinale
  - ostalpine Miogeosynklinale 140km
- 2) VORGOSAUISCH**
- Außer-alpines Mesoz.
  - Helvetikum 35km
  - vermuteter Nordpennin-Trog
  - Flysch
  - Nördliche Kalkalpen 60km
  - Stangalm-Mes.
- 3) REZENT**
- Nördliche Kalkalpen
  - Plassen
  - Dachstein
  - Nied. Tauern
  - Stangalm-Mesoz.
  - Gurktaler Decke
  - Drauzug
  - Südalpen
  - Triglav





E. CLAR & W. SCHLAGER 1964  
**OSTALPENPROFIL IM WECHSELABSCHNITT** (VERSUCH EINER MASS-STÄBLICHEN TIEFENERGÄNZUNG UND ABWICKLUNG)

- LEGENDE**
- Helvetikum und Außeralpin
  - tertiäre Molassefüllung
  - Sedimente, i. w. mesozoisch
  - Kristallines Grundgebirge
- Pennin**
- Flysch (Kreide-Alttertiär)
  - alpidisch metamorphes Paläo- und Mesozoikum
  - alpidisch metamorphes Grundgebirge
- Unterostalpin**
- Permomesozoikum
  - Kristallin (einschl. Quarzphyllit)
- Oberostalpin und Südalpin**
- Permomesozoikum
  - Oberkarbon
  - Altpaläozoikum
  - Kristallines Grundgebirge
- Tektonische Einheiten der Kalkalpen**
- F Frankfurter Decke
  - L Lunzer Decke
  - R Reisalpen-Decke
  - U Unterberg-Decke
  - G Göller-Decke
  - Mü Mürzalpen-Decke
  - L Lachalpen-Decke



Verh. Geol. B.-A.	Sonderheft G	S. 36— 51	Wien, Oktober 1965
Z. deutsch. geol. Ges. Jahrgang 1964	Band 116 2. Teil	S. 292—307	Hannover, Oktober 1965

## Geologischer Bau der ungarischen Becken

VON LASZLO KÖRÖSSY, Budapest

Mit 2 Abbildungen

Es ist eine alte Tradition der Geologen Ungarns und Österreichs, daß sie sich für die in Österreich bzw. in Ungarn errungenen geologischen Forschungsergebnisse gegenseitig interessieren. Die geotektonischen Einheiten setzen sich über die politischen Grenzen hinweg fort, weshalb unsere Kenntnisse unvollständig wären, wenn sie nur bis zu den Staatsgrenzen reichen würden.

Die geologische Kenntnis Ungarns hat sich neuerdings, infolge der Erkundung durch Tiefbohrungen in den mit neogenen Ablagerungen gefüllten Becken, mit großen Schritten weiterentwickelt.

Die Struktur der Beckengebiete Ungarns wird im folgenden im Lichte der neuen Angaben nach den in den grundlegenden Arbeiten von L. LOCZY, K. TELEGDY-ROTH und E. VADASZ niedergelegten Prinzipien erörtert.

### A. Gliederung in tektonische Stufen

In Ungarn lassen sich von den bekannten ältesten Bildungen bis zu den jüngsten vier tektonische Stufen unterscheiden (siehe Abb. 1).

Die erste (unterste) tektonische Stufe wird durch diejenigen Bildungen vertreten, die vor den variszischen Krustenbewegungen entstanden sind. Diese älteren Bildungen sind uns noch nicht genügend bekannt, so daß sie in weitere Stufen nicht gegliedert werden können. Bezeichnend für diese tektonische Stufe ist eine intensiv gefaltete Struktur, die im Laufe der nachträglichen Bewegungen durch die Entstehung einer Bruch-Schuppen-Struktur weiter gestört wurde. Auf der ersten tektonischen Stufe liegt die zweite, mit einer großen Diskordanz.

In die zweite tektonische Stufe werden jene jungpaläozoisch-mesozoischen Bildungen eingeordnet, die zwischen den variszischen und austri-schen Krustenbewegungen entstanden sind. Diese tektonische Stufe zeichnet sich durch eine durch Raumverengung entstandene Bruch-Schuppen-Struktur aus.

In die dritte tektonische Stufe reihen wir die oberkretazischen und paläogenen Bildungen ein, die zwischen den austri-schen und savischen Bewegungen entstanden sind. In den Beckengebieten Ungarns sind dies z. T. epikontinentale Bildungen einfacherer Tektonik, z. T. flyschartige Ablagerungen komplizierter Struktur.

Schließlich werden der vierten tektonischen Stufe jene neogenen Beckenablagerungen zugeordnet, die nach den savischen Orogenbewegungen ent-

\*) Adresse des Autors: Budapest XII, Vas Gereben — u. 1.

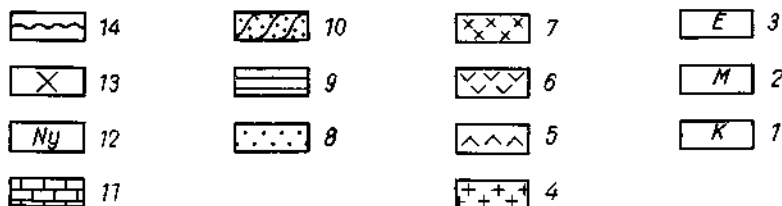
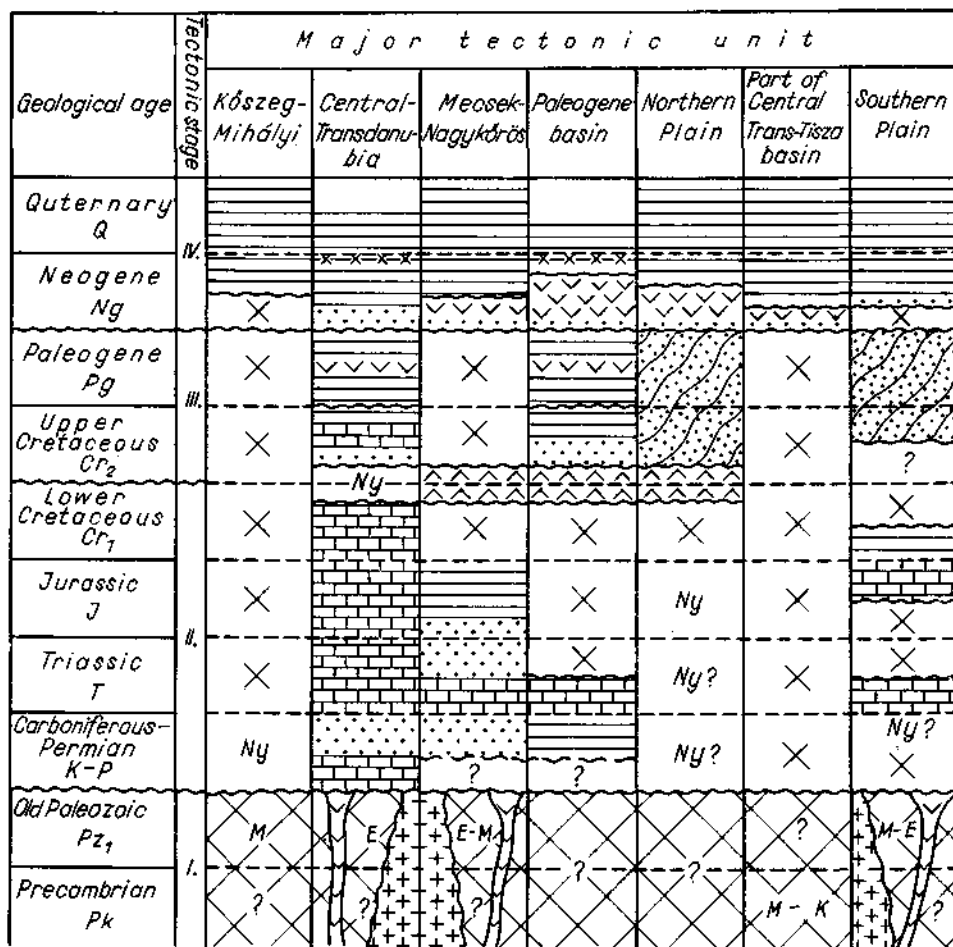


Abb. 1: Zusammenfassung der großstrukturellen Einheiten Ungarns. (1) überwiegend katazonale kristalline Schiefer. (2) überwiegend mesozonale kristalline Schiefer. (3) überwiegend epizonale kristalline Schiefer. (4) magmatische Intrusionen. (5) basische vulkanische Tätigkeit (Diabase). (6) Rhyolith-Dazit-Andesit-vulkanische Tätigkeit. (7) Basalt-vulkanische Tätigkeit. (8) grobklastische Sedimente. (9) fein-klastische Sedimente. (10) Flysch. (11) Kalkstein-Dolomit. (12) Spuren. (13) Hiatus. (14) Diskordanz.



standen sind. Für die vierte tektonische Stufe sind die durch vertikale Bewegungen des Beckenuntergrundes und Kompaktion bedingten Strukturformen charakteristisch.

Der geologische Bau jeder tektonischen Stufe unterscheidet sich von demjenigen der tiefer oder höher gelegenen Stufen. Die jüngeren Bewegungen beeinflussten naturgemäß auch die älteren tektonischen Stufen; deshalb sind die tieferen tektonischen Stufen stärker, die oberen schwächer gestört.

Betrachtet man die geologische Entwicklungsgeschichte der einzelnen Gebiets-einheiten Ungarns, so sieht man, daß sich der Werdegang der tektonischen Ereignisse in den einzelnen Stufen von Gebietseinheit zu Gebietseinheit ändert. Die Gebiete mit unterschiedlicher geologischer Entwicklungsgeschichte sind voneinander abgrenzbare, großtektonische Einheiten. In Ungarn können sieben derartige großtektonische Einheiten unterschieden werden.

Die großtektonischen Einheiten werden, neben den Unterschieden in ihrer geologischen Entwicklungsgeschichte, auch noch durch Dislokationszonen voneinander getrennt. In den Beckengebieten Ungarns lassen sich fünf Dislokationszonen erkennen, welche großtektonische Einheiten mit verschiedener geologischer Entwicklungsgeschichte voneinander abtrennen.

Auf dieser Grundlage kann der gegenwärtige strukturelle Zustand (Morpho-tektonik) und die tektonische Entwicklungsgeschichte (Tektogenese) der Beckengebiete Ungarns rekonstruiert werden.

## B. Die großtektonischen Einheiten Ungarns

Es ist bekannt, daß im Schema der großtektonischen Gliederung Europas in Archäo-, Paläo-, Meso- und Neo-Europa Ungarn auf das Territorium Neo-Europas fällt. Wenn man Neo-Europa als eine großtektonische Einheit erster Ordnung ansieht, so können seine Unterteilungen, und zwar die gefalteten Gebirgssysteme der Alpen, der Karpaten und der Dinariden sowie die dazwischen eingeschalteten Massive und Becken gleichen Ranges — wie z. B. der Raum der innerkarpatischen Becken —, als großtektonische Einheiten zweiter Ordnung angesehen werden. Die großtektonische Einheit zweiter Ordnung, der Karpatbecken, teilt sich wieder in mehrere großtektonische Einheiten dritter Ordnung. In diesem Sinne können die erwähnten sieben tektonischen Einheiten als großtektonische Einheiten dritter Ordnung betrachtet werden.

Diese sieben tektonischen Einheiten Ungarns sind folgende (siehe Abb. 2):

### Zeichenerklärung zu Abb. 2:

- (1) Dislokations-Zonen erster Ordnung, zwischen den großtektonischen Einheiten. (2) Dislokations-Zonen zweiter Ordnung, welche die Hoch- und Tiefschollen innerhalb der großtektonischen Einheiten begrenzen. (3) Dislokations-Zonen dritter Ordnung. (4) Verbreitungsgrenze der orogenen Flyschformationen. (5) Isohypsen der Oberfläche des tertiären Beckenuntergrundes. (6) Neogene Aufwölbungen (von Lovászi, Budafa). (7) I—VII, Großtektonische Einheiten: I. Kőszeg—Mihályi, II. Zentrales Transdanubien, III. Mecsek—Nagykörös, IV. Paläogen-Becken, V. Nördlicher Teil der Tiefebene, VI. Zentraler Teil der Tiefebene, VII. Südlicher Teil der Tiefebene. (8) + Hochschollen. (9) — Tiefschollen. (10) Ausbisse der Ersten Tektonischen Stufe. (11) Ausbisse der Zweiten und Dritten Tektonischen Stufen. (12) Tertiäre Ergußgesteine an der Oberfläche.

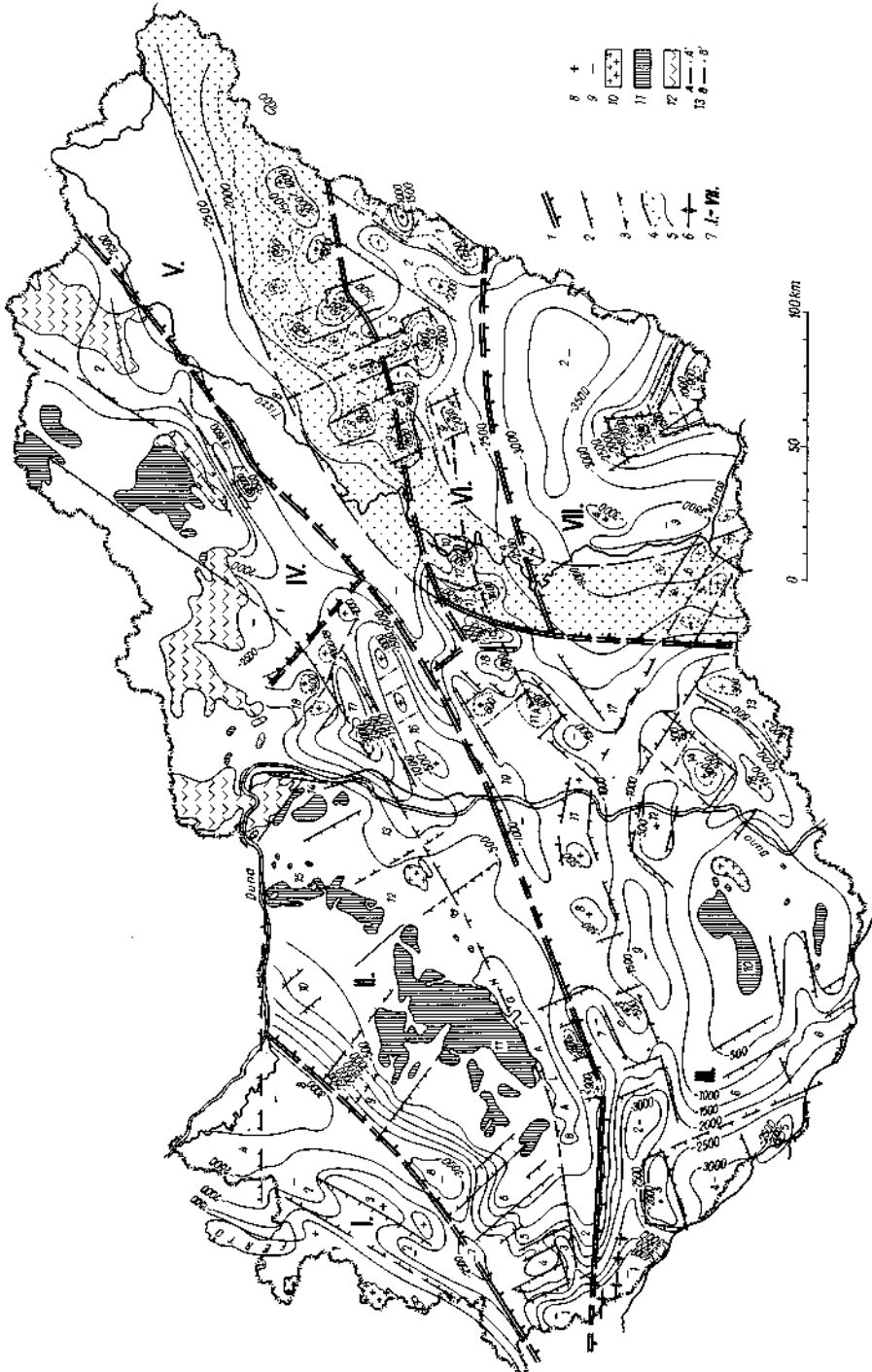


Abb. 2: Tektonische Karte der Beckengebiete Ungarns.

1. Großtektonische Einheit von Kőszeg-Mihályi. Ihre erste tektonische Stufe ist die Fortsetzung des zentralen kristallinen Zuges der Alpen und besteht hauptsächlich aus Bildungen, deren Metamorphose im Grenzbereich der Epi- und Metazone liegt. Ihre zweite tektonische Stufe stellt den Überrest von jungpaläozoischen, sedimentären Bildungen dar. Das Mesozoikum ist aus diesem Gebiet kaum bekannt.

Die dritte tektonische Stufe fehlt.

Die vierte tektonische Stufe ist aus geringmächtigen obermiozänen und stellenweise mächtigen pliozänen Ablagerungen aufgebaut.

2. Die großtektonische Einheit Zentral-Transdanubiens. (Transdanubisches Mittelgebirge und seine Fortsetzung im Beckenuntergrund.) Ihre erste tektonische Stufe ist durch die an der Oberfläche und im Beckenuntergrund auftretenden epizonalen metamorphen Schiefer und intrusive Granite des zusammenhängenden Zuges des Balatonhochlandes und des Velence-Gebirges vertreten.

Die zweite tektonische Stufe besteht aus jungpaläozoisch-mesozoischen Ablagerungen von „transdanubischer Mittelgebirgs“-Fazies.

Bezeichnend für das Mesozoikum der „transdanubischen Mittelgebirgs“-Fazies ist die fast vollständige, marine, karbonatische Ausbildung der Trias, innerhalb welcher insbesondere die Obertrias große Mächtigkeiten erreicht. Des weiteren wird es durch lückenhaften Jura und Unterkreide, durch vollständigere Oberkreide in größtenteils mariner Fazies charakterisiert.

Die dritte tektonische Stufe besteht aus Bildungen einer diskontinuierlichen epikontinentalen Sedimentation. Die vierte tektonische Stufe ist eine stellenweise lückenhafte, an manchen Stellen aber mächtige neogene Sedimentfolge mit Spuren vulkanischer Tätigkeit.

3. Großtektonische Einheit von Mecsek-Nagykörös. Hier ist die erste tektonische Stufe von Gesteinen aufgebaut, die wesentlich stärker metamorphisiert sind als die der bisher erwähnten Einheiten. Akademiker E. SZADÉCZKY-KARDOSS hat nachgewiesen, daß tiefreichende genetische und Altersunterschiede zwischen den kristallinen Gesteinen der tektonischen Einheit Zentral-Transdanubiens und denjenigen des Mecsek-Gebirges bestehen. Im ersten Falle sind die Granite durch *Migmatite*, im zweiten durch *Migmatite* vertreten. Dies wurde neuerdings von B. JANTSKY ausführlich untersucht, der südlich vom Mecsek-Gebirge die Zonen von palingenetischen Migmatit-Vorgängen verschiedener Intensität nachgewiesen hat. Nach unserer Auffassung ist diese eine der ältesten Einheiten des Untergrundes der Ungarischen Becken. Nach den Ergebnissen der von K. SZEPESHÁZY durchgeführten lithologischen Untersuchungen lassen sich diese Bildungen im Donau—Theiß-Zwischenstromland bis Nagykörös verfolgen.

Die zweite tektonische Stufe der Mecsek-Nagykörös großtektonischen Einheit unterscheidet sich ebenfalls von derjenigen der vorigen Einheit und besteht aus jungpaläozoisch-mesozoischen sedimentären Bildungen „Mecseker“ Fazies.

Das Mesozoikum von Mecseker Fazies wird durch marine, hauptsächlich karbonatische Unter- und Mitteltrias, durch lückenhafte kontinentale Obertrias und Lias (von Grestener Fazies) und durch äußerst lückenhafte, auch Vulkanite einschließende Kreide charakterisiert.

Die dritte tektonische Stufe fehlt.

Die vierte tektonische Stufe ist eine neogene Sedimentfolge veränderlicher Mächtigkeit mit Spuren vulkanischer Tätigkeit.

4. Großtektonische Einheit des paläogenen Beckens des Bükk-Gebirges. Die untere tektonische Stufe ist meistens unbekannt, nur im NW kennen wir Phyllite und Glimmerschiefer, die eine im Beckenuntergrund verfolgbare Fortsetzung des Vepor-Gebirges darstellen. Die jungpaläozoisch-mesozoischen Bildungen der zweiten tektonischen Stufe sind im „Bükker“ Fazies ausgebildet.

Das Mesozoikum des Bükk-Gebirges zeichnet sich durch eine marine, hauptsächlich karbonatische Ausbildung der Unter- und Mitteltrias und durch das Fehlen der Obertrias, des Jura und der Unterkreide aus. Von den oberkretazisch-paläogenen Bildungen der dritten tektonischen Stufe ist hauptsächlich das Oligozän mächtig. Im Aufbau der vierten tektonischen Stufe spielen die miozänen Vulkanite eine wichtige Rolle. Stellenweise treten miozän-pliozäne marine und lakustre Sedimente auf.

5. Großtektonische Einheit des nördlichen Teiles der Großen Tiefebene (Alföld). Die Bildungen der ersten tektonischen Stufe sind in eine unbekannte Tiefe abgesunken. Auch die Bildungen der zweiten tektonischen Stufe lagern tief und bloß Spuren jungpaläozoisch-mesozoischer Ablagerungen sind uns bekannt. Die dritte tektonische Stufe ist von sehr mächtigen und intensiv gestörten, flyschartigen, paläogen-oberkretazischen Ablagerungen aufgebaut. In der vierten tektonischen Stufe gibt es mächtige Vulkanite mit Ausbruchszentren. Die pliozänen Ablagerungen sind verhältnismäßig dünner.

6. Beckenteil mit kristallinem Untergrund in dem Zentralen Teil der Tiefebene. Die erste tektonische Stufe wird durch kristalline Schiefer der tieferen Mesozone (Gneis, Glimmerschiefer) charakterisiert, die von alkalimagmatogenen zum Amphibolit umgewandelten Intrusionen durchsetzt worden sind. In diesem Gebiet sind uns keine nach der Metamorphose eingedrungenen Magmaintrusionen bekannt. Die Bildungen der zweiten und der dritten tektonischen Stufe fehlen. Die vierte tektonische Stufe besteht aus geringmächtigen obermiozänen und mächtigen pliozänen Ablagerungen. Wir kennen keine vulkanischen Eruptionszentren in diesem Raum, es kommen nur feinkörnige vulkanische Auswürflinge vor.

7. Großtektonische Einheit des südlichen Teiles der Großen Tiefebene. Die untere tektonische Stufe ist meist unbekannt, da sie sehr tief abgesunken ist. Sie ist vermutlich mit den im hohen Schollenzug von Battonya-Pusztaföldvár bekanntgewordenen kristallinen Bildungen identisch. Das sind durch tektonische Bewegungen gestörte mesozonale und epizonale kristalline Schiefer, mit metamorphisierten Magmaintrusionen. Nach der Metamorphose wurden die umgewandelten Gesteine durch Granitgneis, Granit und Quarzporphyr durchbrochen.

Die zweite tektonische Stufe ist lückenhaft und weist auf eine Verbindung mit dem Mesozoikum des östlichen Beckenrandes hin. Die Bildungen der dritten tektonischen Stufe sind uns noch kaum bekannt, hierher gehört eine tektonisch gestörte Sedimentmasse von Flysch-Fazies im W-Teil des Gebietes.

Die vierte tektonische Stufe ist durch mächtige pliozäne Bildungen vertreten, in denen Spuren vulkanischer Tätigkeit nicht nachgewiesen werden können.

Trotz der Unvollständigkeit der Angaben ist es klar, daß sich die Stufen der angeführten sieben großtektonischen Einheiten voneinander unterscheiden: ihre geologische Entwicklungsgeschichte war verschieden.

### C. Weitere Gliederung der großtektonischen Einheiten

Die einzelnen tektonischen Einheiten gliedern sich in hohe und tiefe Schollenzüge. Nach unserer Klassifikation sind die hohen und tiefen Schollenzüge Struktureinheiten vierter Ordnung. Die Gliederung in Schollenzüge betrifft vor allem die ersten drei tektonischen Stufen. Die Schollenzüge sind mit einer auf größerer Fläche einheitlichen neogenen Sedimenthülle (vierte tektonische Stufe) bedeckt. Die Struktur dieser letzteren paßt sich den Schollenzügen des tieferen Untergrundes an.

Längs Bruchlinien gliedern sich die hohen und tiefen Schollenzüge in einzelne Schollen. Die neogene Sedimenthülle bildet eine Aufwölbung oberhalb einer hohen Scholle und eine Mulde oberhalb einer tiefen Scholle, infolge der verschiedenen relativen Bewegungen der Schollen oder infolge der Kompaktion. Die somit entstehenden einzelnen Schollen sind lokale Strukturen oder Struktureinheiten fünfter Ordnung.

Die Struktureinheiten dritter, vierter und fünfter Ordnung sind auf der schematischen tektonischen Karte der Beckengebiete angeführt (Abb. 2).

### D. Dislokationszonen zwischen den tektonischen Einheiten

Ähnlich den tektonischen Einheiten werden auch die zwischen ihnen wahrnehmbaren Dislokationszonen nach einer Rangordnung eingereiht, damit ihre Wichtigkeit ausgedrückt werden kann.

Die Hauptdislokationszonen, welche die sieben großtektonischen Einheiten voneinander trennen, werden Dislokationszonen erster Ordnung genannt. Die Dislokationszonen zwischen den hohen und tiefen Schollenzügen innerhalb einer großtektonischen Einheit nennen wir Dislokationslinien zweiter Ordnung, und diejenigen, welche die einzelnen Schollen (Lokalstrukturen) trennen, werden Dislokationslinien dritter Ordnung genannt.

Unsere Kenntnis der Dislokationszonen ist nicht gleichmäßig und vollständig, sie soll im folgenden zusammengefaßt werden:

Entlang der einzelnen Abschnitte der Dislokationszonen erster Ordnung ist die Intensität der Bewegung verschieden. Es können drei Grade der Intensität unterschieden werden.

1. Es gibt Abschnitte, wo die Ränder von zwei benachbarten großtektonischen Einheiten sich längs steiler Trennungsflächen aufeinander aufgestaut haben.

2. An anderen Stellen hat sich der Rand einer Einheit längs gewisser Steilflächen über den Rand der anderen tektonischen Einheit geschoben. An solchen Stellen entstanden über dem Rand der abgesunkenen Einheit grabenartige Senken, d. h. zur Sedimentation geeignete Zonen.

3. An Stellen der mächtigen Aufstauungen von Struktureinheiten entstanden im Laufe dauernder Bewegungen mobile Zonen. In den bei solchen Kontakten

tektonischer Einheiten entstandenen, labilen Senken wurden die sich schnell ablagernden klastischen Sedimente durch intensive Dislokationen gestört. In diesen Senken bildeten sich die flyschartigen Ablagerungen.

Die Dislokationszonen erster Ordnung werden stellenweise von basischer (Diabas-)Magmentätigkeit begleitet. Spuren und oft sogar mächtige lineare Massen von basischen Magmatiten wurden in Tiefbohrungen entdeckt; wo es noch keine Bohrungen gibt, weisen auf ihr Vorhandensein die magnetischen Anomalien hin.

In den Dislokationszonen zweiter Ordnung, längs deren die einzelnen großtektonischen Einheiten in Schollenzüge gegliedert worden sind, fanden ebenfalls Bewegungen verschiedener Intensität statt. An manchen Stellen können diese in zwei Gruppen eingereiht werden: einerseits Longitudinale (oder mit den überwiegenden tektonischen Richtungen zusammenfallende) und andererseits transversale (oder die vorigen kreuzende) Dislokationslinien.

Entlang der longitudinalen Dislokationslinien tritt die durch die Druckkräfte bedingte Schuppenstruktur häufig auf. Die longitudinalen Dislokationslinien entstanden größtenteils bereits zur Zeit der Zerstückelung, die infolge der Zusammenschiebung großtektonischer Einheiten zwischen den austrischen und savischen Bewegungen eingetreten ist.

Die transversalen Dislokationslinien sind meistens durch Dilations-Zerstückelung bedingt und ist an sie ein stellenweise (im N-Teil der Großen Tiefebene) großangelegter neogener Vulkanismus gebunden. Die transversalen Dislokationslinien kamen hauptsächlich im Neogen (steyrische Phase) zustande.

Die Dislokationslinien dritter Ordnung sind gewöhnlich Bruchsysteme, längs deren die einzelnen Teile der hohen und tiefen Schollenzüge voneinander getrennt sind. Sie sind gleichaltrig und z. T. identisch mit den erwähnten transversalen Dislokationslinien, aber von kleinerer (lokaler) Bedeutung.

Zwischen den großtektonischen Einheiten lassen sich folgende Dislokationszonen erster Ordnung erkennen:

1. Raab-Linie. Sie stellt eine Dislokationszone dar, die die tektonische Einheit von Köszeg-Mihályi von der Einheit Zentral-Transdanubiens abtrennt. Westlich von der Raab-Linie, im Raume von Köszeg-Mihályi, liegt das Kristallinikum, d. h. die erste tektonische Stufe verhältnismäßig hoch. SO von der Raab-Linie ist sie jedoch stellenweise sehr tief abgesunken und mit einer mächtigen tertiären und mesozoischen Sedimenthülle bedeckt. Die durch die Raab-Linie getrennten Gebiete weisen einen ganz verschiedenen geomagnetischen und Gravitations-Charakter auf. Die NW von der Raab-Linie befindliche kristallinische Masse ist aseismisch, während ihre Kontaktflächen entlang der Raab-Linie Gebiete intensiver seismischer Aktivität darstellen. Nach dem geologischen Alter der hier auftretenden Bildungen fand die Zusammenschiebung längs der Raab-Linie am Ende des Mesozoikums, bzw. im Paläogen infolge sich wiederholender Bewegungen zwischen den austrisch-savischen Orogenphasen statt.

In ihrem gegenwärtigen Zustand ist die SO von der Raab-Linie befindliche tektonische Einheit Zentral-Transdanubiens eine Monoklinale regionaler Verbreitung. Diese große Monoklinale fällt in regionalem Maßstab nach NW ein. An ihrem SO-Rand treten die kristallinen Gesteine der ersten tektonischen Stufe zutage bzw. in die Nähe der Tagesoberfläche im kristallinen Zug vom Velence-

Gebirge—Balatonhochland. Weiter nach NW sinkt die erste tektonische Stufe desto tiefer, je näher die zusammengeschobenen Teile der großtektonischen Einheit von Kőszeg-Mihályi sind. Die nordwestliche Absenkung der ersten tektonischen Stufe hat zu einer parageosynklinalen Sedimentation im Jungpaläozoikum-Mesozoikum geführt.

2. **Balaton-Linie.** Zwischen der tektonischen Einheit Zentral-Transdanubiens und derjenigen von Mecsek-Nagykörös erstreckt sich die Balaton-Linie. Sie wird durch den NW von ihr laufenden Horstzug, und den SO von ihr befindlichen Grabenzug, sowie stellenweise durch die vermutlich auf basische Magmatite hinweisenden, großen geomagnetischen Anomalien begleitet.

Nach den Berechnungen auf Grund der Resultate von Messungen mit der Eötvös-Drehwaage gibt es längs der Balaton-Linie Dislokationen mit einer Sprunghöhe von 1000 m und südlich der Balaton-Linie haben wir stellenweise mit 4000 m mächtigen Sedimentfolgen zu rechnen. Das ist größtenteils durch Bohrungen bewiesen.

Der zur ersten tektonischen Stufe gehörige Teil der Einheit von Mecsek-Nagykörös tritt im SO zutage oder in die Nähe der Oberfläche; weiter nach NW ist aber auch dieser in größere Tiefe abgesunken; und hier schieben sich die höher liegenden Teile der ersten tektonischen Stufe Zentral-Transdanubiens darüber. Längs der Balaton-Linie, oberhalb des Randes der absinkenden Mecseker tektonischen Einheit bildete sich, vom Jungpaläozoikum an bis zum Paläogen-Neogen, periodisch eine Sedimentationsmulde aus.

3. **Die Dislokationszone von Pusztamérges-Nagykörös.** Sie trennt vom O die tektonische Einheit von Mecsek-Nagykörös von derjenigen des Südlichen und Zentralen Teiles der großen Tiefebene.

Westlich von dieser Dislokationslinie finden wir das Kristallinikum (d. h. die Teile der ersten tektonischen Stufe) der tektonischen Einheit von Mecsek-Nagykörös, in einer hohen Lage. Östlich muß jedoch das Kristallinikum in einer großen Tiefe lagern. Tiefbohrungen haben es noch nicht erreicht, nach den Resultaten der seismischen Messungen dürfte es stellenweise 5000 bis 6000 m tief gelegen sein.

In nördlicher Richtung läßt sich die Dislokationszone bis Nagykörös gut verfolgen. Weiter nach N ist sie uns noch nicht gut bekannt, doch weist das Auftreten mesozoischer Ablagerungen in Bükker Fazies in ihrer östlichen Fortsetzung, und das Vorhandensein mesozoischer Schichten, in Transdanubischer Mittelgebirgs-Fazies in ihrer westlichen Fortsetzung, sowie die Diabasvorkommen bei Tóalmás auf eine tiefreichende Dislokation hin. Ihre Fortsetzung weiter nach S kann an Hand geophysikalischer Angaben und der Bohrungen verfolgt werden. Auf Grund der Interpretation geophysikalischer Angaben wird sie von V. SCHEFFER mit der balkanischen Vardar-Linie in Zusammenhang gebracht.

In dem Becken, das sich an den tiefgesunkenen Rändern der östlichen tektonischen Einheiten gebildet hat, finden wir **Flyschablagerungen**. Die aus Bohrkernen und geophysikalischen Angaben bekannten **Diabasmassen** sind ebenfalls an die Dislokationszone gebunden.

4. **Dislokationszone von Szolnok-Debrecen.** Diese trennt die tektonische Einheit des Zentralen Teiles der Tiefebene von der Einheit des N-Teiles der Großen Tiefebene und wird von orogenen Flyschbildungen und Diabaskörpern begleitet.

Die Bildungen der ersten tektonischen Stufe der Einheit des N-Teiles der Großen Tiefebene (die nördlich von der Dislokationszone liegt), sind in große Tiefe gesunken. Noch keine Bohrung hat hier das kristalline Grundgebirge erreicht. Auf die zu den tief abgesunkenen ersten und zweiten tektonischen Stufen gehörigen Bildungen hat sich, längs der Dislokations-Zone von Szolnok-Debrecen, der nördliche Rand der tektonischen Einheit des Zentralen Teiles der Tiefebene aufgestaut.

In der Sedimentationsmulde, die infolge des abgesunkenen Randes der großtektonischen Einheit des N-Teiles der Großen Tiefebene zustande gekommen war, lagerte sich der Flysch ab, welcher in der mobilen Zone intensiv gestört wurde.

5. Dislokationszone von Tiszakürt-Körösladány. Diese Zone zieht sich zwischen dem Zentralen Teil der Tiefebene und der tektonischen Einheit des S-Teiles der Großen Tiefebene hin. Ihre Natur ist noch wenig erkundet. Es ist jedoch bekannt, daß südlich von dieser Linie das Kristallinikum in einer großen Tiefe lagert und nach den geomagnetischen Messungen linear angeordnete, basische Magmamassen zu erwarten sind.

An Hand der vorliegenden Angaben können daher zwischen den großtektonischen Einheiten diese fünf genannten Dislokationszonen erster Ordnung nachgewiesen werden.

### E. Tektogenese der unten tektonischen Stufen und der Dislokationszonen

Bezüglich der ersten tektonischen Stufe kann festgestellt werden, daß diese Gesteine infolge regionaler Metamorphose überwiegend aus sedimentären und z. T. magmatischen Bildungen entstanden sind. Die ursprünglichen Sedimente waren Arkosesandstein-, sandige Ton- und Mergelablagerungen, altpaläozoischer und noch älterer Geosynklinalen, doch änderte sich die Zusammensetzung der ursprünglichen Sedimente je nach den großtektonischen Einheiten. Die Magmatite waren hauptsächlich basische; es kommen aber auch aus sauren Gesteinen umgewandelte kristalline Schiefer vor.

Die kristallinen Schiefer sind zum Teil altpaläozoisch. In epizonalen Gesteinen fand J. ORAVECZ neuerdings Reste einer silurischen Fauna. Das absolute Alter der bis jetzt untersuchten Granite beträgt 217 bis 360 Millionen Jahre, sie sind also paläozoisch. Die kristallinen Schiefer Ungarns dürften z. T. vopaläozoisch sein. Es ist also zu vermuten, daß die Migmatite der Mecsek-Nagykörös-Einheit und die stark metamorphisierten kristallinen Schiefer des Zentralen Teiles der Tiefebene älter als paläozoisch sind.

Auch der spätere erdgeschichtliche Werdegang der ersten tektonischen Stufe ist verschieden, denn der Grad und der Ablauf der Metamorphose ändern sich je nach den tektonischen Einheiten. Gewisse Unterschiede können auch in den postmetamorphen Magmaintrusionen, in der Strukturentwicklung und der Mobilität wahrgenommen werden.

Die Entwicklungsgeschichte der Bildungen der zweiten tektonischen Stufe ist je nach den großtektonischen Einheiten verschieden, und zwar sowohl in stratigraphischer wie auch in struktureller Hinsicht. Aus dem Mesozoikum kennen wir viele pelagische Sedimente und wenige küstennahe Bildungen. Das wird von K. TELEGDY ROTH auf die Verengung des Sedimentationsraumes durch Zusammenschiebung zurückgeführt. Diese Zusammenschiebung fand zwi-



schen den austrisch-savischen Orogenphasen, zur Zeit der Hauptfaltung der Alpin-Karpatischen Geosynklinale statt. Zonen der Zusammenschiebung sind vor allem die zwischen den großtektonischen Einheiten befindlichen Dislokationszonen, wovon die Schuppenstruktur und der stark gestörte, zusammengepreßte Zustand der Flyschbildungen zeugen.

Die Sedimentationsbedingungen waren nur im Neogen auf dem ganzen Territorium Ungarns im großen und ganzen gleich. Doch selbst im Absinken der tertiären Becken lassen sich voneinander abweichende Bewegungen der großtektonischen Einheiten erkennen.

### F. Tektogenese der Flyschbildungen

Die Zusammenschiebung der großtektonischen Einheiten erfolgte in der Zeit der Auffaltung der Alpen, der Karpaten und der Dinariden, und fällt hauptsächlich in die Zeitspanne zwischen die Bewegungen der austrischen und der savischen Orogenphase. An Stellen ihrer stärksten Zusammenschiebung stauten sich die Ränder der großtektonischen Einheiten aufeinander und zwischen ihnen entstanden labile Dislokationszonen.

Mit diesen labilen Dislokationszonen könnte man die in der Tiefe der ungarischen Beckengebiete neuerdings entdeckten Flyschablagerungen in Zusammenhang bringen. Die mächtigen, intensiv gestörten Flyschbildungen lagerten sich in schnell absinkenden, labilen Zonen ab, wie z. B. die beim Zusammenstau der großtektonischen Einheiten entstandenen Dislokationszonen. Unseres Erachtens besteht daher eine genetische Beziehung zwischen der Dislokationszone und dem Flysch.

Am Anfang der Oberkreide formten sich die Sedimentationsmulden, in denen sich im Laufe einer raschen, rhythmischen Sedimentation das oberkretazisch-paläogene Material der mächtigen Flyschsedimente abgelagerte. Es ist merkwürdig, daß das kristalline Grundgebirge an einer Flanke der mit Flysch ausgefüllten Senke, hoch gelegen ist, während es sich an der anderen Flanke unterhalb der Flyschablagerungen in großer Tiefe befindet. Die grabenartige Senke bildete sich in der Art, daß jene großtektonische Einheit, deren kristalliner Untergrund hoch liegt, sich auf den Rand der benachbarten großtektonischen Einheit aufschob, wodurch die älteren Teile letzterer tief absanken.

In der so entstandenen Sedimentationsmulde hat sich das Flyschmaterial abgelagert. Da zwischen den großtektonischen Einheiten eine labile Dislokationszone andauernd existiert hat, ist die Struktur der in den Mulden abgelagerten Sedimente sehr stark disloziert. Die letzten wahrnehmbaren Auswirkungen sind diejenigen der savischen Bewegungen, was daraus ersichtlich ist, daß auch die Flyschbildungen mit oligozäner Fauna, gefaltet sind.

Die basische Magmentätigkeit vollzieht sich gleichzeitig mit den austrischen Orogenbewegungen. Das wird u. a. durch die Bohrungen bei Nagykörös bestätigt, wo 110 m mächtige Diabastuffe und -agglomerate auf Kalksteinen mit valanginischer Fauna lagern und von oberkretazischen Konglomeraten überlagert werden. Geringere Spuren von Ausbrüchen neutraler-basischer Laven können auch in den Unterkreide-Ablagerungen angetroffen werden. Auch nach den Untersuchungsergebnissen von G. PANTO ist das Alter der in der Großen Tiefebene eingetretenen Diabaseruptionen kretazisch.

Zusammenfassend ergibt sich aus dem Gesagten, daß die der Zeitspanne zwischen den austrischen und savischen Orogenbewegungen entsprechende geologische Entwicklungsphase eine entscheidende Rolle in der Strukturgestaltung des auf ungarisches Gebiet entfallenden Teiles der Karpatenbecken gespielt hat. Innerhalb der Karpaten gibt es im Untergrund des Ungarischen Beckens kein einheitliches kristallines Massiv, dagegen sind Blöcke tektonischer Einheiten mit unterschiedlicher Entwicklungsgeschichte zu finden. Diese haben sich während der Auffaltung des sie umgebenden Gebirgssystems stark zusammengeschoben, doch war ihre Mobilität viel kleiner als die der Faltengebirge rings herum. Allein im verhältnismäßig schmalen Streifen, der beim Kontakt der Blöcke tektonischer Einheiten entstandenen labilen Dislokationszonen, erfolgten intensive orogene Bewegungen, durch Flyschbildung und basischen Magmatismus orogenen Charakters begleitet.

Dadurch hatten sich die Bildungen der unteren (ersten bis dritten) tektonischen Stufen so weit stabilisiert, daß sie den weiteren raumverengenden Bewegungen widerstehen konnten. Daher sind uns die Spuren von Faltenstörungen in den neogenen Beckenablagerungen (in der vierten tektonischen Stufe) nur ausnahmsweise bekannt.

### G. Tektogenese des Neogens

Nach der Zusammenschiebung und Stabilisierung der älteren tektonischen Stufen traten im Neogen Dilatationszerstückelung, Bildung von Schollenzügen und stellenweise damit verbundene vulkanische Tätigkeit ein und anschließend bildeten sich die neogenen Sedimentationsbecken.

Die Zerstückelung setzte in der tektonischen Einheit Zentral-Transdanubiens und im Paläogenen Becken bereits während des Paläogens ein. Dieser Vorgang wurde von paläogenem Vulkanismus und Beckenabsinken begleitet. Die im Miozän stattgefundenene Zerstückelung war jedoch ausgedehnter und allgemeiner.

Die miozäne Zerstückelung war vor allem im Raume des N-Teiles der Großen Tiefenebene intensiv, wo Spuren eines großangelegten helvet-tortonischen Vulkanismus anzutreffen sind. Vor dieser allgemeinen großen Senkung wurden die unteren tektonischen Stufen dieser Einheit längs tiefreichender Brüche zerstückelt und die Brüche selbst dienten als Zufuhrwege von vulkanischen Produkten.

Die Struktureinheit von Mecsek-Nagykörös wird durch schwächeren Vulkanismus gekennzeichnet.

In den übrigen tektonischen Einheiten sind uns Ausbruchzentren kaum bekannt; bloß in größeren Entfernungen ausgeworfener, feinkörniger vulkanischer Schutt ist vorhanden.

Die Orientierung der durch die Zerstückelung bedingten hohen und tiefen Schollenzüge ist innerhalb der Grenzen einer großtektonischen Einheit in mehreren Fällen identisch und von derjenigen der benachbarten Einheiten abweichend. Augenfällig ist das bei Köszeg-Mihályi, deren hohe und tiefe Schollenzüge NNO—SSW orientiert sind, während die Schollenzüge der mit ihr im Kontakt befindlichen Scholle Zentral-Transdanubiens eine NW—SO-Richtung besitzen. In anderen Einheiten jedoch gehen die Schollenzüge in das Territorium der benachbarten Einheit über und setzten sich dort fort, was auf eine nach der Konsolidation eingetretene, gewissermaßen einheitliche Bewegung hinweist.

Mit dem helvet-tortonischen Vulkanismus, der durch die Dilatationszerstückelung des Beckenuntergrundes bedingt war, begann die epirogenetische Senkung der neogenen Becken. Die Beckensenkung setzte zu verschiedenen Zeiten je nach tektonischen Einheiten ein und die Senkungsphasen hatten verschiedene Dauer. Im Laufe der allgemeinen Senkung setzte sich die Zergliederung der einzelnen tektonischen Einheiten in Horst- und Grabenzüge fort; auch als Folge dieser Bewegungen ist die Mächtigkeit der neogenen Sedimentation verschieden.

Die Senkung der tertiären Becken erfolgte in den einzelnen tektonischen Einheiten in einer Reihenfolge vom N nach S.

Zunächst sank das Territorium des Paläogenen Beckens ab, in dem sich überwiegend marine oligozäne Sedimente ablagerten, deren Mächtigkeit über 2000 m beläuft. Der Beckensenkung folgte vulkanische Tätigkeit im Paläogen.

Infolge des helvet-tortonischen Vulkanismus, der die Absenkung der neogenen Becken eingeleitet hatte, wurden die oligozänen Bildungen in der steyrischen Orogenphase äußerst stark zerstückelt und in Schollen zerschnitten.

Nach dem Oligozän sank (nach dem paläogenen Becken) auch das Territorium der ihm benachbarten Einheit des N-Teiles der Großen Tiefebene in großem Maße ab. Hier treten mehr als 1500 m mächtige helvet-tortonische Vulkanite auf, die zum Ende des Miozäns so tief abgesunken waren, daß dieser Raum von einem seichten tortonisch-sarmatischen Inselmeer überflutet wurde. Zur gleichen Zeit blieb die großtektonische Einheit des S-Teiles der Großen Tiefebene noch ein emporragendes Festland, von dem wir noch keine Spuren obermiozäner mariner Sedimentation kennen.

Im SW-Teil des Landes sind die miozänen Ablagerungen sehr mächtig, was auf eine, mit den dort zusammenlaufenden Dislokationszonen (Raab-Linie, Balaton-Linie) verbundene, starke Senkung zurückzuführen ist.

Im Pliozän gibt es eine relativ dünne Sedimentfolge lediglich am südlichen Rand des Paläogenen Beckens.

Im Raume des N-Teiles der Großen Tiefebene folgte der großen Miozän-senkung schon eine verhältnismäßig beschränktere Senkung im Pliozän. Nur infolge der Zergliederung in Schollenzüge findet man in diesem Gebiet solche Grabenzüge, die mit mächtigeren Pliozänsedimenten bedeckt sind. Nach der sarmatischen Regression stellen am Anfang des Pliozäns mehrere Abschnitte dieser großtektonischen Einheit ein Festland dar. Der untere Teil der unterpannonischen Bildungen fehlt auf großen Flächen, und auf den Horstzügen keilt beinahe das ganze Unterpannon aus.

Im Zentralen Teil der Tiefebene lagerten sich pliozäne Sedimente mittlerer Mächtigkeit ab. Infolge der Zerstückelung in Schollenzüge schwankt die Mächtigkeit der pliozän-pleistozänen Ablagerungen zwischen 1000—2500 m.

Der S-Teil der Großen Tiefebene begann erst im Pliozän zu sinken. Diese Senkung war so intensiv, daß sie an Intensität alle anderen tektonischen Einheiten der Großen Tiefebene übertraf. Hier bildeten sich stellenweise über 3000 m mächtige pliozäne und jüngere Sedimente.

Die Zerstückelung der tektonischen Einheit von Mecsek-Nagykörös in hohe und tiefe Schollenzüge ist seit dem Miozän besonders ausgeprägt. Infolgedessen wird sie durch eine pliozäne Sedimentation veränderlicher, aber im allgemeinen nur mittlerer Mächtigkeit charakterisiert. Eine obermiozäne Sedimentation ist

im Raume dieser tektonischen Einheit nur stellenweise bekannt und im allgemeinen durch dünne oder oberhalb der Grabenzüge mächtigere Sedimente vertreten. Im Pliozän sind sogar Mächtigkeitsschwankungen von 1000—1500 m häufig. Auf manchen Horstzügen fehlen die Unterpannon-Ablagerungen.

In Zentral-Transdanubien gibt es infolge des Vorhandenseins hoch über die Oberfläche aufragender Horstzüge auf großen Flächen keine pliozänen Ablagerungen. Die westlichen und südlichen Fortsetzungen des Transdanubischen Mittelgebirges in der Richtung des Dráva-Beckens sind jedoch mit mächtigen pliozänen und jüngeren Ablagerungen bedeckt.

In der tektonischen Einheit von Kőszeg-Mihályi begann infolge der Absenkung der tieferen tektonischen Stufen die Entwicklung des neogenen Beckens im Obermiozän. Im Pliozän erreichte die Beckensenkung große Ausmaße und stellenweise lagerten sich 2000—3000 m mächtige Sedimente ab.

In den auf diese Art entstandenen neogenen Becken wurde die Struktur der Beckenauffüllung hauptsächlich durch zwei Faktoren bestimmt; der eine ist die Kompaktion der ursprünglich lockeren Beckenablagerungen, der andere die relative Bewegung der Schollen des älteren Beckenuntergrundes.

Durch Raumverengung bedingte Faltenstrukturen sind uns bloß im SW-Teil Ungarns bekannt. Hier ist die Tektogenese der sanften Faltenformen darauf zurückführbar, daß im verhältnismäßig schmalen grabenartigen Gebiet die neogene Beckensenkung äußerst intensiv gewesen ist. Die raumverengenden Bewegungen setzten sich hier in geringem Maße auch während des Pliozäns fort, wodurch die neogenen Ablagerungen zu flachen Falten zusammengedrückt wurden.

In den anderen Beckengebieten ist das kristalline bis mesozoische Grundgebirge mit verhältnismäßig dünnen neogenen Beckenablagerungen bedeckt. Die Struktur dieser dünnen Sedimenthülle wird durch den Beckenuntergrund bestimmt. Das kristalline und mesozoische Grundgebirge hat sich jedoch bereits vor dem Neogen konsolidiert und die Faltungswirkung der horizontalen Druckkräfte konnte sich nicht einmal in den darauffolgernden, relativ dünnen neogenen Sedimenten geltend machen.

Kompressionsfaltungen erfolgten in den Becken zum letzten Male zur Zeit der savischen Phase, doch wurden sie auch schon damals nur auf diejenigen labilen Dislokationszonen beschränkt, wo die tektonischen Einheiten miteinander in Berührung kamen. Daher gibt es in den Neogenbildungen mit Ausnahme des südwestlichen Beckenteiles schon keine echten Kompressions-Faltenstrukturen.

Der stabilisierte Beckenuntergrund hat seit dem Neogen lediglich kontinuierliche epirogene, vertikal oszillierende Bewegungen erlitten. Diese Bewegungen äußern sich, neben den erwähnten regionalen Bewegungen der großtektonischen Einheiten, in den Bewegungsunterschieden zwischen den einzelnen Schollenzügen und den lokalen Schollen.

Die kontinuierlichen vertikalen Bewegungen des Beckenuntergrundes verlaufen langsam und gleichzeitig mit der neogenen Sedimentation. Die langsamen Bewegungen des Beckenuntergrundes führten in den meisten Fällen zur Entstehung keiner Buchstrukturen in den sich inzwischen ablagernden, plastischen Sedimenten. Solche sind nur in Gebieten wo nach der Sedimentation größere Bewegungen angetroffen wurden. Die langsamen Bewegungen des Beckenuntergrundes beeinflussten meistens nur die die Sedimente transportierenden Strömungen und formten, je nach deren Intensität, die Gebiete der Ablagerung mächtiger oder dünnerer, gröberer oder feinerer Sedimentmassen.

Die postneogenen vertikalen Bewegungen des Beckenuntergrundes brachten in den neogenen Sedimenten flache Aufwölbungen, Mulden und Flexuren zustande.

Der zweite wichtige Faktor in der Strukturgestaltung der neogenen Beckenablagerungen ist die Kompaktion der Schichten. Die Kompaktionsgewölbe und -mulden kommen durch Anpassung an die Formen des Beckenuntergrundes wegen der Belastung durch neue Schichten zustande.

Charakteristisch für die Struktur der neogenen Sedimente der ungarischen Becken ist die gemeinsame Wirkung der vertikalen Bewegung der Beckenuntergrund-Schollen und der Kompaktion. Schichtenkompaktion erfolgt immer, wenn das pelitische Sediment genügend mächtig ist. Die vertikale Bewegung des Beckenuntergrundes, und zwar seine relative Hebung oder Senkung, kann jedoch nicht überall nachgewiesen werden.

Der Effekt der in der Strukturgestaltung der neogenen Sedimente beteiligten jüngsten Faktoren spiegelt sich in der Morphologie wider. Oberhalb der Horstzüge des Beckenuntergrundes fehlt gewöhnlich das holozäne Sediment oder es ist ganz dünn und auch die gegenwärtige Oberfläche liegt höher als in der Umgebung. Der Zusammenhang zwischen den Formen des Beckenuntergrundes und der heutigen Oberfläche ist einerseits auf Kompaktion der neogenen Sedimente zurückzuführen. Wo das zur Kompaktion geeignete Sediment mächtiger ist, dort ist auch die Senkung des heutigen Terrains größer. Andererseits kann auch der Effekt der gegenwärtigen, im Verhältnis zueinander unterschiedlichen, vertikalen Bewegungen der Horst- und Grabenzüge des älteren Beckenuntergrundes nachgewiesen werden.

Die Epizentren der auf gegenwärtige Bewegungen hinweisenden Erdbeben sind teils an die zwischen den großtektonischen Einheiten befindlichen Dislokationszonen, teils an die die Horst- und Grabenzüge trennenden Dislokationslinien gebunden.

#### Literatur

Vadász, E.: Die Geologie Ungarns. Budapest 1960.

Vadász, E.: Analytische Geologie. Budapest 1955.

Vadász, E.: On the problem of the Hungarian median „massif“. — Annales Univ. Sci. Bp. Sec. Geol. 1961, Tomus IV, S. 105—120.

Vendel, M.: Über die Beziehungen des Kristallinunterbaues Transdanubiens und der Ostalpen. — Mitt. der Geol. Ges., Wien 1958, 51. Band, S. 281—293.

Schmidt, E. R.: Geomechanische Gesichtspunkte zur Entstehung der ungarischen mesozoischen Kratosynklinalen und zur Interpretation ihrer tektonischen Hauptzüge. — Földt. Int. Evk. 1961, Bd. 49, S. 747—758.

Scheffer, V., & Kántás, K.: Die regionale Geophysik Transdanubiens. — Földtani Közlöny 1949, Band 75, S. 327—360.

Vajk, R.: Beiträge zur Tektonik von Transdanubien auf Grund Geophysikalischer Untersuchungen. — Földtani Közlöny 1943, Band 73, S. 135—200.

Scheffer, V.: Über einige regional-geophysikalische Probleme der Karpaten-Becken. — Freiburger Forschungshefte C 124.

Szepesházy, K.: Die Gesteine der kristallinen Grundgebirge des Ungarischen Beckens. — Handschrift 1957.

Oravec, J.: Silurbildungen in Ungarn und ihre regionalen Beziehungen. — Földtani Közlöny 1964, Band 94, S. 3—9.

Földváry-Vogl, M., & Kliburszky, B.: Age determination on biotite from granites by the Sr method. — Geochemical conference of the Hungarian Academy of Sciences 1959, S. 69 bis 75.

- Körössy, L.*: The Flyschlike formations of the Great Hungarian Basin. — Földtani Közlöny 1959, Band 89, S. 115—124.
- Telegdi Róth, K.*: Die Geologie Ungarns. — Tudományos Gyűjtemény, Pécs 1929.
- Muratow, M. V.*: Istorije tektonitscheskovo razvitiya alpinskoj skladschatoj oblasti jugovostrochnij Evropi i Maloj Azii. — Izvestija Akademia N. SSSR. 1962, Nr. 2, S. 1—24.
- Szepesházy, K.*: Contributions to the subsurface geology of the Nagykovács-Kecskemét area. — Földtani Közlöny 1962, Band 92, S. 40—52.
- Pantó, G.*: Mesozoischer Magmatismus in Ungarn. — Magyar Allami Földt. Int. Evkönyve 1961, Band 49, S. 785—799.
- Láng, S.*: Das geomorphologische Bild des Bakony Gebirges. — Földrajzi Közlöny, 1958, Band 82, S. 325—346.
- Dubay, L.*: Die Entwicklung des nördlichen Zala-Beckens im Lichte der Erdölschürfung. — Földtani Közlöny, 1962, Band 92, S. 15—39.
- Csomor, D., & Kiss, Z.*: Die Seizmizität Ungarns. — Geof. Közlöny I. Teil, Band VII, No. 3 bis 4, S. 169—180; II. Teil, Band XI, No. 1—4, S. 51—57, 1962.
- Szádeczky-Kardoss, E.*: Geologie der Rumpfungarländischen Kleinen Tiefebene. — Bányakohómérnöki oszt. Közl. 1938, Band 10, S. 1—444.
- Kertai, Gy.*: The Structure of the Hungarian Basins and the Oil Reservoirs as revealed by the Results of oil exploration. — Földtani Közlöny, 1957, Band 87, S. 383—394.
- Csikó, G.*: Tektonische und Paläogeographische Verhältnisse des Donau-Theiß Zwischenlandes im Spiegel der Erdölschürfungen. — Földtani Közlöny, 1963, No. 1, S. 19—36.
- Körössy, L.*: Same data concerning the subsurface geology of the Little Hungarian Basin. — Földtani Közlöny, 1958, Bd. 88, S. 291—298.
- Jantsky, B.*: Geologie des Kristallinen Grundgebirges von Süd-Baranya. — Vortrag, gehalten an der Sitzung der Magyarhoni Földtani Társulat am 13. Mai 1964.
- Horusitzky, F.*: Die Trias-Formationen Ungarns im Lichte der Tektonik. — Jahrbuch des Geol. Inst., Band 49, 1961.

Verh. Geol. B.-A.	Sonderheft G	S. 52— 55	Wien, Oktober 1965
Z. deutsch. geol. Ges. Jahrgang 1964	Band 116 2. Teil	S. 308—311	Hannover, Oktober 1965

## Elemente eines Profils von der Böhmisches Masse zum Bakony

(Kurzfassung eines Vortrages am 16. September 1964)

Von H. KÜPPER, Wien

Mit 1 Tafel

Anmerkung: Das beigelegte Profil wurde im November 1964 nach einem Gedankenaustausch mit V. SCHEFFER ergänzt.

Die Entwicklung der geologischen Kenntnis und der damit verbundenen Denkmodelle geht aus vom Beobachtungsbereich der Obertageaufschlüsse in Ebene und Bergland. Sie erweitert sich in dem Maße nach der Tiefe, als Tiefbohraufschlüsse der angewandten Bereiche hinzukommen. Sie erreicht schließlich ein Stadium, wo sich der geologische Blickbereich auf einen Ausschnitt der Erdkruste selbst erweitert. Dieses Stadium ist gekennzeichnet durch die Ergebnisse der angewandten Geophysik, ihre Verknüpfung mit der Tiefenseismik und durch die Berücksichtigung jener geologischen Gegebenheiten, die ihrer Herkunft nach nur auf tiefere Erdkrustenteile bezogen werden müssen. Das Folgende ist ein Versuch, einige einfache Erläuterungen zu geben, welche ein derartiges Profil von der Böhmisches Masse zum Bakony (Tafel 1) begleiten sollen. Es lag hierbei nicht in unserer Absicht, den Schritt zu den theoretischen Konsequenzen des Profils voll auszubauen, vielmehr mit diesem Profil die Notwendigkeit anzudeuten, die geologischen Ergebnisse unserer Oberflächenbeobachtungen manchmal auch in ihrer Dimension und Wertigkeit zum Erdkrustenanteil zu sehen.

Das Profil stellt einen Schnitt von etwa 300 km Länge und etwa 50 km Tiefe dar; es beruht auf Daten, die der vielfältigen österreichischen, tschechoslowakischen und ungarischen Literatur entnommen wurden, wobei Gelegenheit war, in den letzten Jahren neuere Resultate mit den Kollegen der Nachbarländer zu diskutieren oder auch im Aufschluß kennenzulernen.

Der Profilrichtung von NW nach SE folgend, seien zuerst jene Gruppen von Erscheinungen aufgezählt, die das Bild der Oberflächengeologie im weiteren Sinne, also Oberflächendaten und Tiefbohrergebnisse, ausmachen:

a<sub>1</sub>) Der SE-Rand der Böhmisches Masse ist eine im geologischen Kartenbild Mitteleuropas vertraute Linie. Der Kristallinsockel taucht nach SE unter das Alpen—Karpaten-Vorland unter. Nach den neuesten Ergebnissen der Erdöltiefbohrungen liegt auf dem Kristallin unter dem Vorlandtertiär ein autochthones Mesozoikum (M), vermutlich Jura—Unterkreide, das von der Entwicklung des Alpen-Karpatenbogens verschieden ist und als „außer-böhmisches“ oder autochthones Mesozoikum bezeichnet wurde.

a<sub>2</sub>) Der Außenrand des Alpen-Karpatenbogens ist als tektonisches Element erster Ordnung lange bekannt und in unserem Profil durch die Lage der Bohrung Staatz 1 gekennzeichnet. Ebenfalls Erdöltiefbohrungen und auch die Klärung der Stellung der Waschbergzone (W) haben die Geometrie des Aufschiebungs-

randes im Prinzip bestätigt. Der flache Verlauf der Aufschubungsränder wurde in Niederösterreich und in den Beskiden durch Bohrresultate näher festgelegt.

a<sub>3</sub>) Ein Tiefenquerschnitt durch die tektonischen Einheiten, welche aus Flyschzone (Fl), Klippenzone (kl) und Nördlichen Kalkalpen (K) bestehen und als weit hinstreichende Zonen den als Gesamtheit überschobenen tektonischen Nord-„Balkon“ der Alpen bzw. Nordwest-„Balkon“ der Karpaten ausmachen, läßt sich heute, ebenfalls auf Grund der Resultate der Erdöltiefenexploration, auch in seinen Tiefendimensionen grob abschätzen. Es handelt sich um einen Schubmassenkomplex, der in seiner tektonischen Form vergleichbar ist dem Schweizer Chablais und wie dort als Ganzes nach SE heraushebt. In diesen Streifen hat sich das Inneralpine Wiener Becken an Brüchen im Jungtertiär (Te) eingesenkt; auch dessen Tiefendimension ist durch die Erdölbohrungen wohl bekannt.

a<sub>4</sub>) Der breite Kristallinstreifen zwischen Leithagebirge und dem N-Rand des Bakony-Mesozoikums ist uns durch jene Tiefbohrungen bekannt, die das Jungtertiär der Kleinen Ungarischen Tiefebene durchörtert haben. Eine nähere Aufgliederung des Kristallinuntergrundes ist hier noch nicht möglich. Aus der Perspektive der Karpaten- und Ostalpengeologie gesehen, wird man hier „unterbringen“ müssen die unterostalpinen Elemente und deren karpatische Korrelate, doch auch gewisse „Altbestandsfelder“ des oberostalpinen Kristallinsockelbereiches, wie sie etwa in der Kristallingeschichte des Saualpengebietes kürzlich skizziert wurden.

Bei grober Dimensionsabschätzung könnten die tektonischen Elemente der Nördlichen Kalkalpen (K) als über diesem Kristallinstreifen beheimatet betrachtet werden.

a<sub>5</sub>) Das Mesozoikum des Bakony (K) ist durch die Arbeiten der ungarischen Geologen stratigraphisch und tektonisch sehr wohl bekannt; es fällt auf, daß der kürzlich entdeckte unter-mitteltriadische Vulkanismus im Dobratsch (Kärnten) seine Korrelate im ähnlichen stratigraphischen Niveau des Bakony hat; neuere Beobachtungen in den Nördlichen Kalkalpen weisen hier ebenfalls feinkörnige Tuffeinstreuungen in annähernd gleicher stratigraphischer Stellung auf. Nach den bisherigen Ergebnissen scheint im Bakony keine extreme Einengungstektonik vorzuliegen.

Die bisher angedeuteten stratigraphisch-tektonischen Großgruppierungen werden von tektonischen Linienelementen aufgegliedert; da diese mit verschiedenen Typen von Effusiv- bzw. Eruptivgesteinen verknüpft sind, dürften sie mit tieferen Krustenteilen in Verbindung stehen.

b<sub>1</sub>) Das peripienninische Lineament (P) der tschechoslowakischen Geologen ist eine tiefreichende Fuge, wo entlang der piennidischen Klippenzone SW von Wien bis in die Karpaten Pikrite von der Unterkreide bis ins Tertiär in langen schmalen Lineamentfeldern auftreten; im karpatischen Bereich allerdings scheinen die Pikrite in breiteren Bereichen aufzutreten.

b<sub>2</sub>) Ein weiteres Tiefenelement ist die Raablinie (R) der ungarischen Forscher, die durch jüngere Basaltdurchbrüche sowie in der Erdbebenverbreitung markiert ist; neueste Tiefbohrresultate nördlich der Donau scheinen auf eine N-Fortsetzung zu weisen; die in der Südsteiermark beschriebenen extremen Kristallin-Mylonite könnten als SW-Verankerung der Raablinie im Alpenbau aufgefaßt werden.



b<sub>3</sub>) Die Balatonstörung (B) schließlich ist ein altbekanntes SW—NE verlaufendes Hauptelement, das an der Oberfläche jene grandiose Stufe ausmacht, von der aus man von den Kalk- und Basalthügeln nach SW in den Lichtschimmer der Großen Ungarischen Tiefebene hinabblickt; neuere Tiefbohrungen bestätigen einen tektonischen Abbruch erster Größenordnung entlang welchem Funde von marinem Jungpaläozoikum die Brücke zu südlichen alpinen Elementen schlagen.

Noch weiter in die Tiefe, und zwar in der Richtung des Grenzbereiches Erdkruste/Erdmantel weisen geophysikalische Daten, mit denen nach V. SCHEFFER das Profil nach unten ergänzt ist; es handelt sich hier um die Tatschengruppen, daß im Untergrund Zentralungarns die geothermische Tiefenstufe wesentlich geringer ist als in den umliegenden Bereichen; und weiter darum, daß die Moho-Diskontinuität im Untergrund Ungarns seichter zu liegen scheint als in den randlichen Orogenabschnitten; beides wird als eine Art „Erdmantelhorst“ im Untergrund Ungarns gedeutet.

Bei einer Zusammenfassung obiger Datengruppen und bei ihrem Vergleich mit den Grundzügen des Baues der Ostalpen möchten wir folgendes hervorheben:

Ostalpen, Westkarpaten und Pannonischer Raum bis zum Bakony sind Teile des Alpen—Karpaten-Orogens; zwischen diesem Raum und den Westalpen scheinen beträchtliche Unterschiede im Tiefenbau zu bestehen.

In den Westkarpaten scheinen die letzten deutlichen Aufhebungen am Außenrand im Jungtertiär mit erheblichen Absenkungstendenzen im Inneren der Kleinen Ungarischen Tiefebene zusammenzufallen.

#### Literaturhinweise

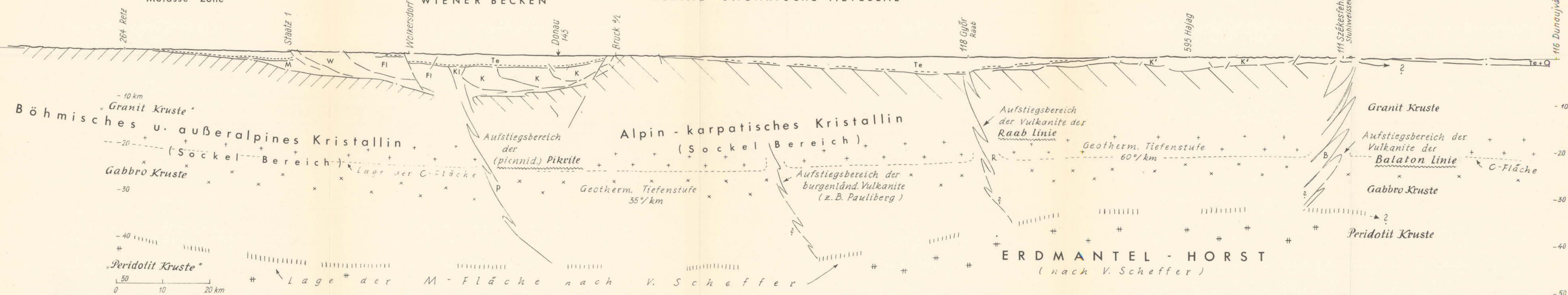
- BALOGH, K., VEGH, S., & Mme. VEGH: Trias de Hongrie. (Le Trias la France et des Régions limitrophes.) — Mem. B. R. G. M. Nr. 15.
- BEHNKE, CL., et al.: Seismic Refraction Investigations in the Dolomites etc. 1961. — Boll. di Geofisica, Vol. IV/4, 1961.
- VAN BEMMELEN, R. W.: Zur Mechanik der ostalpinen Deckenbildung. — Geol. Rundsch. Bd. 50, 1960, S. 474.
- VAN BEMMELEN, R. W.: New views on East alpine orogenesis. — XXI. Int. Geol. Kongreß 1960, part XVIII.
- BRIX, F., & GÖTZINGER, G.: Die Ergebnisse der Aufschlußarbeiten der ÖMV AG. in der Molassezone Niederösterreichs in den Jahren 1957—63 (Teil I). — Erdölzeitschrift, 80. Jg. Feb. 1964, H. 2, S. 57.
- BRIX, F. E., et al.: New results of exploration in the Molasse-Zone of Lower Austria. — 6th World Petr. Congr. Frankfurt 1963, Section 1, paper 3.
- BUDAY, T.: Some Problems of the Origin and development of the fault structures in the Neogene of Carpathian basins. — Geol. Prace—Zpravy 28; Bratislava 1963.
- Collected Papers: Tectonic Development of Czechoslovakia. — Praha 1960.
- FUCHS, K., et al.: Krustenstruktur der Westalpen und refraktionsseism. Messungen. — Gerlands Beitr. zur Geophysik 72, H. 3, S. 149, 1963.
- GRILL, R., & KAPOUNEK, J.: Waschbergzone und Erdölfelder. — Mitt. Geol. Ges. Wien. 57. Bd. 1964, H. 1, S. 147.
- KAPOUNEK, J., et al.: Results of new exploration in the Basement of the Vienna Basin. — 6th World Petr. Congr. Frankfurt 1963, Section 1, paper 2.
- KÜPPER, H.: Ergebnisse aus dem Ostalpenorogen usw. — Geol. Rundsch. Bd. 50, 1960, S. 457.

- MAHEL, M.: Tektonik der zentralen Westkarpaten. — Geol. Prace-Zosid 60, Bratislava 1961.
- OXBURGH, E. R.: Petrological Evidence for the presence of amphibole in the Upper-Mantle and its Petrogenetic and Geophysical Implications. — Geol. Magazine, Vol. 101, Nr. 1, Jan. 1964.
- PILGER, A., & SCHÖNENBERG, R.: Der erste Fund mitteltriadischer Tuffe in den Gailtaler Alpen (Kärnten). — Z. D. Geol. Ges. 1958, Bd. 110. 1. Teil, S. 205.
- PRODEHL, C.: Antwortung von Refraktionsbeobachtungen im bayr. Alpenvorland usw. — Zeitschr. f. Geophysik Jahrg. 30, 1964, H. 4.
- ROTH, Z.: Das geologische Profil des Karpatenrandes usw. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 56. Bd. 1963, H. 2, S. 503.
- SCHEFFER, V.: Geophysical Investigation of the geothermal zones of the earth. — Acta Techn. Hungarica, Tom 47, Fasc. 3/4, 1964., 409 pp.
- SCHEFFER, V.: Geophysikalische Angaben zur Tektonik des Grenzgebietes der Ostalpen. — Mitt. Geol. Ges. Wien 1962, 55. Bd. p. 61.
- SCHEFFER, V.: Regionale Geophysik. Übersicht des Grenzgebietes der Ostalpen. — Vortrag Köszeg, Mai 1964.
- SCHEIBNER, E.: Possibility of palaeogeographical reconstruction in the Klippen belt on the basis of tectonic building. — Geol. Sbornik XIV/1, Bratislava 1963.
- SZENTES, F.: Carte tectonique de la Hongrie. — M. All. Földtani Int. az. 1957—58 Evröl.
- SZENTES, F.: Mouvements Mesozoïques de l'écorce terrestre en Hongrie. — Annales Institute Geologici, Vol. XLIX/3.
- VADASZ, E.: Großtektonische Grundlagen der Geologie Ungarns. — Acta Geologica, Budapest, T. III, 1—3 f., 1955.

# ALPEN - KARPATEN - BOGEN

BÖHMISCHE MASSE      ALPENVORLAND      INNERALPINES      KISALFÖLD      BAKONY

Molasse Zone      WIENER BECKEN      KLEINE UNGARISCHE TIEFEBENE



PROFILSCHEMA FÜR DEN ERDKRUSTENSTREIFEN ZWISCHEN BÖHMISCHER MASSE UND BAKONY, Entwurf: H. Küpper, 1964  
Ergänzungen V. Scheffer, Nov. 1964

Verh. Geol. B.-A.	Sonderheft G	S. 56— 85	Wien, Oktober 1965
Z. deutsch. geol. Ges. Jahrgang 1964	Band 116 2. Teil	S. 312—341	Hannover, Oktober 1965

## Die Tektonik des Westabschnittes der Äußeren Karpaten in der CSSR

VON ZDENEK ROTH, Prag<sup>1)</sup>

Mit 9 Abbildungen

### Zusammenfassung

Aus den Forschungsergebnissen tschechoslowakischer Spezialisten, die während der durch die Ausgabe der geologischen Übersichtskarte 1 : 200.000 abgeschlossenen neuzeitigen Durchforschung der tschechoslowakischen Äußeren Karpaten erzielt wurden, geht hervor, daß diese Karpatenzone ein auf das Vor- und Hinterland aufgeschobenes Faltenbündel darstellt, das schrittweise von der Mittelkreide bis ins Obertorton aufgebaut wurde.

Dieses Bündel baut die durch Faltung in die Karpaten einverleibte neide Sedimenthülle des ehemaligen und teilweise noch heutigen Südrandes der nordeuropäischen Tafel auf. Nach der Annexion des Großteils der neiden Tafelrandhülle folgte mit einiger Verspätung die Einverleibung der ganzen sogenannten exotischen Scholle samt ihrem Unterbau. Fortschreitende Absonderung dieser Scholle vom Tafelrand hatte in der Mittelkreide eingesetzt und wurde im Obertorton vollendet (Z. ROTH 1963).

Die exotische Scholle wurde vom Tafelinneren längs der typischen Begleitstrukturen des „inneren Winkels“ des Tafelrandes (N. S. SCHATSKI 1946) abgesondert. Unter diesen Strukturen war es vor allem eine grabenförmige sudetischstreichende Parageosynklinale, welche als eine südöstliche Fortsetzung dem Grabensystem, das die Pompeckjsche Schwelle in Norddeutschland begleitet, angehört (Z. ROTH 1960, 1961 b).

Die paläogene und neogene Faltung der Äußeren Westkarpaten scheint durch eine weitreichende, gegen NNO gerichtete Überschiebung des austrisch konsolidierten zentralkarpatischen Blocks auf den Südrand der kretazeischen Form der Tafel hervorgerufen worden sein. Die exotische Scholle wurde dabei wahrscheinlich von dem zentralkarpatischen Block verdeckt, wie schon H. STILLE (1953) angedeutet hat.

Die Faltung der Äußeren Karpaten wurde durch eine mechanische Differenzierung aller beteiligten Komponenten des annektierten Tafelrandes ihrer relativen Kompetenz nach begleitet. Die großen kompetenteren Schichtenpakete zerteilen sich durch die Schubbewegung in einzelne Schichten und wurden immer leichter durch die bewegenden Massen dirigiert. Auf diese Weise formten sich bei dem Einverleibungsvorgang innerhalb der von ihrem Tafelunterbau abgelösten Sedimenthülle die einzelnen Decken der Äußeren Karpaten mit ihrem Innenbau. Die Entwicklung des inneren Baues der Decken spiegelt eine Reihe von Strukturstilen wider, aus denen ein jeder einer bestimmten Stufe struktureller Reife entspricht. In den relativ kompetenten und durch Bewegung weniger deformierten Deckenkernen, welche meistens von Flysch- und flyschoiden Schichten aufgebaut sind, reiften die Strukturformen langsamer als in dem umhüllenden Deckenteil. Dadurch wird die strukturelle Mannigfaltigkeit der Äußeren Karpaten erklärt und dementsprechend klassifiziert.

Es werden neben den einer niedrigen Reifestufe entsprechenden Faltenstilen (einfache Falten, Faltenüberschiebungen, Diapirfalten und deckenartige Aufschiebungen) auch reifere Durchknetungsstile (Klippenstil, Schuppenstil und Linsenstil) unterschieden.

Was die Faltenformen betrifft, werden die strukturell reiferen Teile der Äußeren Karpaten durch kongruente Falten, die weniger reifen Deckenteile durch Parallelfalten gekennzeichnet (J. FOLDYNA, 1964). Von den Klüften spiegeln den Regionalbau der Karpaten besser die großen Klüftzonen als die kleine, bankabhängige Zerklüftung wider (M. PLICKA, 1963).

Ferner wird auch kurz die regionaltektonische Einteilung und tektonische Entwicklung des Westabschnittes der tschechoslowakischen Äußeren Karpaten zusammengefaßt.

<sup>1)</sup> Anschrift des Autors: Doz. Dr. ZDENEK ROTH, Geologische Zentralanstalt der Čechoslowakischen Sozialistischen Republik, Praha 01, Hradcební 9.

## 1. Regionaltektonische Grundbegriffe

Die Äußeren Karpaten in Mähren und in der Westslowakei sind am Ende des Mesozoikums und im Tertiär als Auswirkung der strukturellen Entwicklung der Berührung der nordeuropäischen Tafel und der alpidischen Faltenzone entstanden.

Die nordeuropäische Tafel wird in unserem Abschnitt vom Elevationsgebiet des Böhmisches Massivs und der in seinem Vordergrund gelegenen langgestreckten eingesenkten Scholle der mährischen Vortiefen (Z. ROTH 1964 a) vertreten. Die alpidische Faltenzone vertreten in dem von uns behandelten Abschnitt die Westkarpaten.

Nach dem Gepräge ihrer Tertiärstrukturen zerfallen die Westkarpaten in die Äußeren und Zentralkarpaten. Die Äußeren Karpaten weisen einen tertiären alpinotypen Bau auf. Die Zentralkarpaten haben im Tertiär nur den germanotypen Bau gewonnen, haben jedoch einen älteren, mittelkretazeischen alpinotypen Bau.

Durch beide alpinotype Bauarten, sowohl die kretazeische als auch die tertiäre zeichnet sich die Klippenzone aus, die von außen die Zentralkarpaten umsäumt und den Äußeren Karpaten angehört (A. MATEJKA—Z. ROTH 1956). Ihre Schichten sind mesozoischen Alters. Sie bilden in dem beschriebenen Gebiet das ursprüngliche Fundament, auf welches sich das Paläogen des inneren Teils der Äußeren Karpaten abgelagert hat (D. ANDRUSOV 1928). Nach Abtrennung der Klippenzone verbleibt von den Äußeren Karpaten die Flyschzone. Diese kann von der Klippenzone dem Strukturstil nach unterschieden werden, der durch eine abweichende Lithologie des Mesozoikums der Klippenzone und seine mehrmalige intensive Durchfaltung (in der Kreide und im Tertiär) bedingt ist.

Die Strukturgrenze zwischen den Karpaten und der nordeuropäischen Tafel wird vom äußeren Rand der neoid gefalteten Zone gebildet. Im Westabschnitt ist es die Fläche der tortonischen (steirischen) Aufschiebung der Karpaten gegen NW auf den Tafelrand. Zur Tafel rechnen wir strukturell mit N. Š. SCHAŤSKI (1946) auch die germanotypen Strukturen der neoiden autochthonen Hülle an ihrem Rand. Die alpinotyp in die Karpaten eingefalteten mittelgroßen Hüllenfalten (V. HOMOLA 1957 u. a.) schließen wir in die Karpaten ein.

Nach den pyrenäischen und savischen Faltungsphasen legte sich zwischen das germanotype Tafelgebiet und die Zone der alpinotypen Strukturen der Karpaten eine einige zehn Kilometer breite Zone der mediotyp gefalteten Hülle (Z. ROTH—E. HANZLIKOVÁ—I. ČIČHA 1963, Z. ROTH — E. HANZLIKOVÁ 1965). Vom paläotektonischen Standpunkt kann diese gefaltete Hülle nicht von den Karpaten isoliert werden.

Unter den Äußeren Karpaten verstehen wir in struktureller Hinsicht alle Formen, welche seit ihrem Entstehen im Cenoman die alpino- und mediotyp gefaltete Außenzonen der Karpaten, die von Norden die zentralkarpatische Scholle umrandet, im Laufe der Zeit angenommen hat. Sie ist während der strukturellen Individualisierung der pienidischen Einheiten der Klippenzone auf dem mittelkretazeischen Rand der nordeuropäischen Tafel entstanden und wuchs in der pyrenäischen, savischen und steirischen Faltungsphasen im Oligozän bis Torton.

Während der ruhigeren Entwicklung zwischen den Faltungsphasen wurden die Äußeren Karpaten am deutlichsten nach der jüngsten (steirischen) Phase (d. h. nach dem Obertorton) durch Blockbewegungen des Fundaments, auf dem sie auf-



geschoben liegen, modifiziert. Die Gravi- und Magnetometrie sowie die Bohrergebnisse deuten darauf hin, daß den Unterbau der Äußeren Karpaten eine Fortsetzung der Blöcke ihres Vorfeldes und Hinterlandes bildet (Z. ROTH 1957, J. DOLEŽAL 1964). Das heutige Fundament der Äußeren Karpaten ist nur teilweise die ursprüngliche Unterlage ihres Sedimentationsraums (Z. ROTH 1962 a). Die Äußeren Westkarpaten sind bilateral auf die Blöcke in ihrem Vorfeld und Hinterland als Faltenzone aufgeschoben (Z. ROTH 1961 a).

Der Außenrand des zentralkarpatischen Blocks verfolgt unterhalb der Äußeren Karpaten wahrscheinlich in geringer Entfernung an deren SO-Seite die unter Hodonín, Valašské Klobouky, Kysucké Nové Mesto und Námestovo verlaufende Achse des zentralen Schwereminimums (J. DOLEŽAL 1964). Diese Linie betrachten wir als im Obertorton entstandene Tiefengrenze der nordeuropäischen Tafel und der Karpaten (Z. ROTH 1963).

Die Äußeren Karpaten entsprechen, im Gegensatz zu den Zentralkarpaten, dem im Ganzen einheitlichen Bündel der Antiklinorial- und Synklinorialzonen, das als strukturelles Rückgrat die Karpaten mit den Alpen verbindet. Gemäß seinem Strukturgepräge gehört zu diesen Zonen das über 500 km lange altpaläogene (lamarische) Antiklinorium der Klippenzone an ihrem Innenrand. Seine Zugehörigkeit zu den Äußeren Karpaten wird von seinem sehr zusammenhängenden mit den bedeutendsten Längsstrukturen der Äußeren Karpaten parallelen Verlauf bewiesen. Die zentralkarpatischen Zonen sind weniger regelmäßig und verlaufen schräg zur Klippenzone in der West- und Ostslowakei. Ein gemeinsames tektonisches Merkmal der Klippenzone und der Äußeren Karpaten ist auch die Abwesenheit tektonischer Fetzen aus dem vormesozoischen Unterbau. Dieser Umstand bezeugt die tektonische Abscherung der neoiden Sedimente von ihrem ursprünglichen Untergrund. In der benachbarten Zone der Zentralkarpaten, sowie in den anliegenden autochthonen Strukturen der Tafel wurde in der Regel die Hülle nicht vom Untergrund abgeschert.

## 2. Überblick des tektonischen Baus des Westabschnitts der Äußeren Karpaten und ihrer tektonischer Einteilung

Der Westabschnitt der Äußeren Karpaten teilen wir gemäß den Tertiärstrukturen und anderen damit verknüpften Merkmalen in Längsrichtung in drei Deckengruppen (J. NOWAK 1927): die äußere („paraautochthone“), die mittlere (Krosno-Menilitgruppe) und die innere (Magura-Gruppe).

Ein spezifisches Kennzeichen der äußeren Gruppe ist die Anwesenheit des transgredierenden Oberhelvets in ihren stratigraphischen Sequenzen<sup>2)</sup> und die Abwesenheit der Menilit- und Krosno-Schichten. Die mittlere Gruppe wird durch das Vorhandensein der Menilit-schichten gekennzeichnet, wohingegen für die innere Gruppe die Anwesenheit der Magura-Schichtenfolge (sensu Z. ROTH 1962 b) charakteristisch ist. Im Westabschnitt ist die Magura-Gruppe am meisten verbreitet. Die äußere Gruppe ist rudimentär vertreten.

Zur äußeren Gruppe rechnen wir im Westabschnitt die Pouzdřany-Einheit (E. BENESOVA et cons. 1963) in S-Mähren und kleine Schubfetzen an der Basis der aufgeschobenen Karpaten in NO-Mähren (E. HANZLÍKOVÁ—Z. ROTH

<sup>2)</sup> Als stratigraphische Sequenz bezeichnen wir nach dem Vorschlag des Akademikers D. ANDRUSOV Schichten, die eine bestimmte Überschiebungsdecke aufbauen.

—N. GABRIELOVA 1963). Zur mittleren Gruppe gehört im Westabschnitt der Äußeren Karpaten als äußerste die subsilesisch-Zdánice-Einheit, weiter die silesisch-Těšnovice-Einheit und als innerste die Vormagura-Einheit (E. HANZLÍKOVÁ—E. MENCÍK—V. PEŠL 1962). Am weitesten ist die silesisch-Těšnovice-Einheit verbreitet. Die Vormagura-Einheit ist rudimentär vertreten.

Regionalstratigraphisch zerfällt die äußere und mittlere Gruppe in das Gebiet von Zdánice im SW und in das Gebiet von Beskydy (Beskiden) im NO (siehe E. HANZLÍKOVÁ—Z. ROTH 1963 a). Das Zdánice-Gebiet zeichnet sich

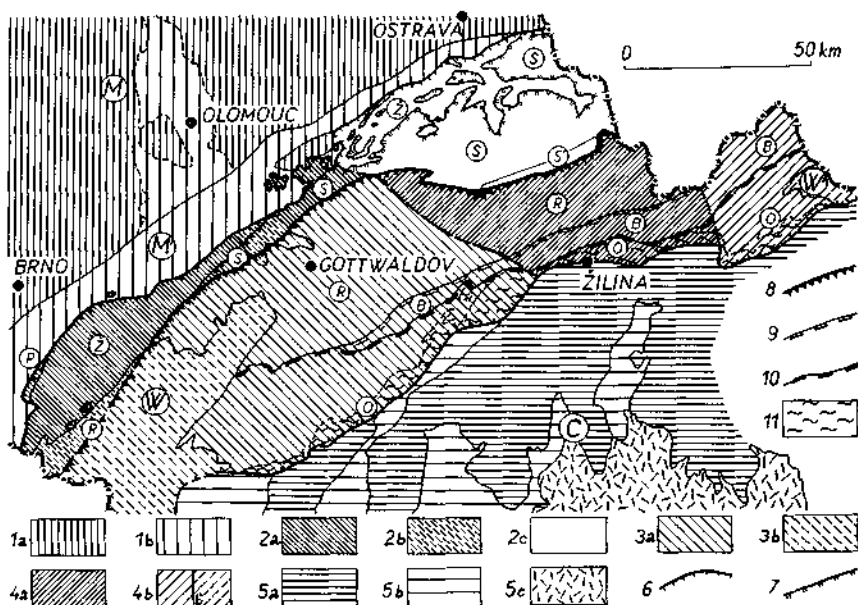


Abb. 1: Tektonische Einteilung des W-Abschnittes der tschechoslowakischen Äußeren Karpaten. Autochthones Vorland: (M) Böhmisches Massiv, (M') Scholle der mährischen Vortiefen.

Äußere Karpaten: Äußere (= paraautochthone) Deckengruppe: (P) Pouzdřany-Einheit. Mittlere (=Krosno-Menilit-) Deckengruppe: (Z) subsilesisch-Zdánice-Decke, (S) silesisch-Těšnovice-Decke, (S') Vormagura-Einheit. Innere (=Magura) Deckengruppe: (R) Rača-Decke, (B) Bystrica-Decke, (O) Bílé Karpaty-Orava-Decke. Postorogene und synorogene Beckenfüllung: (W) Wiener Becken, (W') Orava-Becken.

Hinterland der Äußeren Karpaten: (C) Centralkarpatischer Block. (1 a) vorneogene Unterlage im Bereich des Böhmisches Massivs und der Scholle der mährischen Vortiefen, (1 b) dasselbe von transgressiven Neogen überdeckt. (2 a) Gebiet von Zdánice in der äußeren und mittleren Deckengruppe, (2 b) dasselbe unter dem transgressiven Neogen, (2 c) Gebiet von Beskydy in der äußeren und mittleren Deckengruppe. (3 a) Depressionsgebiet der March in der Magura-Deckengruppe, (3 b) dasselbe unter dem transgressiven Neogen. (4 a) Elevationsgebiet der Kysuca in der Magura-Deckengruppe, (4 b) Gebiet von Orava mit transgressivem Neogen. (5 a) präneogener Untergrund in den Zentralkarpaten, (5 b) dasselbe unter dem Neogen, (5 c) präneogener Untergrund unter den neogenen Vulkaniten. (6) tektonische Grenze der Äußeren Karpaten, (7) äußere Grenze der silesisch-Těšnovice-Decke, (8) äußere Grenze der Magura-Gruppe, (9) äußere Grenze der Bystrica-Decke, (10) äußere Grenze der Bílé Karpaty-Orava-Decke, (11) Klippenzone.

durch geringe Kreide- und beträchtliche Oligozänverbreitung aus, das Beskydy-Gebiet dagegen durch eine große Kreideverbreitung und einen geringen Umfang (oder Abwesenheit) des Oligozäns. Die Grenze zwischen beiden Gebieten bildet die Linie Hranice — Kelč — Valašské Meziříčí.

Die silesisch-Těšnovice-Einheit zerfällt in zwei Teilkomplexe: die Těšín- und die Godula-Einheit (E. MENCIK 1963). In beiden unterscheiden wir im SW den Gebietsteil der Baška-Fazies und im NO denjenigen der Godula-Fazies (E. HANZLÍKOVÁ—Z. ROTH 1963 a).

Die Magura-Gruppe teilen wir nach regionalstratigraphischen Kennzeichen in die Teilgruppe der äußeren (Rača- und Bystrica-Einheiten) und inneren Einheiten (im unseren Abschnitt nur die Einheit von Bílé Karpaty-Orava) (A. MATEJKA—Z. ROTH 1950, Z. ROTH 1960, Z. ROTH 1962 a). In der Magura Gruppe unterscheiden wir das östlich von der Linie Zázrivá — Oravská Lesná liegende Orava-Strukturgebiet. Dieses unterscheidet sich etwas durch seinen Strukturstil und das Gepräge der Grenze der Äußeren und Zentralkarpaten von der Magura-Gruppe im übrigen Westabschnitt. Dieser zerfällt in das Elevationsgebiet von Kysuca und das Depressionsgebiet der March. Die Grenze bildet die Linie Valašské Meziříčí — Bytča.

Diese, gegenüber den früheren Auffassungen etwas vereinfachte und ergänzte Einteilung werden wir im weiteren anwenden.

### 3. Charakter der Falten im Westabschnitt der Äußeren Westkarpaten

J. FOLDYNA (1964) untersuchte den Charakter der Falten unseres Gebiets. Er untersuchte die Falten der in typischer Flyschfazies (E. HANZLÍKOVÁ—Z. ROTH 1963 b) entwickelten Godula-Schichtenfolge der silesisch-Těšnovice-Einheit von Moravskoslezské Beskydy. Die Hauptergebnisse seiner Untersuchungen der Faltenmorphologie sind zweifelsohne für das gesamte Gebiet der Flyschzone gültig.

Nach J. FOLDYNAS Untersuchungen entstehen im inneren der Flysch-Schichtenfolge mit der anwachsenden Intensität der Faltenstörung ständig größere Verformungsdifferenzen einzelner Schichten der Kompetenz der Gesteine nach. Die kompetenteren Schichtzonen (z. B. die überwiegend aus Sandstein gebildeten mittleren Godula-Schichten) oder auch einzelne kompetentere Lagen (z. B. mächtige Sandsteinbänke) bestimmen die Verformung der umliegenden Schichten, unter Umständen der gesamten Schichtenfolge. Diese kompetenteren Lagen bilden vorerst Biegefallen, in denen die Mächtigkeit der gefalteten Schicht unverändert bleibt.

Die relativ weniger kompetenten Schichten in ihrem Gefolge bilden dahingegen kongruente Falten, in denen die Mächtigkeit der weicheren Einlagen in den Faltenstämmen und Mulden anwächst und in den Flügeln abnimmt. Der durch den Wechsel kompetenter und weniger kompetenter Lagen gebildete Komplex gewinnt daher das Gepräge einer modifizierten konzentrischen Falte (kongruente Falte zweiter Art nach G. D. ASHGIREI 1963), in welcher die Mächtigkeit des gefalteten Schichtpakets im angeführten Sinne nur zum Teil modifiziert ist. Die voranschreitenden Faltungen verstärkten die Mächtigkeitsunterschiede, schrittweise bilden sich Scherfallen und unterdrücken die Parallelfalten mit gleichbleibender Schichtmächtigkeit. Das Entstehen von Brüchen in den Stämmen der übriggebliebenen Parallelfalten ist die Äußerung eines qualitativen Umschwungs im gesamten Faltencharakter.



Die beschriebene Formenentwicklung der Falten in Flysch- und flyschartigen Schichten ist ein irreversibler Vorgang, der in den weniger kompetenten Teilen der stratigraphischen Folge schneller, in den kompetenteren langsamer verläuft. Dadurch entsteht eine sich ständig verfeinernde und verschärfende mechanische Differenzierung der Schichtenfolge in kompetentere und weniger kompetente Elemente, wobei die gesamte Auswirkung der kompetenteren Teile auf die Gesamtdeformation schnell nachläßt. Die Auswirkungen der einzelnen Faltingsphasen auf die Schichtenfolge summieren sich dabei nach und nach.

#### 4. Strukturstile des Westabschnittes der Äußeren Karpaten

Trennen wir die Äußeren Karpaten in die Klippen- und die Flyschzone, so besteht zwischen beiden Zonen ein Unterschied im Strukturstil. Die Klippenzone

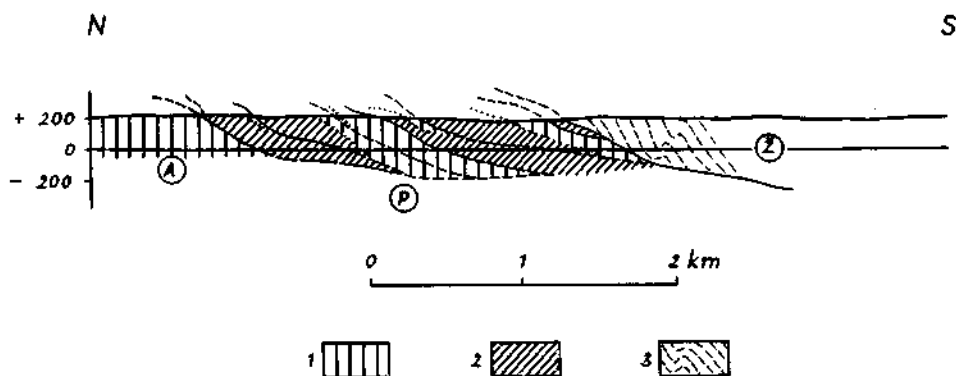


Abb. 2: Der Schuppenstil

Querschnitt über die Pouzdřany-Einheit (nach E. BENESOVA et cons. 1963); (A) autochthones Vorland, (P) Pouzdřany-Einheit, (Z) subsilesisch-Zđánice-Decke; (1) Oberhelvet (Karpates), (2) Obereozän bis Oligozän in Pouzdřany-Fazies, (3) Mitteleozän bis Aquitanien in der Zđánice-Fazies.

wird vom Klippenstil (M. MAHEL 1959, 1963 a) gekennzeichnet. Seine Ursache ist die beträchtlich selbständige Bewegung großer kompetenter tektonischer Schubfetzen in der weniger kompetenten umhüllenden Grundmasse. Den Klippenstil haben neben der Klippenzone auch manche Teile der Zentralkarpaten (M. MAHEL 1963 a). In den Äußeren Karpaten kommt der Klippenstil stellenweise auch außerhalb der Klippenzone vor, und zwar in den Gruppen tektonischer Fetzen massiven Kalkes, z. B. in der Umgebung von Štramberk.

Der Klippenstil wird durch den lithologischen Charakter der stratigraphischen Sequenz, welche die Kalke einschließt, und die beträchtliche, zumeist durch wiederholte alpinotype Durchfaltung hervorgerufene strukturelle Reife bedingt. Die strukturelle Reife äußert sich in der scharfen mechanischen Differenzierung verschieden kompetenter Elemente der stratigraphischen Folge und der vollkommenen Unterdrückung der ursprünglichen strukturellen Vorherrschaft der kompetenten Elemente der Sequenz.

Neben dem Klippenstil treffen wir im Westabschnitt der Äußeren Westkarpaten dreierlei Grundstile an: den Schuppen-, Linsen- und Faltenstil.

Im Schuppen- und Linsenstil wurde der Einfluß der kompetenten Schichten in der Regionaltektonik gänzlich unterdrückt, da dieser mit Rücksicht auf die beträchtliche Strukturreife schon primär schwach gewesen war. Die Unterschiede in der Kompetenz der Elemente der stratigraphischen Sequenz sind schwach, oder ist der Anteil der kompetenten Elemente in der Sequenz primär gering. Die Strukturreife entstand infolge einer intensiven tektonischen Durchbewegung in der Regel im Verlauf einer einzigen Faltungsphase. Manchenorts sind die Gesteine tektonisch zerquetscht (Z. ROTH 1964 — subsilesisch-Zdánice-Einheit) oder im Gegenteil, trotz des weitreichenden tektonischen Transports im Inneren wenig gestört (E. HANZLÍKOVÁ—Z. ROTH—N. GABRIELOVA 1963). Der Schuppen- und Linsenstil kennzeichnet im Westabschnitt der Äußeren Karpaten die Zonen intensiver tektonischer Bewegungen an den Aufschiebungsflächen im inneren der überwiegend von Tonsteinen (oder Siltsteinen) mit kleinem Sandsteinanteil gebildeten Schichten.

Im Schuppenstil sind die Fetzen dachziegelartig übereinandergeschoben, wohingegen sie im Linsenstil auf eine beträchtliche Entfernung auseinandergeschleppt sind. Ein Beispiel des Schuppenstils ist die subsilesisch-Zdánice-Einheit im Beskydy-Gebiet (Z. ROTH 1962 a—Tafel I) oder die Pouzdřany-Einheit (E. BENESOVA et cons. 1963—Abb. 2). Ein Beispiel des Linsenstils bildet die äußere („paraautochthone“) Gruppe im Beskydy-Gebiet (Z. ROTH 1964 a), oder die Vormagura-Einheit (V. PESL 1963).

Den Unterschied zwischen dem Klippen- und Schuppenstil erblicke ich darin, daß der Klippenstil eine vollständige Unterdrückung der anfänglichen strukturellen Vorherrschaft der kompetenten Elemente durch intensivere Verformung darstellt, wohingegen der Schuppenstil in einem Milieu ohne angemessene Kompetenzunterschiede entstanden ist.

Der Faltenstil wird durch ein Übergewicht von Falten und ihrer wenig veränderten Elemente (Faltenüberschiebungen und ähnliches) gekennzeichnet. Im Gegensatz zu dem Schuppen- und Linsenstil ist im Faltenstil, ähnlich wie im Klippenstil, die unterschiedliche Kompetenz der Elemente stark ausgeprägt. Die tektonische Zerquetschung der Gesteine beschränkt sich auf Verwerfungen. Ein verhältnismäßig kompetentes Element der stratigraphischen Sequenz bilden in der Flyschzone mächtige Flysch- oder flyschoide Schichtenkomplexe, die an vielen Stellen durch mächtige Sandsteinlagen oder Schichtpakete versteift sind. Diese kompetenteren Schichtenkomplexe bilden die Strukturkerne der Überschiebungsdecken (Z. ROTH 1961 b). Ihr Faltenbau ist mannigfaltig. Beispiele hierfür liefert der Bau der Einheiten der Magura-Gruppe, der silesisch-Těšnovice-Einheit und der subsilesisch-Zdánice-Einheit in Zdánice-Gebiet. In den minder kompetenten Abschnitten der Sequenz geht der Faltenstil in den Schuppen- oder Klippenstil über.

Der Unterschied zwischen dem Klippen- und Faltenstil beruht darin, daß der Faltenstil die Äußerung einer weitaus geringeren Strukturreife ist und daher die ursprüngliche strukturelle Vorherrschaft der kompetenten Elemente im wesentlichen aufrechterhalten oder nur gestört wurde (falls Faltenüberschiebungen entstanden sind). Im Klippenstil wurden die kompetenten Elemente isoliert und ihre Vorherrschaft in den Regionalstrukturen vollkommen zerbrochen.

In der Hierarchie der Strukturstile der Äußeren Karpaten stellt die Faltenstruktur die erste Verformungsstufe der alpidischen Faltenzone dar. Diese Stufe

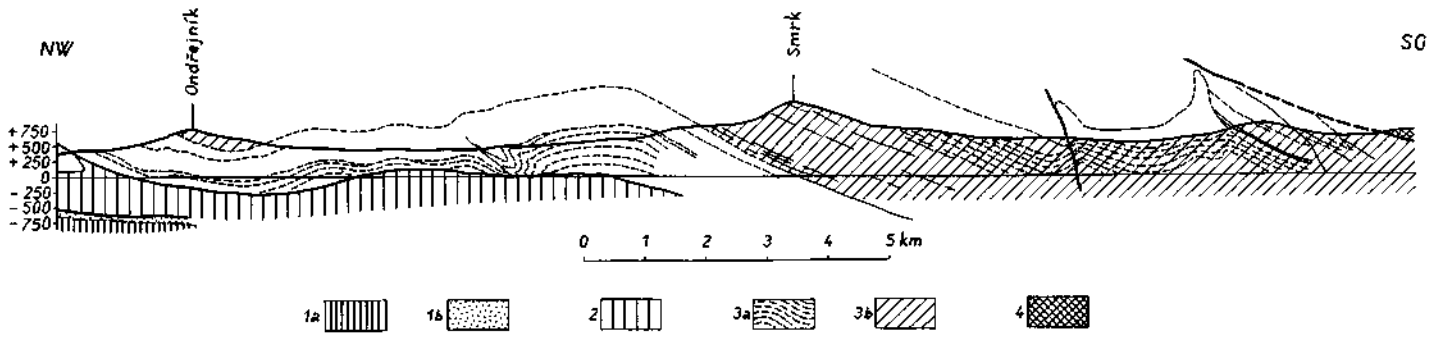


Abb. 3: Der Faltenstil der Kreide im Deckenkern der silesisch-Těšnovice-Decke im Moravskoslezské Beskydy-Gebirge (nach Z. ROTH 1960)  
 (1) Scholle der mährischen Vortiefen [(1a) vormesozoischer Unterbau, (1b) Neogenhülle], (2) subsilesisch-Ždánice-Decke, (3) silesisch-Těšnovice-Decke [(3 a) Valangin bis Alb den Deckenkern umhüllend, (3 b) Cenoman bis Paläozän des Deckenkernes d. h. die Godula- und Istebna-Flyschschichten], (4) Magura-Deckengruppe.

überlebt qualitativ unverändert in den verhältnismäßig kompetenten Kernen der Überschiebungsdecken (Deckmassiven). Die übrigen beschriebenen Strukturstile der Äußeren Karpaten (Schuppen-, Linsen und Klippenstil) sind sein Gegenteil, da sie infolge der gänzlichen Beseitigung der Vorherrschaft der kompetenten Elemente entstanden sind. Im Verlaufe dieser Beseitigung wurde in der betreffenden Einheit die Vorherrschaft der inkompetenten Glieder durchgesetzt. Die Verschiedenheit der letztgenannten Strukturstile beruht lediglich in den unterschiedlichen Transportbedingungen (Schuppenstil im Gebiet tektonischer Anhäufung, Linsenstil im Gebiet tektonischer Reduktion), gegebenenfalls im Ausmaß der kompetenten Bestandteile der stratigraphischen Sequenz.

Den Strukturstilen gemäß kann der Westabschnitt der Äußeren Karpaten länglich in eine äußere Strukturzone mit Schuppen- und Linsenstil,

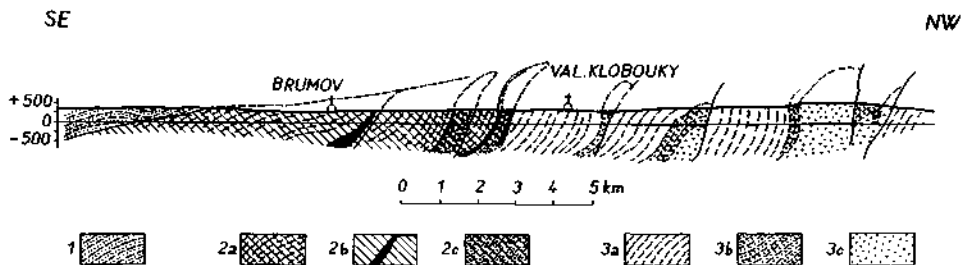


Abb. 4: Der Faltenstil des Paläogens der Deckkerne in der Magura-Deckengruppe (nach A. MATEJKA—Z. ROTH 1956)

(1) einfache Falten innerhalb der Bílé Karpary-Orava-Decke, (2) und (3) Faltenüberschiebungen in der Bystrica- und Rača-Decke, (2) Bystrica-Decke: (2 a) Zlín-Schichten, (2 b) Beloveža-Schichten, (2 c) Soláň-Schichten; (3) Rača-Decke: (3 a) obere Zlín-Schichten der Rača-Fazies, (3 b) untere Zlín-Schichten der Rača-Fazies, (3 c) Soláň-Schichten der Rača-Decke.

in eine mittlere Zone mit überwiegendem Faltenstil und in eine innere Strukturzone mit Klippenstil eingeteilt werden. Die äußere und mittlere Zone entsprechen der Flyschzone. Die mittlere Zone ist die größte.

Der äußeren Zone gehört die äußere Gruppe und im Beskydy-Gebiet meistens auch der äußere Teil der mittleren Gruppe, d. h. ein Großteil der Těšín-Teildecke und der subsilesisch-Ždánice-Decke an. Zur Mittelzone nach ihrem Strukturstil gehört ein Großteil des Ždánice-Gebietes der subsilesisch-Ždánice-Decke, der überwiegende Teil der silesisch-Těšnovice-Einheit und die Magura-Deckengruppe. Eine Ausnahme bildet die Vormagura-Einheit der Mittelgruppe (im Beskydy-Gebiet) durch ihren Linsenstil. Die Magura- und die Mittelgruppe passen sich ihr bezüglich des Stils entlang der gemeinsamen Grenze in schmalen Zonen teilweise an. Eine derartige Stilanpassung stellt auch der Linsenstil der Menilit- und Krosno-Schichten der silesisch-Těšnovice-Einheit im Beskydy-Gebiet zwischen Bílý Kříž und dem Jablunkov-Paß oder die Tektonik des Außenrandes der Magura-Gruppe im Einzugsgebiet von Bílá dar.

Einen ähnlichen, jedoch gemischten Schuppen-Klippenstil treffen wir in der Bystrica-Einheit an deren Grenze mit der Rača-Einheit in Bohuslavice a. d. Vlára an.

Von gemischten Linsen-Klippen- oder Schuppen-Klippenstilen sprechen wir dort, wo die kompetenten Elemente ihre Eigenart nicht vollständig eingebüßt haben und Linsen bilden.

## 5. Strukturcharakter der Überschiebungsdecken

Die Äußeren Westkarpaten teilen wir nach dem tertiären Bau in die drei bereits angeführten Deckengruppen ein. Die Grundeinheiten bilden jedoch die Überschiebungsdecken, aus welchen sich die Gruppen zusammensetzen.

Die meisten Decken im Westabschnitt der Äußeren Karpaten haben Abscherungscharakter. Als Faltendecke mit kompliziertem Bau erscheint die subsilesisch-Ždánice-Decke im Beskydy-Gebiet, da dort häufig überkippte

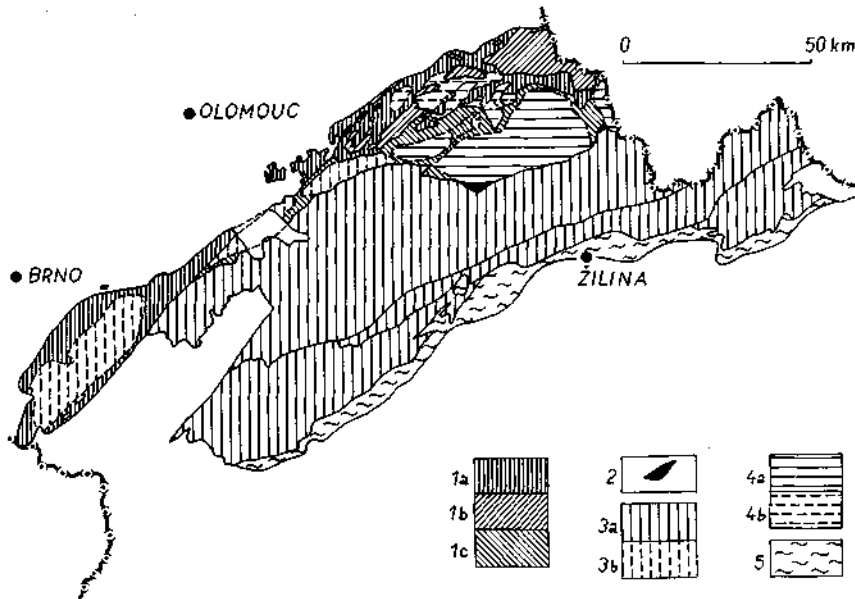


Abb. 5: Schema der Stilverteilung im W-Abschnitt der tschechoslowakischen Äußeren Karpaten. (1) Verbreitungsgebiet des Schuppenstils: (1 a) in der Pouzdfany- und subsilesisch-Ždánice-Decke, (1 b) in der Těšín-Teildecke der silesisch-Těšnovice-Decke, (1 c) in der Goduľa-Teildecke der silesisch-Těšnovice-Decke. (2) Verbreitungsgebiet des Linsenstils: die Vormagura-Einheit. (3) Verbreitungsgebiet der Faltenstile in den paläogenen Schichten (= Deckenkerne aufgebaut aus den paläogenen Schichten): (3 a) Deckenkerne aufgebaut vom paläogenen Flysch, (3 b) Deckenkerne aus Flysch-ähnlichen und Molasse-ähnlichen paläogenen Schichten. (4) Verbreitungsgebiet der Faltenstile in den kretazeischen Schichten (= Deckenkerne aufgebaut aus den kretazeischen Schichten): (4 a) Deckenkerne aufgebaut vom kretazeischen Flysch, (4 b) Deckenkerne aufgebaut von Flysch- bzw. Molasse-ähnlichen Kreideschichten. (5) Hauptverbreitungsgebiet des Klippenstils: die Klippenzone.

Schenkel von Großfalten, deren normale Schenkel meist tektonisch reduziert sind, vorkommen (Z. ROTH, 1962 a, Z. ROTH-E. HANZLÍKOVÁ-I. CÍCHA, 1964). Die Form einer Faltendecke hat auch die rückschreitende Überschiebung der Äußeren Karpaten auf die Zentralkarpaten im Orava-Gebiet und weiter nach Osten. Dies wird durch ein ausgedehntes Gebiet überkippter Schichten belegt (Z. ROTH, 1959, Z. ROTH et cons., 1963). Aber auch die Überschiebungsflächen an der Stirn und innerhalb der Abscherungsdecken haben sich in unserem Gebiet meist aus Faltenüberschiebungen und Falten entwickelt, wie es die Antiklinorialzonen andeuten in denen ältere stratigraphische Glieder der Sequenzen an der Deckenstirn zutage treten.

Die Überschiebungsdecken sind gegenseitig tektonisch begrenzt. Diese Grenzen entstanden infolge des unterschiedlichen Verhaltens der großen lithostratigraphischen Komplexe innerhalb der stratigraphischen Sequenz am Uranfang der Gestaltung der Überschiebungsdecke. Dieses unterschiedliche Verhalten ergab sich aus der verschiedenen Kompetenz. Die tektonische Bewegung rief eine tektonische Differenzierung hervor, die im anfänglichen Entwicklungsstadium der Decke den relativ kompetenten Abschnitt der Sequenz als Kernteil der Überschiebungsdecke absonderte. So bildeten sich allmählich Überschiebungsdecken um die Kerne, sobald die Bewegung der betreffenden Sequenz gegenüber dem Unterbau ein gewisses Ausmaß erreicht hatte (Z. ROTH, 1961 b).

Vertiefte tektonische Differenzierung durch weitere Bewegungen zerstörte allmählich die Deckenkerne bis zu deren endgültigem Verfall, welchen der Klippen-, Schuppen- und Linsenstil darstellt. Der Faltenstil ist der Stil der Kernteile der Überschiebungsdecken.

Kompetente Kernteile der Überschiebungsdecken sind in den Äußeren Karpaten meist Flysch- oder flyschartige Schichtenfolgen (Z. ROTH, 1961 b). In der Godula-Teildecke wird der typische Kern von der Godula- und Istebna-Schichten gebildet. In der Rača- und Bystrica-Decke bilden den Kern vor allem die Zlín-Schichten, in der Bilé Karpaty-Orava-Decke die oberen Schichten des Paläogens.

Der stratigraphische Inhalt und das Ausmaß des kompetenten Kernes innerhalb großer Decken verändert sich gebietsmäßig. In den äußeren Einheiten der Magura-Gruppe treten z. B. zu den Zlín-Schichten im Kern zwischen Velké Karlovice und Luhačovice und im Orava-Gebiet auch die Soláň-Schichten. Im Orava-Gebiet zerfällt der Kernteil der Bystrica-Decke entlang der weniger kompetenten Beloveža-Schichten, welche die Soláň-Schichten von den Zlín-Schichten trennen, in einen Haupt-(Unter-)Teil und untergeordneteren (Ober-)Teil.

Bei manchen größeren Deckeneinheiten, wie der silesisch-Těšnovice-Einheit oder der subsilesisch-Ždánice-Einheit geht die Funktion des kompetenten Kernteiles der Überschiebungsdecke regional von den einen Schichten auf die anderen über. So bilden den Kern der subsilesisch-Ždánice-Einheit im Beskydy-Gebiet die Frýdek-Schichten (Oberkreide), im Ždánice-Gebiet die Ždánice-Hustopeče-Schichten (Obereozän bis Untermiozän). In der silesisch-Těšnovice-Einheit des Beskydy-Gebietes bilden den kompetenten Kern die Istebna- und die Godula-Schichten (Cenoman bis Paläozän), im Ždánice-Gebiet die Krosno-Schichten (Obereozän bis Unteroligozän). Die Veränderung erfolgt fließend, da bereits im Beskydy-Gebiet die Krosno-Schichten einen allmählich anwachsenden Nebenkern bilden.

Die kompetenten Kerne bauen den Großteil der Überschiebungsdecken auf, sofern sie nicht durch mechanische Differenzierung zerstört wurden. Die weniger kompetenten Glieder umhüllen den Kern. Zur inkompetenten Hüllmasse bilden sich am ehesten die bunten, fein-rhythmischen oder überwiegend tonsteinführenden Schichten des Unterabschnittes des Paläogens aus und in der silesisch-Těšnovice-Decke neben diesen auch die Unterkreide-Schichten.

Der Kernzerfall, infolge der anwachsenden tektonischen Differenzierung, vollzieht sich vor allem infolge des Reifens der Faltenstrukturen. Dies bezeugen Veränderungen, die in den Diagonalfalten im Kern der Godula-Teileinheit festgestellt wurden. Diese Diagonalfalten vom Staré-Hamry-Typ sind älter (mittelkretazeischen Ursprungs — J. FOLDYNA, 1964) und wegen ihrer Lage war ihre

spätere Verformung schwieriger. Darum verlief ihre Strukturreifung langsamer und die Strukturveränderungen ursprünglicher Formen sind in ihnen besser erhalten. Zuerst bildeten sich aus den Falten Faltenüberschiebungen (Bruchstruktur von Predmier und Kobylská bei Rožnov u. d. Radhošť). Später gewinnen die Antiklinalteile der Falten Diapirbau, bei welchem die weniger kompetenten älteren Schichten den Faltenkern mehr oder weniger durchstoßen (SW-Teil der Staré Hamry-Antiklinale, Zone Zubří-Pindula-Sattel bei Rožnov-A. MATEJKA-Z. ROTH, 1952). Zuletzt bildet sich der Stil flacher Schuppen, welchen die Strukturen des Staré Hamry-Typs bei Valašské Meziříčí aufweisen (A. MATEJKA, 1949).

Von den großen Einheiten im Westteil der Flyschzone erreichten die Falten der subsilesisch-Zdánice-Einheit das zweite d. h. Diapirstadium, die Falten der äußeren Decken der Magura-Gruppe das erste Entwicklungsstadium, der Faltenüberschiebungen und nur stellenweise ein Diapirfaltungsstadium. Reste des höchsten d. h. des Schuppenstadiums sind in der subsilesisch-Zdánice-Einheit im Beskydy-Gebiet erhalten.

In der Bílé Karpaty-Orava-Einheit erreichte die Faltenstruktur das Faltenüberschiebungsstadium nur stellenweise. Meist blieben die ursprünglichen Falten erhalten.

Die vollständige Vernichtung des Kernes der Überschiebungsdecke infolge der Strukturentwicklung erfolgte im Westabschnitt der Äußeren Karpaten in der äußeren Deckengruppe, im Großteil der subsilesisch-Zdánice-Einheit im Beskydy-Gebiet und in der Vormagura-Einheit.

Maßgebend für das Baugespräge der äußeren Westkarpaten waren die in den Faltungsphasen konzentrierten einengenden tektonischen Bewegungen (D. ANDRUSOV, 1964). Außerhalb der Karpaten kommen sie vor allem durch die fortschreitende tektonische Beifügung der Randteile der nordeuropäischen Tafel zu den Westkarpaten zum Ausdruck (Z. ROTH, 1963). Innerhalb der Karpaten äußerten sich diese tektonischen Bewegungen durch eine allgemeine fortschreitende mechanische Differenzierung aller Elemente des annektierten Randes der nordeuropäischen Tafel nach ihrer verschiedenen Kompetenz. Als Block wurde der vormesozoische Unterbau, von dem sich die neoiden sedimentäre Hülle losgelöst hatte, annektiert. Aus den mächtigen kompetenten Hüllenteilen entstanden nach der Loslösung der Hülle vom Unterbau die Kerne der Überschiebungsdecken. Infolge der tektonischen Differenzierung nach der Kompetenz ihrer Elemente zerbröckelten die Kerne und viele davon wurden zerstört. So entstand allmählich der Faltenbau der Äußeren Westkarpaten.

Der annektierte Block des vormesozoischen Unterbaus wurde wahrscheinlich, wie H. STILLE (1953) angedeutet hat und wie es auch die Ergebnisse neuerer Untersuchungen bewiesen (Z. ROTH, 1960 u. a.), durch Unterschiebung unter die Zentralkarpaten verdeckt. Darauf weist man die Gravimetrie und Tektonik der Zentralkarpaten hin (V. SCHEFFER, 1960).

## 6. Abschiebungsbrüche

Wie die Untersuchungen ergaben (Z. ROTH, 1957, 1959, 1960, 1962 b, 1963) beherrschten vor Beginn und nach Beendigung der Faltung die Strukturentwicklung der Äußeren Karpaten die Vertikalbewegungen der Schollen der nordeuropäischen Tafel. Die Schollen bildeten die Unterlage des Sedimentationsraumes der Äußeren Karpaten und bilden bis heute

das autochthone Fundament eines Großteils ihres Allochthons. In unserem Gebiet sind die meisten dieser Schollen schmal, langgestreckt und streichen in NW-SO Richtung. Während der Faltungsphasen wurden die Äußerungen ihrer Vertikalbewegung unterdrückt. Selbst damals hielt jedoch die Vertikalbewegung dieser Querschollen nicht inne und im Gegenteil, auch außerhalb der Faltungsphasen verdeckten ihre Äußerungen nicht gänzlich die Bewegungen der karpatisch-streichenden Strukturen. Die besten Beispiele hierfür liefert die jüngste (steirische) Faltungsphase, und die darauffolgende anorogene Zeitspanne.

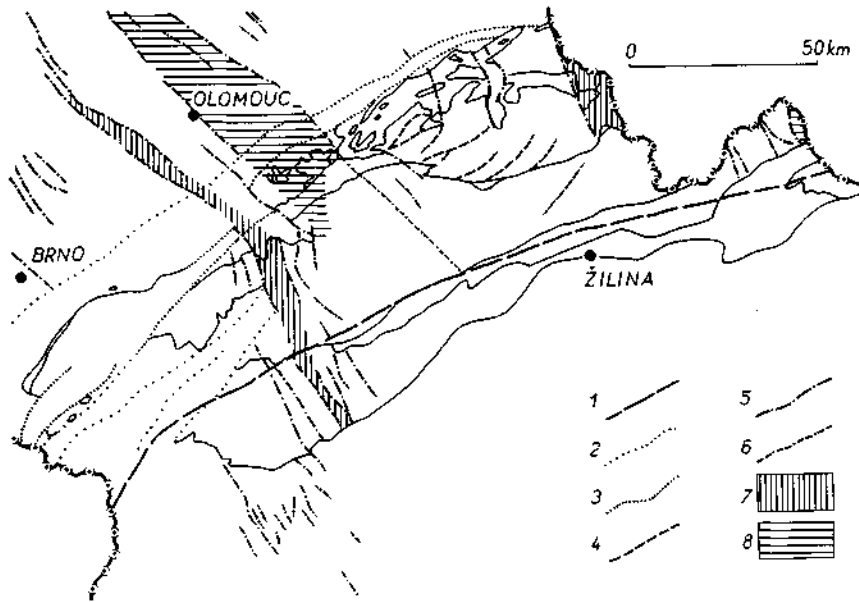


Abb. 6: Grundelemente der Tafeltektonik des W-Abschnittes der tschechoslowakischen Äußeren Karpaten

(1) vorausgesetzte Tiefengrenze der nordeuropäischen Tafel unter dem W-Abschnitt der Äußeren Karpaten in der CSSR, (2) postsavische Längsabschiebungen, später schwach deformiert, (3) dasselbe, später stark deformiert durch Faltung, (4) diagonale Falten vom Staré Hamry- bzw. Raková-Senets-Typ, (5) Querstörungen, (6) geophysikalisch verfolgbare Querstörungen des Tafelrandes im Karpatenuntergrund, (7) gesunkene Querschollen des Tafelrandes, (8) gehobene Querschollen des Tafelrandes.

Die Hebungen und Senkungen der Querschollen des Unterbaues offenbaren sich in den Karpaten bruch- oder flexurartig. Zu den erstgenannten Äußerungen gehört die Zone der Querverwerfungen in der SO-Fortsetzung der Obermarchsenke (A. MATEJKA-Z. ROTH, 1956). Eine flexurartige Äußerung ist z. B. die Querdepression der Äußeren Karpaten im Gebiet des Wiener Beckens (Z. ROTH, 1957). Nach dem Torton wurden die Äußeren sowie die Zentralkarpaten zum Bestandteil mit der saxonischen Tektonik der nordeuropäischen Tafel verbundener Großformen. Diese Großformen äußern sich eher oro- und hydrographisch als geologisch. Seit ihrem Entstehen ist eine zu kurze Zeitspanne verstrichen, daß eine Denudation der Erhebungen und Ausfüllung der Depressionen erfolgt haben könnte. Ihre Details werden von den Längsstrukturen der Karpaten getarnt.



Die junge querverlaufende Haupterhebungszone umfaßt die Sudeten, das Gebirge Moravskoslezské Beskydy und den bergigen Teil der Zentralkarpaten. In den Äußeren Karpaten entspricht ihr eine geologische und orographische Achsenelevation. In der Erhebungszone vereinigten sich bedeutende Wasserscheiden. Die Mährische Pforte bildet ihren niedrigsten Sattel (B. TURLEI 1858). Begleitende Elemente der Erhebungszone sind die mit ihr gleichlaufenden *Niederungsketten*. Im SW ist es die Donautiefenebene, das Wiener Becken, die Südböhmischen Becken und das Cheb-Becken. Viele zeichnen sich durch mächtige Sedimente aus dem Miozän bis Pliozän aus. Im NO ist es das Prešov-Becken, das Orava-Becken und die Oberschlesische Senke.

Das Entstehen dieser Elevationen und Depressionen wurde in den Äußeren Karpaten von beträchtlichen Vertikalbewegungen begleitet. Die nachsarmatische Senkung im Wiener Becken beträgt gegenüber der marinen Erosionsbasis etwa 1200 m (T. BUDAY et cons. 1963), wohingegen wir im NO im Moravskoslezské Beskydy-Gebirge eine etwa 800 m betragende nachsarmatische Hebung feststellen können (O. STEHLIK in Z. ROTH et cons. 1962 b). Die Basis des Ponts liegt im Wiener Becken ungefähr 200 m unter dem Meeresspiegel, im Hügelland von Keč etwa 320 m über dem Meeresspiegel und im Moravskoslezské Beskydy-Gebirge etwa 400 m über dem Meeresspiegel (O. STEHLIK, Z. ROTH in Z. ROTH et cons. 1962 b, E. MENCIK—V. PESL 1961).

Die Durchschnittsgeschwindigkeit der Senkung erreichte im Pliozän die Geschwindigkeit der durchschnittlichen Senkung der Flyschgeosynklinale (n. 0,1 mm/Jahr — Z. ROTH 1960, 1961 b). Wie der nach dem Pliozän belebte Holešov-Bruch mit dem Verwerfungsbetrag von 300 m bezeugt (E. MENCIK—V. PESL 1961, Z. ROTH et cons. 1962 a), sind die Höhenunterschiede zwischen dem SW- und NO-Teil unseres Gebiets nicht immer bruchlos entstanden.

Im jüngsten Pliozän konzentrierten sich die heftigsten Vertikalbewegungen in der Zone zwischen Bruntál und Uničov über die Obermarchsenke in Richtung zum Nordteil des Wiener Beckens und Westrand von Malé Karpaty. Diese Zone deutet das Aufleben der Brüche im Jungpliozän und den Aufstieg der jungpliozänen bis pleistozänen *Basalte* im Niederen Gesenke an. Verfolgen wir die Zone der heftigsten Bewegungen in die Vergangenheit, so stellen wir fest, daß sie sich um den Mittelpunkt bei Uherské Hradiště allmählich in die sudetische Richtung (NW — SO) dreht, in welcher sie im Sarmat verlief. Diese Zone der lebhaftesten rezenten Bewegungen trennt das südwestliche absinkende vom nordöstlichen emporsteigenden Gebiet. Ihre Drehung kann durch die Interferenz der Radialbewegungen an den zu den Karpaten querverlaufenden und mit ihnen gleichlaufenden Strukturen erklärt werden. Die Richtung der rezenten Drehung deutet an, daß nunmehr allmählich karpatisch streichende Elemente Oberhand gewinnen.

Die Äußerungen der jungen, strukturell an die außerkarpatischen Brüche sudetischer Richtung anknüpfenden Bewegungen sind ein Beweis dafür, daß der Einfluß der Tektonik der nordeuropäischen Tafel den Verfall des Sedimentationsraums der Äußeren Karpaten überlebt hat. In diesem Sedimentationsraum spielte er eine vorherrschende Rolle (Z. ROTH 1960, 1963).

Wie erwähnt, dringen diese Querelemente der Vertikaltektonik manchmal bis in die Zentralkarpaten vor.

Neben dem Eindringen der Merkmale der Tektonik der Tafel in die Karpaten dringen manchmal Elemente karpatischer Richtung in die

Tektonik der Randabschnitte der Tafel vor. Es ist zum Beispiel die pliozäne Aufwölbung von Českomoravská vrchovina, welche die hydrographische Verbindung von Südost- und Ostböhmen mit Westmähren unterbrochen hat (O. KODYM 1961).

Neben dieser wechselseitigen Beeinflussung der Tektonik der Karpaten durch die Tektonik der Innenteile der Nordeuropäischen Tafel und umgekehrt, welche sich stetig, wenngleich in schwankendem Ausmaß fortsetzt, und welche die Vertikaltektonik der Tafel weit in die Karpaten verlegt, stellen wir am Tafelrand unterhalb der Karpaten und auch außerhalb deren noch eine spezifische Vertikaltektonik fest. In Hinsicht auf die Richtung der Karpaten handelt es sich um eine Längstektonik, nach dem Gepräge um eine Dilatations-, Abschiebungstektonik.

Während der Außenrand der Karpaten zwischen Dyje (Thaya) und Honětica bei Kroměříž und weiter zwischen Obermarchsenke und der polnischen Grenze durch seinen Verlauf und seine mit dem Karpatenrand im ganzen gleichlaufende Strukturen bezeugt, daß es sich um flache Deckenaufschubung gegen NW handelt, die von der Denudation nur geringfügig betroffen wurde, ist die Karpatengrenze zwischen Honětica und Kroměříž und zwischen Dyje und der österreicherischen Grenze nach ihrem beträchtlich geradlinigen Verlauf zu schließen, der manche Strukturen schneidet, wahrscheinlich steiler. Sie liegt in der Fortsetzung der weitverbreiteten Abschiebungsbruchzonen im Neogen. Dies deutet darauf hin, daß der Verlauf des Karpatenrands zwischen Honětica und Kroměříž und zwischen Dyje und der österreichischen Grenze vermutlich auch von Abschiebungen beeinflusst wurde.

Die Bruchzone, welche die Tektonik des Karpatenrands zwischen Honětica und Kroměříž auf einer Breite von etwa 3 km beeinflusst, setzt sich gegen SW in der fast geradlinigen, diskrepanten NW-Grenze der Magura-Gruppe im Chřibý-Gebirgszug zwischen Střílky und Bohuslavice bei Kyjov fort. Wir schließen auch hier auf den jüngeren Abschiebungscharakter dieser Grenze. Dieser Umstand wird vom Abschiebungssystem der Bulhary- und Schratzenberg-Verwerfung, die an sie im SSW im Wiener Becken anknüpft, bewiesen. Auf der östlichen (abgeschobenen) Scholle ist die höhere, aufgeschobene tektonische Einheit erhalten geblieben, wohingegen in der westlich gelegenen (höheren) Scholle die tiefere Einheit aufsteigt, der stellenweise noch Reste der höheren überschobenen Einheiten auflagern.

Dies bezieht sich auf die Zone Cejč-Zaječí, in der wir Denudationsreste der Rača-Einheit feststellen können (A. MATEJKA-F. CHMELIK, 1956). Ähnlich kann der NW-Rand der Zone Cejč-Zaječí durch eine Abschiebung der östlichen Schollen die Verwerfung entlang erklärt werden. Dieser Bruch begrenzt im NW die vordem über das Vorland übergeschobenen Schichten der Antiklinalzone der subsilesisch-Zdánice-Einheit. Außer diesem und den Deckschollen der Magura-Einheit wird der junge Abschiebungscharakter der Zone Cejč-Zaječí auch durch die weite Verbreitung des Neogens in der SW-Fortsetzung dieser Zone 0 von Mikulov (im Vergleich mit der Umgebung von Mikulov) bezeugt.

Ein ähnliches Gepräge des Karpatenrands deutet auf die charakteristische Abtrennung des in der Fortsetzung der äußeren Antiklinorialzone des nördlichen Teiles der subsilesisch-Zdánice-Einheit liegenden Gebirgszuges Pavlovské vrchy. Auch O vom Bruch, der die Fortsetzung der Karpaten im Inneren der Einheit N von Dyje bildet, liegt ein abgeschobener Schollen.

Wir können somit in Südmähren ein ganzes System gegen SO absteigender Abschiebungen feststellen, das von Valtice und Mikulov in einer Breite von etwa 10 bis 15 km in NO-Richtung bis Bučovice und Kroměříž verfolgt werden kann. Nach gewissen Anzeichen setzt es sich bis in die Umgebung von Hranice fort. Dieses System kennzeichnet das Zdánice-Gebiet der Äußeren Karpaten. Im Beskydy-Gebiet setzt es sich nicht fort.

Der Verwerfungsbetrag dieser Brüche in den neogenen Schichten verringert sich deutlich von SW nach NO (T. BUDAY et cons. 1963 über den Bulhary- und Schrattenberg-Bruch). Mancherorts klingen die Verwerfungen gegen NO deutlich aus. Dies stimmt mit der Feststellung überein, daß die Bruchäußerungen die Linie Hranice—Vsetín nicht überschreiten. Der gesamte Verwerfungsbetrag dieses Bruchsystems an der Basis der aufgeschobenen Karpaten wird in der Umgebung von Břeclav auf über 1000 m geschätzt.

Das Vorhandensein dieser Längsverwerfungen ist der Grund dafür, warum die Magura-Gruppe erst östlich des Schrattenberg-Bruchs einen zusammenhängenden Untergrund des Neogens des Wiener Beckens bildet. Der Umstand, daß auf den Schrattenberg-Bruch das Oberburdigal transgrediert (T. BUDAY in J. KALASEK et cons. 1963) zeugt davon, daß das Bruchsystem vor dem Oberburdigal nach der Aufschiebung der Magura-Gruppe über die mittlere Gruppe entstand und daß vor der Transgression des Oberburdigals und nach dem Entstehen des Schrattenberg-Bruchs eine bedeutende Denudation erfolgte, welche die Reste der Magura-Gruppe in der Zone Čejč-Zaječí isoliert hat.

Die vorangehende Darlegung beseitigt den Widerspruch zwischen der Erklärung der Tektonik des Neogens im Wiener Becken und deren seines außerkarpatischen Liegenden, insbesondere im Gebiet des Schrattenberg-Bruches.

Dieses Verwerfungssystem ist genetisch mit dem gegenwärtigen, bereits von der Kreide an sich allmählich bildenden (Z. ROTH 1963) Rand der nordeuropäischen Tafel verbunden. Es wurde in die aufgeschobenen Karpaten „durchgepaust“ und durch verschiedene Ursachen belebt. Es handelte sich um ein Aufleben von Senkungscharakter (T. BUDAY l. c.) sowie um die steirischen Einengungsbewegungen.

Dadurch kann der in die Schrattenberg-Bruchzone eingekeilte Schubsetzen des Oberburdigals (T. BUDAY in J. KALASEK et cons., 1963) und auch der Schubsetzen mitteleozäner Schichten an der Verwerfung von Velké Pavlovice (E. BENESOVA et cons., 1963, Z. STRANIK, 1963) erklärt werden.

Dieses, nach der savischen Faltungsphase entstandene Bruchsystem wurde selbstverständlich im Verlauf der steirischen Phase verformt, obwohl sich im Zdánice-Gebiet der Äußeren Karpaten im Vergleich mit dem Beskydy Gebiet die steirische Phase bedeutend kürzer und schwächer auswirkte. Auf steirische Deformationen sind Ungleichmäßigkeiten in den Verwerfungslinien zurückzuführen. Wahrscheinlich wurde auch die heutige Breite der Verwerfungszone zum Teil durch nachträgliche Verschiebung der „durchgepausten“ Brüche gegen NW bewirkt.

## 7. Klüftungsscharakter

Mit der Regionaluntersuchung der Klüftung der relativ kompetenten Kerne der Überschiebungsdecken im Westabschnitt der Äußeren Westkarpaten befaßte sich M. PLICKA (1963) und zum Teil J. FOLDYNA (1962). M. PLICKA unterscheidet in diesem Gebiet zwischen bankabhängiger Klüftung und Klüftzonen. Die bankabhängigen Klüfte beschränken sich auf einzelne Schichten und ihr unmittelbares Hangendes und Liegendes. Sie verlaufen ungefähr senkrecht zu den Schichtflächen und ihre Häufigkeit ist von der Mächtigkeit und vom Charakter der Schicht abhängig. Obwohl sie tektonischen Ursprungs sind, stehen

sie eher in Beziehung zu den tektonischen Details als zu den tektonischen Großformen.

Mit den tektonischen Großformen hängt der zweite Klüftungstyp zusammen, welchen M. PLICKA (1963) als Klüftzonen bezeichnet. Es sind Gemeinschaften steilabfallender bis senkrechter Klüfte, die ungeachtet der Schichtenlage die mächtigen stratigraphischen Sequenzen der kompetenten Kerne der Überschiebungsdecken durchsetzen. Die Klüftzonen pflegen 0,5 bis 5,0 m breit zu sein und können bis auf eine Entfernung von über 20 km verfolgt werden. Sie äußern sich auch geomorphologisch und durch hydrogeologische Dränagewirkungen (Quellen). Eine Zonengemeinschaft ähnlicher Streich- und Fallrichtung bildet ein System. Die Systeme sind häufig bis 10 km breit. Die Häufigkeit der Klüfte in den Zonen und die der Zonen selbst wächst mit der Nähe der Regionalbrüche, die häufig in Breiten von einigen zehn bis einigen hundert Metern von kleineren Störungen und von Klüftzonen begleitet werden. In der Nähe der flach einfallenden Aufschiebungsflächen der Überschiebungsdecken stellen sich die Klüftzonen fast senkrecht zu den Aufschiebungsflächen und haben daher einen meist den Überschiebungsflächen entgegengesetzten Fallwinkel von  $40^\circ$  bis  $70^\circ$ .

Nach der Orientierung und verschiedenen Streichrichtungen der Klüftzonen unterschied M. PLICKA (1963) drei Gebiete im Westabschnitt der Äußeren Westkarpaten. Zum ersten gehören die Kerne der Überschiebungsdecken der Magura-Gruppe SW von der Linie Valašské Meziříčí—Velké Karlovice—Bytča und der Kern der subsilesisch-Ždánice-Einheit im Ždánice-Gebiet. Diese Kerne werden von zu den Karpaten quer verlaufenden Störungszonen bezeichnet. In das zweite Gebiet schließt M. PLICKA die Kerne der Einheiten der Magura-Gruppe nordöstlich der angegebenen Linie ein. Sie werden von quer- und schrägverlaufenden Klüftzonen bezeichnet. Das dritte Gebiet bilden die Kerne der silesisch-Těšnovice-Einheit, welche von Quer-, Längs- und Diagonalklüftzonen markiert werden.

Nach den Untersuchungen von M. PLICKA deuten die Rutschstreifen an den Klufträumen an, daß sich im ganzen Gebiet von Moravskoslezské Beskydy auch Verschiebungen gegen NO auswirken.

Die Klüftung der Kerne der silesisch-Těšnovice-Einheit im tektonisch kompliziertesten Beskydy-Gebiet deutet nach den Faltenuntersuchungen (J. FOLDYNA 1964) und im Einklang mit geologischen Untersuchungen von E. MENCIK (1960) auf das Vorhandensein älterer Strukturen. Diese können mit den längsverlaufenden Bruchzonen M. PLICKAS in Verbindung gestellt werden. Die schrägläufigen Klüftzonen M. PLICKAS im NO-Teil unseres Gebietes könnten auf die intensive steirische Faltung zurückgeführt werden. Das Gebiet von Chřiby weist darauf hin, daß in den diagonal- und querlaufenden Klüftzonen wahrscheinlich das Einwirken savischer und steirischer Bewegungen zum Ausdruck kommt.

## 8. Charakter des tektonischen Baus des Westabschnitts der Äußeren Westkarpaten

### a. Beziehung der Tektonik der Äußeren Karpaten zur Tektonik ihres Sedimentationsraums

Die Entstehung der Äußeren Karpaten ist ein Glied in der Kette der neoiden Entwicklungsveränderungen des Südrands der nordeuropäischen Tafel. Die Äußeren Karpaten und ihr Sedimentationsgebiet nahmen im Laufe ihrer Entwicklung im Verlauf von etwa 100 Millionen Jahren eine Reihe von Formen an.

Die heutigen Westkarpaten sind die jüngste Abwandlung der steirischen Form, die gegen Ende des Torton vollendet wurde. Rezente Bewegungen zeigen, daß die tektonische Entwicklung andauert (B. KRUIS, 1959).

Der Bau der äußeren Westkarpaten entwickelt sich aus der Tektonik ihres Sedimentationsraums. Den tektonischen Ausgangspunkt des Sedimentationsraums bildeten die Strukturen des Südrands der nordeuropäischen Tafel. Sie entwickelten sich unter dem Einfluß der benachbarten alpidischen Faltenzone.

Ein beständiges tektonisches Element des Sedimentationsraums war die vor den alpidischen Falten gelegene Randsenke, die der Tafel angehört (N. S. SCHATSKI, 1946). Als zeitweiliges gesetzmäßig mit der Form des Tafelrandes verbundenes Element trat eine Parageosynklinale hinzu. Die Situation ihrer Einmündung in die jurasische und kretazeische alpidische Geosynklinale wurde nach unserer Voraussetzung von der Lage eines „Innenwinkels“ der Tafel bestimmt (N. S. SCHATSKI, 1946), ihre NW—SO-Richtung bestimmten die im saxonischen Bau der Tafel geläufigen strukturellen Züge. Die Parageosynklinale verfiel am Anfang des Paläogens dadurch, daß sie gemeinsam mit dem Ausläufer, der sie von der Randsenke trennte, in die Randsenke einverleibt wurde (Z. ROTH, 1963). Der vorübergehende Einfluß der Tektonik der Zentralteile der nordeuropäischen Tafel auf ihre Randgebiete wurde somit von neuem gehemmt.

Mit dem Entstehen der Äußeren Karpaten begann der Verfall des Sedimentationsraums. Dieser Verfall wurde durch die Beendigung des Wachstums der Äußeren Karpaten im Obertorton vollendet. Die Entwicklung wurde sichtbar von den für diesen Alpidenabschnitt bedeutenden Faltungsphasen geleitet. Der Ursprung des Sedimentationsraums fällt in die kimmerischen Faltungsbewegungen, der Höhepunkt der älteren Entwicklung dieses Raumes und die Entstehung der ältesten Form der Äußeren Westkarpaten in die austrische Phase, während deren der zentralkarpatische alpinotype Bau entstand. Die Entstehung der reifen Form des Sedimentationsgebietes und die Vollendung der ältesten Form der Äußeren Karpaten stimmt zeitlich mit der endgültigen Gestaltung des zentralkarpatischen Blocks während der laramischen Phase überein. Der Verfall des Raums wurde von der steirischen Faltungsphase abgeschlossen, welche den Bau dieses Abschnittes der Äußeren Westkarpaten vollendet hat.

Die Äußeren Karpaten ererbten die tektonischen Züge ihres Sedimentationsgebietes. Die ererbten Züge finden wir einverleibt in den komplizierten jüngeren Bau. Ursprünglich waren sie für den neoiden Oberbau des Raums und dessen älteren Unterbau gemeinsam. Gegenwärtig hat jeder dieser tektonisch voneinander gelösten Teile eine sehr unterschiedliche Situation und Gepräge. In der abgescherten alpinotyp gefalteten Hülle wurden die ererbten Strukturen von jüngeren Bewegungen stark verformt und verschoben. Im Gegensatz dazu werden aus dem versenkten Unterbau die ererbten Strukturen zur Oberfläche „durchgepaust“ oder äußern sich im Schwerefeld (J. DOLEŽAL, 1964) in nur wenig veränderter Lage. Als modifizierte ererbte tektonische Strukturen des Sedimentationsraums der Äußeren Karpaten betrachten wir die Grenzen der Deckengruppen, die Fazies-Grenze des Beskydy- und Ždánice-Gebiets in der äußeren und mittleren Gruppe (Z. ROTH, 1960) und die Strukturen vom Staré-Hamry-Typ von Moravskoslezské Beskydy (J. FOLDYNA, 1964). Die Innengrenze der Äußeren Karpaten stellt den deformierten kretazeischen Rand der Tafel dar (Z. ROTH, 1963).

### b. Gegenseitige genetische Beziehungen der Überschiebungsdecken

Es ist vorauszusetzen, daß der Ursprung der mit Entstehung und Wachstum der Äußeren Karpaten verbundenen tektonischen Veränderungen in der sich allmählich vollziehenden ungleichmäßigen Annäherung ihres Vor- und Hinterlands zu suchen ist. Die Reduktion der Breite des Sedimentationsraums der Äußeren Karpaten während der Faltung wird auf mehr als 100 km geschätzt (H. ŚWIDZIŃSKI 1956, M. KSIĄŻKIEWICZ 1956, Z. ROTH 1960, 1961 b).

Auf die Breite des Sedimentationsraumes der Magura-Gruppe entfallen z. B. nunmehr maximal 25 km, wohingegen die Breite der Magura-Gruppe mit ihrem komplizierten inneren Bau auf unserem Gebiet ungefähr 30—60 km beträgt (Z. ROTH, 1961 b). Darum muß das Verschlingen eines ausgedehnten Teiles des vormesozoischen Untergrundes in der Tiefe vorausgesetzt werden. Aus den vulkanologischen (H. STILLE 1953), tektonischen, geophysikalischen und geomorphologischen Belegen kann darauf geschlossen werden (Z. ROTH, 1960 u. a.), daß ein Großteil des Unterbaues des außerkarpatischen Sedimentationsgebietes unter den Block der Zentralkarpaten geschoben wurde.

Das gegenwärtige tektonische Gepräge der Äußeren Westkarpaten als einer bilateral aufgeschobenen Faltenzone ist das Werk der steirischen Faltungsphase im Torton. Die Schubweite der steirischen Aufschiebung des Westabschnitts der Äußeren Karpaten sowohl auf das Vorfeld, als auch auf das zentralkarpatische Hinterland (ebenso wie die Zahl der Überschiebungsdecken) wächst auf unserem Gebiet von SW nach NO. Im Tal des Flusses Dyje wird die tortonische Schubweite auf 4 bis 6 km geschätzt (A. MATEJKA—F. CHMELIK in J. KALASEK et cons. 1963), im Gebiet von Moravskoslezské Beskydy beträgt sie etwa 45 km. Die gleichfalls tortonische rückschreitende Aufschiebung auf die Zentralkarpaten wird im Gebiet des Unterlaufs des Váh-Flusses als gering eingeschätzt. NO vom Gebirge Malá Fatra schätzen wir sie auf 10 bis 12 km (Z. ROTH et cons. 1963), im Ondava-Hügelland in der Ostslowakei auf 25 km (Z. STRANIK 1964).

Bohrungen und tektonische Fenster in Mähren zeigen, daß die steirische Aufschiebung flach und seicht ist (z. B. Z. ROTH 1964 b). Die Abwesenheit tektonischer Schubfalten vormesozoischer Formationen in den gesamten Äußeren Westkarpaten (abgesehen von belanglosen Ausnahmen bei Choryně und Paskov in Mähren) zeigt, daß die mesozoischen und tertiären Schichten der Äußeren Karpaten von der Unterlage abgeschert wurden. Die Abscherung wurde von der tektonischen Differenzierung verschieden kompetenter Elemente d. h. der variszisch gefalteten Unterlage und der flachliegenden Hülle bewirkt. Die Differenzierung nach der Kompetenz äußerte sich also sowohl bei der Gestaltung der Äußeren Westkarpaten als Ganzes, als auch bei der Entstehung ihrer kleineren tektonischen Elemente.

Die einengungstektonischen Grundeinheiten der Äußeren Karpaten sind Überschiebungsdecken. Als Grundeinheiten charakterisieren sie die spezifischen stratigraphischen Sequenzen, aus denen sie aufgebaut werden. Das Gepräge der Sequenzen wandelt sich innerhalb der Überschiebungsdecken fließend, an deren Grenzen sprungartig. Manchmal schließt eine jüngere Überschiebungsdecke mehrere ältere Decken in sich ein.

So schließt z. B. die rückschreitende Deckenüberschiebung der Äußeren Westkarpaten im Orava-Gebiet als steirische tektonische Form einen Teil der savischen Überschiebungsdecke von Bílé Karpaty-Orava in sich ein, die vordem die älteren pienidischen Überschiebungsdecken in sich eingeschlossen hat.

Die Äußeren Westkarpaten entwickelten sich von Anfang an und verschoben sich auf das Vorfeld (oder Hinterland) stets als Ganzes. Sie wuchsen dadurch, daß sie an ihrem Außenrand Teile des Vorlands als einzelne Überschiebungsdecken schrittweise annektierten. Nur der verschieden breite äußere Teil der neuen Überschiebungsdecke schob sich im Vordergrund der Karpaten unbedeckt von älteren Überschiebungsdecken. Einen solchen sich vorschiebenden breiten Rand bildet die silesisch-Zdánice Überschiebungsdecke im Zdánice-Gebiet.

Die Strukturelemente dringen aus den jüngsten (Rand-)Überschiebungsdecken tief in die älteren (inneren) Überschiebungsdecken der Flyschzone (Z. ROTH-E. HANZLÍKOVÁ-I. CÍCHA, 1964 u. a.). Nur die jüngsten Strukturelemente haben daher eine einfache geometrische Form. Die älteren Strukturelemente, z. B. die gegenseitig die Überschiebungsdecken trennenden Flächen, sind meistens stark gefaltet.

Darum unterscheiden sich die alten Überschiebungsflächen von den jüngsten manchenorts durch eine steile von der Faltung verursachte Lage. Der Vergleich von Profilen der Rand- und Innenpartien der Äußeren Westkarpaten (z. B. H. KOZIKOWSKI, 1953; Z. STRANIK, 1964; V. HOMOLA, 1957; Z. ROTH, 1964 b u. a) bestätigt diese Feststellung. Die älteren Überschiebungsdecken enthalten modifizierte Strukturen mehrerer Generationen (J. FOLDYNA, 1964).

Die Gruppengrenzen sind umgewandelte ererbte tektonische Elemente des ursprünglichen Sedimentationsraums. Sie entwickelten sich aus denjenigen tektonischen Grenzen zwischen den Abschnitten des Sedimentationsgebiets, die sich in der letzten Entwicklungsphase dieser Abschnitte äußerten. Die Grenze zwischen der mittleren und Magura-Gruppe ist daher sowohl in Bezug auf ihren ererbten Grund, als auch auf ihre gegenwärtige Form älter als diejenige der mittleren und äußeren Gruppe. Die älteste Gruppengrenze ist die innere Grenze der Äußeren Westkarpaten, welche die umgebildete Südgrenze der Kreideform der Tafel darstellt (Z. ROTH, 1963).

Die Grenzen einzelner Überschiebungsdecken innerhalb der Gruppen wurden von dem verschiedenen Verhalten der großen Hüllenteile während der Abscherung der Hülle vom Tafeluntergrund bedingt. Im Gegensatz zu den Gruppengrenzen entsprechen sie nicht den paläotektonischen Grenzen innerhalb des Sedimentationsraumes.

Eine neue Überschiebungsdecke formte sich erst dann, wenn die Scherbewegung der Hülle auf dem Tafelrand ein genügendes Ausmaß erreicht hatte. Erst dann machte sich der Kern der neuen Decke selbständig. Die weitere Differenzierung innerhalb des Kernes der Kompetenz nach vollzog sich am schnellsten gleich nach dem Entstehen der Überschiebungsdecke, denn die neue Decke befand sich zu diesem Zeitpunkt zwischen dem Autochthon und Allochthon und wurde am intensivsten durchbewegt. In den tektonisch höher gelegenen, älteren Decken, die sich als einheitlicher Block über die neue Überschiebungsdecke schoben, wurden die Strukturen nur in beschränktem Ausmaß belebt und reiften durch Differenzierung nur begrenzt heran. Diese Behauptung wird durch die Untersuchung der Durchfaltung der silesisch-Těšnovice-Überschiebungsdecke mit der subsilesisch-Zdánice-Decke bewiesen (Z. ROTH-E. HANZLÍKOVÁ-I. CÍCHA, 1964, ROTH, 1964 b).

Die bereits innerhalb der autochthonen Hülle gegründeten Synklinorien und Antiklinorien entwickelten sich im Verlauf der tektonischen Isolierung der subsilesisch-Těšnovice-Einheit in Schuppen, zwischen den die ältere, höhere silesisch-Těšnovice-Decke eingefaltet ist (Z. ROTH-E. HANZLÍKOVÁ-I. CÍCHA, 1964).

So haben sich innerhalb der Überschiebungsdecken mehr oder weniger umgewandelte ererbte Strukturen erhalten. Die günstigsten Bedingungen für ihre Erhaltung bestehen in den Kernen der Decken. Dies belegt die Untersuchung der Strukturen von Staré Hamry-Typ innerhalb des Kernes der Godula-Teildecke (J. FOLDYNA, 1964). Die Strukturen innerhalb des Kernes können beträchtlich älter sein als der Kern selbst. Am Kernrad sind sie stärker abgewandelt als in seinem Mittelraum. Auch dies bezeugt die Godula-Teildecke.

Die tektonische Differenzierung der Kompetenz nach ist irreversibel. Der tektonische Bau der Äußeren Karpaten ist daher polygen. Die älteren Strukturelemente, die sie enthalten, wurden zu einem verschiedenen Grad tektonisch umgewandelt und wirken sich daher in verschiedenen Abschnitten in der Regel verschieden aus.

Die ursprüngliche Vergenz der Strukturen der Bílé Karpaty-Orava-Einheit von Oravská Magura war nördlich. Heute sind diese Strukturen senkrecht oder umgekippt gegen S (Z. ROTH, 1959, Z. ROTH et cons., 1963). Gegen O erweitert sich diese Zone der umgekippten Strukturen die Innengrenze der Äußeren Westkarpaten entlang bis zum Bardejov-Meridian (Z. STRANIK-Z. ROTH, 1958, Z. STRANIK, 1964). Im äußeren Teil der Äußeren Karpaten kommen häufig umgekippte Faltenflügel im Beskydy-Gebiet der subsilesisch-Ždánice-Überschiebungsdecke vor (Z. ROTH, 1962 a u. a.). Diese beiden Erscheinungen deuten auf eine tektonische Akkumulation der Decken. Sie häuften sich bei der Aufschiebung auf dem Vorland. Dies bezeugen auch weitere Belege (Anwesenheit der „äußeren Einheit“ — Z. ROTH, 1964 b, Verlauf der vortortonischen Erosion und tortonischen Akkumulation. — A. JURKOVA in Z. ROTH et cons. 1962 b).

Die Anwesenheit der umgekippten stratigraphischen Sequenzen an der äußeren und inneren Grenze der Äußeren Karpaten im NO-Abschnitt unseres Gebietes spricht nach den von de SITTER (1956) angeführten Kriterien auch für M. DLABACS (1964) Hypothese über Gravitationsdecken in unserem Gebiet. Da wir jedoch keine Belege über die Dehnungstektonik der Abtrennungsgebiete haben, betrachten wir die Gravitationstektonik nicht als bewiesen. Der Charakter und das Ausmaß der Einengungsstrukturen zeigen im Gegensatz dazu, daß die hauptsächlich Treibkraft des Wachstums der Äußeren Westkarpaten während der Faltungsphasen Tangentialspannungen und nicht die Gravitation waren.

Die Bohrerergebnisse bestätigen den seichten Bau der Äußeren Karpaten im Untersuchungsgebiet. Die jurassischen bis paläogenen Schichten der äußeren und mittleren Gruppe schwimmen zum Großteil unverwurzelt auf dem Neogen der Randsenken (Z. ROTH et cons., 1962 a, Z. ROTH 1964 b u. a.). Die Hauptmassen der einzelnen Überschiebungsdecken liegen dabei eher dachziegelartig neben- als übereinander.

#### c. Die steirischen Großstrukturen im Westabschnitt der Äußeren Westkarpaten

Der Westabschnitt der Äußeren Westkarpaten hat sich in seiner heutigen tektonischen und grundlegenden orographischen Form während der steirischen Faltungsphase im Torton gebildet. Während sich am Außenrand der Karpaten die jüngsten Überschiebungsdecken bildeten, entstanden im Inneren der Äußeren Karpaten mit den Oberflächenstrukturen (aus der savischen Faltungsphase) mäßig divergierende Längselevationswellen, die für Auswirkungen tangentialer tektonischer Spannungen sprechen und zur Basis der Hauptgebirgszüge wurden. Ihnen entlang bildeten sich Längsdepressionen, in denen heute das Wiener- und das Orava-Becken liegen.



Der nördliche Elevationszug wurde zur Ausgangsform der Gebirge Chřiby, Hostýnské vrchy, Vsetínské vrchy und der Gruppe von Velký Polom im Moravskoslezské Beskydy-Gebirge. Aus der südlichen Elevation bildeten sich die Gebirge Vizovické vrchy und Javorníky. Die innerste Elevation gründete das Gebirge Bílé Karpaty. Der Verlauf und das Alter dieser steirischen Erhebungen wurde durch die Untersuchung des Systems der Wasserläufe und die Beziehungen zur neogenen Beckenausfüllung belegt. Der Verlauf der Längselevationen stimmt auch mit auf Grund gravimetrischer Messungen vorausgesetzten Elevationen im autochthonen Untergrund überein (J. DOLEZAL, 1964; M. DLABAC-E. MENCIK, 1964). Daraus kann auch auf den steirischen Ursprung dieser Erhebungen des Untergrundes geschlossen werden.

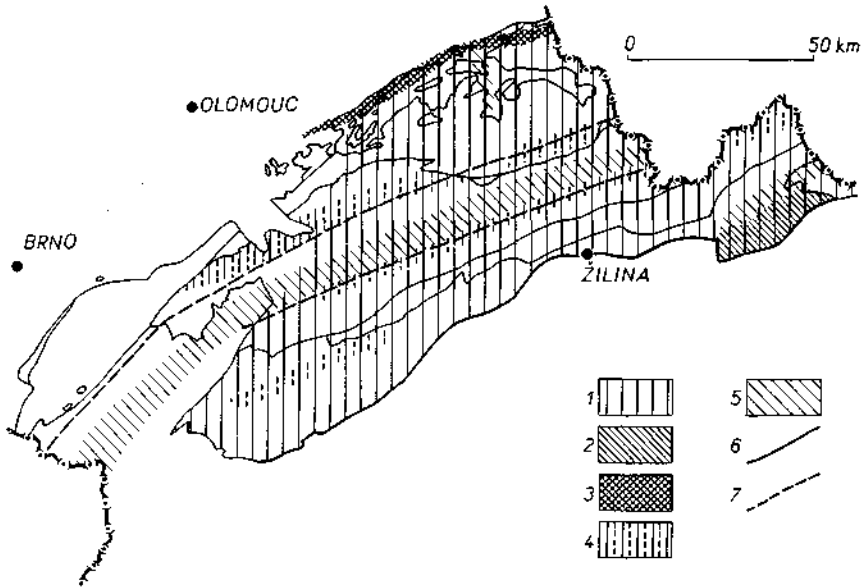


Abb. 7: Tektonische Äußerungen der jungsteirischen Faltungsphase.

- (1) Verbreitung der obertortonischen Faltung und Überschiebung, (2) Gebiet der rückschreitenden Überschiebung der Äußeren Karpaten, (3) Verbreitung der „äußeren Einheit“ der Karpaten unter dem transgressiven Untertorton, (4) jungsteirische Längselevationen in den Äußeren Karpaten, (5) jungsteirische Längsdepressionen in den Äußeren Karpaten, (6) gravimetrisch festgestellte Längsrücken im Untergrund der Karpaten.

Während der steirischen Bewegungen wurde die subsilesisch-Ždánice-Decke individualisiert, die bereits im Verlauf der savischen Faltungsphase als autochthone Faltenzone den Äußeren Karpaten angegliedert worden war. Bei ihrer Umbildung in eine Überschiebungsdecke entstand auch die äußere Gruppe in ihrem Vorfeld.

Im Zuge der steirischen Faltungsphase entstand auch an der Außenseite der Karpaten im Beskydy-Gebiet die sogenannte äußere Einheit. An der inneren Seite der Äußeren Karpaten erfolgte im SW die Aufrichtung und weiter gegen NO, im Orava-Gebiet, die rückschreitende Deckenaufschichtung der Äußeren Karpaten auf die Zentralkarpaten. Insbesondere die rückschreitende Überschiebung bedeutet eine qualitative Veränderung des geologischen Baues des Westkarpaten, die für die steirische Faltungsphase kennzeichnend ist. Sie ist ein spezifisches Merkmal der Westkarpaten (M. MAHEL, 1963 b).

Die äußere Einheit (V. HOMOLA-E. HANZLÍKOVÁ, 1955, Z. ROTH, 1964 b) ist eine spezifische steirische Form im Bau des äußeren Karpatenrandes. Es ist die Anhäufung der abgetrennten Stirnteile der übergeschobenen Karpaten am Innenrand der sich bildenden untertortonischen Randsenke. Vom obertortonischen Karpatenrand trennt dieses Bauelement das darüber transgredierende Untertorton, auf das die Karpaten erneut übergeschoben sind. Die äußere von den Bauelementen der Těšín-Teildecke, der subsilesisch-Zdánice-Decke und den Schuppen der äußeren Gruppe aufgebaute Einheit konnte im gesamten Beskydy-Abschnitt von Hranice (Z. ROTH, 1964 b) bis Goleśzów in Polen (K. TOLWIŃSKI, 1950, E. VEIT, 1953), obwohl nicht ganz zusammenhängend, bewiesen werden (K. KONIOR-A. TOKARSKI, 1957).

Die steile Aufrichtung der außerkarpatischen Strukturen am inneren Umfang der Äußeren Karpaten im Váh-Gebiet wird beispielsweise durch die NW-Abgrenzung der Bílé Karpaty-Orava-Einheit im Kysuca-Elevationsabschnitt angedeutet (A. MATEJKA-Z. ROTH, 1949, 1956). Die rückschreitende Überschiebung der Äußeren Karpaten im Orava-Gebiet wird von dem Schichteneinfallen des zentralkarpatischen Paläogens unter die Klippenzone der Äußeren Karpaten, weiter östlich dann vom tektonischen Fenster im Ondava-Hügelland belegt (Z. STRANIK-Z. ROTH, 1958, Z. STRANIK, 1964).

## 9. Tektonische Entwicklung des Westabschnittes der Äußeren Westkarpaten

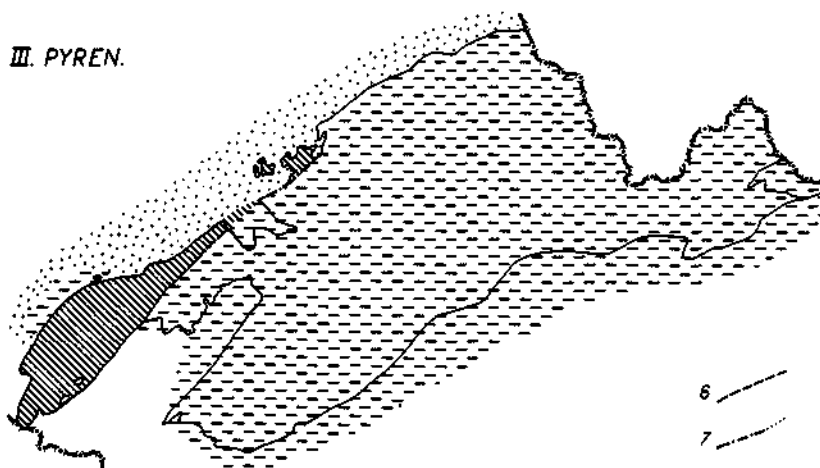
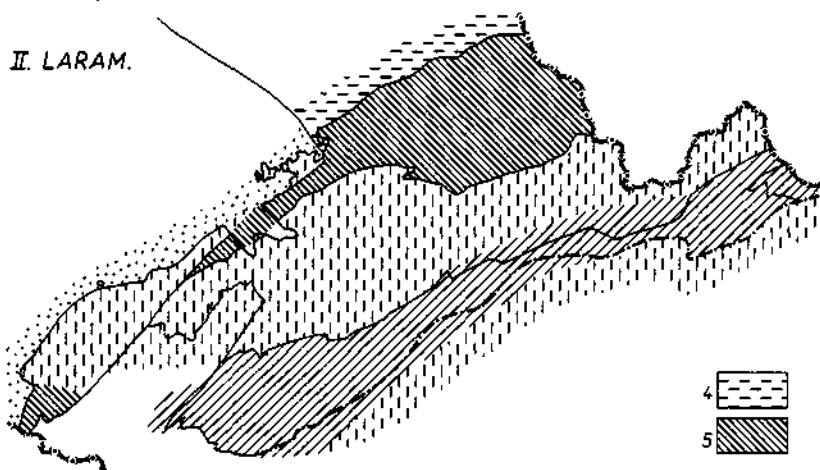
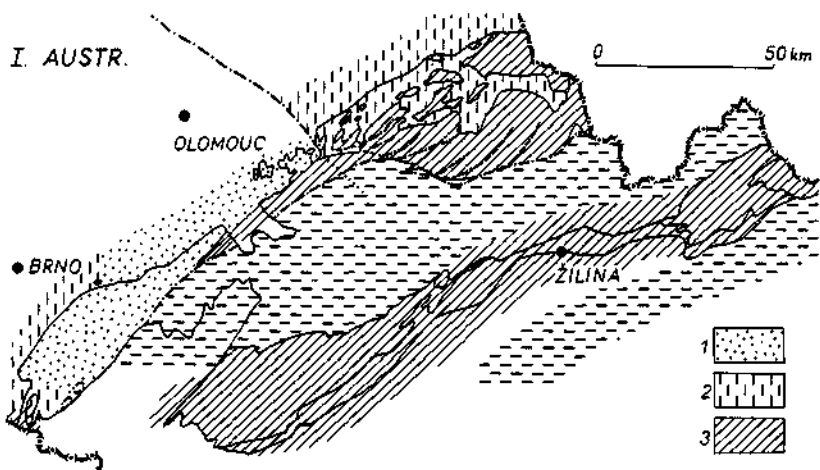
Das Sedimentationsgebiet des Westabschnittes der Äußeren Karpaten bildete sich während der Jura im Randgebiet der nordeuropäischen Tafel. Als solches entwickelte es sich bis ins Cenoman. Später (bis ins Obertorton) wurde es allmählich von den anwachsenden Äußeren Karpaten verdrängt. Die Entwicklung des Sedimentationsraumes setzte sich mit veränderlicher Intensität und unter dem abwechselnden Einfluß der Faltung der alpidischen Zone und der vertikalen Schollenbewegungen der nordeuropäischen Tafel fort. In der Entwicklung des Sedimentationsraumes unterscheiden wir drei Strukturstadien, wovon das erste und dritte Stadium einer Randsenke entspricht. Das zweite Stadium unterscheidet sich von diesen durch das gesetzmäßige Hinzutreten einer querverlaufenden Parageosynklinale, die an den Innenwinkel des Tafelrandes anknüpft. Diese Parageosynklinale bildete vorübergehend ein weiteres Strukturelement des Sedimentationsraumes neben der Randsenke.

Den ältesten Deckenbau des Westabschnittes der Äußeren Karpaten bauten die mittelkretazeischen (austrischen) bis altpaläogenen (laramischen) pienidischen Einheiten der Klippenzone auf. Eine beträchtliche Erweiterung des Überschiebungsdeckenbaue durch weitere Überschiebungsdecken kann in der savischen Faltungsphase vor dem Oberburdigal festgestellt werden (T. BUDAY in

---

Abb. 8: Schema der alpinen Faltungsäußerungen im W-Abschnitt der tschechoslowak. Äußeren Karpaten (die austrische, laramische und pyrenäische Phase).

(1) Gebiet, in dem die Denudation vor sowie nach der Phase stattgefunden hat, (2) heutige Verbreitung der durch die Phase hervorgerufenen transgressiven Ablagerungen der Schichten, (3) heutige Verbreitung der durch die Phase verursachten kurzfristigen Sedimentationslücke, (4) durch die Phase hervorgerufene langfristige Regression, (5) heutige Verbreitung ununterbrochener Sedimentation; (6) die durch die Phase neugebildeten Strukturelemente später nur schwach deformiert, (7) durch die Phase neugebildete Strukturelemente später stark deformiert durch Faltung.



J. KALASEK et cons. 1963, A. MATEJKA—F. CHMELIK in T. BUDAY et cons. 1963, V. HOMOLA—E. HANZLÍKOVÁ 1955). Die letzten bedeutenden Deckenbewegungen endeten früher im SW- als im NO-Teil unseres Gebiets (T. BUDAY 1963). Ähnlich wie in Österreich (R. GRILL, 1962) endeten auch in Süd-Mähren (in NW-Richtung zumindest in die Umgebung von Slavkov) die Deckenbewegungen am äußeren Karpatenrand im Untertorton. Weiter nach NO setzten sie sich bis ins Obertorton fort. (M. VAŠÍČEK, 1950, 1951, J. PAULÍK-I. CÍCHA, 1959).

Das Antiklinorium der Klippenzone, welches als spezifische Struktur die ganze Innengrenze der Äußeren Westkarpaten umsäumt, entstand während der Iaramischen Bewegungen am Anfang des Paläogens am damaligen Südrand der nordeuropäischen Tafel (A. MATEJKA, 1958). Es ist wahrscheinlich, daß die ursprüngliche Lösung der neoiden Hülle vom Untergrund in den Randpartien der mittelkretazeischen nordeuropäischen Tafel (Entstehung der pienidischen Einheiten) der Ausgangspunkt einer weiteren Sedimentablösung war und die heutigen Strukturzüge der Innengrenze der Äußeren Karpaten prägte. Die Innengrenze der Äußeren Karpaten ist mit dem Antiklinorium der Klippenzone in der gesamten weiteren Entwicklung der Äußeren Karpaten fest verbunden.

Die äußere Karpatengrenze bildete sich dagegen immer von neuem und zwar stets weiter im Vorfeld danach, wie während der Faltungsphasen die Tafelhülle von den Karpaten annektiert wurde.

Die Beifügung der Tafelhülle zu den Karpaten ging im Verlauf der gesamten Entwicklung der Äußeren Karpaten derjenigen des vormesozoischen Tafeluntergrunds voran. Beide Annektionen erfolgten sprungartig während der Faltungsphasen. Die Annektion der Hülle vollzog sich in häufigeren und kürzeren Sprüngen als die des Untergrunds. Der Kreiderand der Tafel wurde im westkarpatischen Abschnitt erst im Obertorton gegen Ende der steirischen Faltungsphase durch einen neuen Rand ersetzt (Z. ROTH, 1963). Gleichzeitig mit dieser qualitativen Veränderung erfolgte, wie wir es sahen, die rückschreitende Überschiebung des Innenrandes der Äußeren Karpaten und damit auch ein qualitativer Umschwung im Verhältnis der Äußeren zu den Zentralkarpaten: Von beiden bis dahin gleichwertigen Großstrukturformen wurden die Äußeren Karpaten damals zur strukturell vorherrschenden Großform, zu einem gewissen Eckstein im Bau der Westkarpaten.

Die neoiden Faltenverformungen stehen in diesem Abschnitt der Äußeren Karpaten mit den Faltungsphasen in Verbindung. Bisher sind wenigstens Reste der austrischen, savischen und steirischen Strukturen nachgewiesen worden. Die Iaramische und die pyrenäische Faltungsphase werden im wesentlichen nur durch Sedimentationslücken belegt.

Als austrische Strukturen betrachten wir im Einvernehmen mit J. FOLDYNA (1964) und E. MENCÍKS (1960) Untersuchungsergebnissen die Diagonalstrukturen vom Staré-Hamry-Typ im Gebirge Moravskoslezské Beskydy. Nach J. FOLDYNA (1964) sind diese Strukturen als Falten an der querverlaufenden erzgebirgisch-streichenden Störungszone innerhalb der Kreideparageosynklinale des Sedimentationsgebietes entstanden.

Savischen Ursprungs sind die Decken der Magura-Gruppe, die silesisch-Těšnovice-Decke und die Grundformen der Falten der subsilesisch-Ždánice-Einheit (Z. ROTH—E. HANZLÍKOVÁ—I. CÍCHA 1964).

Die laramischen Bewegungen äußern sich als Sedimentationslücke in der Klippenzone. Gemäß den lithologischen Äußerungen waren sie im Westabschnitt der Äußeren Karpaten nicht so heftig wie im Ostabschnitt, wo sich in ihrem Verlauf in der Klippenzone sogar der Deckenbau vollendete (A. MATEJKA-E. HANZLÍKOVÁ, 1962, K. BIRKENMAJER, 1963).

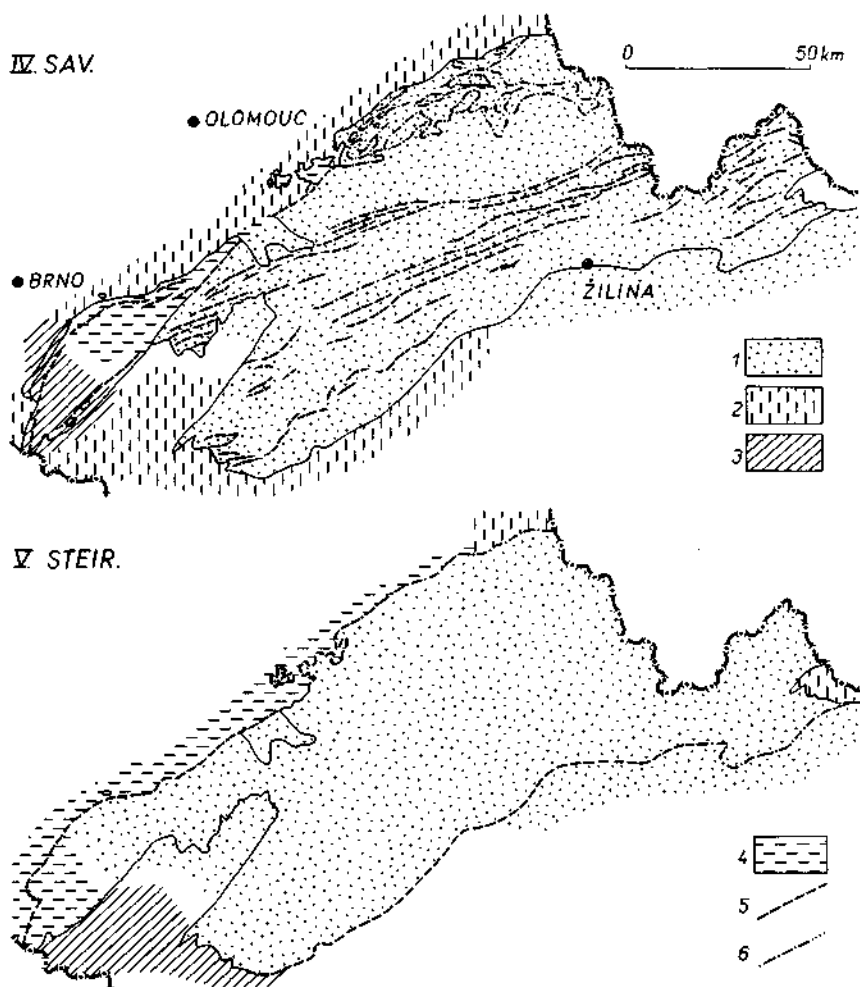


Abb. 9: Schema der alpinen Faltungsäußerungen im W-Abschnitt der tschechoslowakischen Äußeren Karpaten (die savische und steirische Phase).

(1) Gebiet, in dem die Denudation vor sowie nach der Phase stattgefunden hat, (2) heutige Verbreitung der durch die Phase hervorgerufenen transgressiven Ablagerung der Schichten, (3) heutige Verbreitung der durch die Phase verursachten kurzfristigen Sedimentationslücke, (4) durch die Phasenwirkung hervorgerufene langfristige Regression, (5) durch die Phase neugebildete Strukturelemente, später schwach durch Faltung deformiert; (6) durch die Phase neugebildete Strukturelemente später stark durch Faltung deformiert.

Im Gegensatz zu den laramischen Bewegungen, die jedoch im ostslowakischen Abschnitt stärker waren, befand sich der Schwerpunkt der pyrenäischen Bewegungen im Westabschnitt der Äußeren Westkarpaten. Die pyrenäischen Bewegungen zerfallen in den Westkarpaten ziemlich deutlich in ältere und jüngere Bewegungen. Die älteren Bewegungen erfolgten im Oberozän und in der Ostslowakei setzte sich nach ihnen auch in der Magura-Gruppe die Sedimentation in weitem Ausmaß fort (Z. STRÁNIK, 1964). Im W wurde in ihrem Verlauf in den Sequenzen der Magura-Gruppe und der Vormagura- und silesisch-Těšnovice-Einheit und im Beskydy Abschnitt der subsilesisch-Zdánice-Einheit die Sedimentation meist endgültig abgeschlossen. Die jüngeren pyrenäischen Bewegungen führten die definitive Sedimentationsunterbrechung in der Magura-Gruppe und auch in der Ostslowakei herbei.

Der Umstand, daß die pyrenäische Faltung im Westabschnitt der Äußeren Westkarpaten intensiver als im Ostabschnitt war, wird auch durch den beträchtlichen Konglomeratanteil und deren Charakter in der pyrenäischen Molasse der Zdánice-Hustopeče-Schichten bezeugt (F. PÍCHA in I. ČICHA et cons. 1964).

In den Zeitabschnitten zwischen der savischen und steirischen Faltungsphase stellen wir das Entstehen der stufenförmigen Längsverwerfung im Zdánice-Gebiet. Während der steirischen Bewegungen, die im Zdánice Gebiet kürzer und schwächer waren als im Gebiet von Beskydy, wurden diese Strukturäußerungen zum Teil verformt und verschoben. Die Fortsetzung des steirischen Absinkens der Längsdepressionen und die Emporhebung der Längselevationen kann bis ins Sarmat verfolgt werden.

#### Schriften

- Andrusov, D.*, 1928: Notes sur la géologie des Carpathes du Nord-Ouest (Résumé). — *Věstník SGÚ* 4, 167—189. Praha.
- Andrusov, D.*, 1964: Das Prinzip der Faltungsphasen und der „Neokatastrophismus“ (Résumé). — *Geol. sborník* 15, 163—165. Bratislava.
- Ashgiri, G. D.*, 1963: Strukturgeologie. — VEB Deutscher Verlag d. Wiss. Berlin.
- Benešová, E., Čícha, I., Pícha, F., Řeháková, Z., & Stráník, Z.*, 1963: Profil durch die Zdánice-Einheit zwischen Velké Pavlovice und Nosislav (Résumé). — *Sborník geol. věd G-1*, 139—153. Praha.
- Birkenmajer, K.*, 1963: Stratigraphy and Palaeogeography of the Czorsztyń Series (Pieniny Klippen Belt, Carpathians) in Poland. — *Studia geol. Polon.*, 9, 1—380. Warszawa.
- Buday, T.*, 1963: Some Problems of the Origin and Development of the Fault-Structures in the Neogene Carpathian Basins. — *Geol. práce, Zprávy* 28, 113—120. Bratislava.
- Buday, T.*, et cons., 1963: Vysvětlivky k přehl. geol. mapě ČSSR 1 : 200.000, list Gottwaldov. 238 pp. Praha.
- Čícha, I., Chmelík, F., Pícha, F., & Stráník, Z.*, 1964: Übersicht über den heutigen Stand der Forschungen in der Molassezone Zdánice und Pouzdřaner Einheit Süd-Mährens. — *Mitt. Geol. Ges.* 56, 455—468, Wien.
- Dlabač, M.*, 1964: Consideration on the Origin of Nappe-Structure at the Margin of the Carpathian Foredeep in Moravia due to the Gravitational Slides (Summary). — *Věstník ÚÚG* 39, 37—38. Praha.
- Dlabač, M., & Menčík, E.*, 1964: Geological Structure of the Autochthonous Basement of the Western Part of the Outer Carpathians on the Territory of the Czechoslovak Socialist Republic (Summary). — *Rozpravy ČSAV* 74/1, 1—59, řada mat.-přír. Praha.
- Doležal, J.*, 1964: Kvantitativní interpretace gravimetrických profilů v oblasti západokarpatského flyše. — *MS* 68 pp., Geofond. Praha.
- Foldyna, J.*, 1962: Studium puklinatosti a drobné tektoniky v godulských vrstvách. — Kandid. Disertationsarbeit der Bergm. Hochschule MS. Ostrava.
- Foldyna, J.*, 1964: Příčné vrásové struktury v godulském příkrovu. — Habilitationsarbeit der Bergm. Hochschule MS. Ostrava.

- Grill, R.*, 1962: Erläuterungen zur Geol. Karte der Umgebung von Korneuburg und Stockerau 1 : 50.000. — 52 pp. Wien.
- Hanzlíková, E., Menčík, E., & Pěsl, V.*, 1962: Ein Beitrag zur Kenntnis der Vormagura-Einheit in den Mährisch-schlesischen Beskiden (Résumé). — Geol. sborník 13, 81—90. Bratislava.
- Hanzlíková, E., & Roth, Z.*, 1963 a: Review of the Cretaceous Stratigraphy of the Flysch Zone in West Carpathians. — Geol. sborník 14, 37—81. Bratislava.
- Hanzlíková, E., & Roth, Z.*, 1963 b: Lithofacies, Biofacies and Sedimentary Conditions of the Cretaceous Beds in the Flysch Zone in the Czechoslovak Carpathians. — Geol. sborník 14, 83—108. Bratislava.
- Hanzlíková, E., Roth, Z., & Gabrielová, N.*, 1963: A Note to the Stratigraphy of the Tertiary Sediments of the Bohemian Massif in the Substratum of the Moravia-Silesian, Beskyds. — Geol. sborník 14, 193—207. Bratislava.
- Homola, V.*, 1954: Neue Feststellung über den Aufbau der subsilesischen und Steinitzer Flyschfront (Résumé). — Přírodov. sborník Ostrav. kraje 15, 438—448. Opava.
- Homola, V.*, 1957: Beitrag zur Kenntnis des geologischen Baues der Umgebung von Choryně und Kelč bei Valašské Meziříčí (Résumé). — Přírodov. sborník Ostrav. kraje 18, 200—208. Opava.
- Homola, V., & Hanzlíková, E.*, 1955: Biostratigraphical, Tectonical and Lithological Studies in the Těšín District (Summary). — Sborník Geol. Surv. Czechoslov. 21 (Palaeont.), 317 bis 502. Praha.
- Kaláček, J., et cons.*, 1963: Vysvětlivky k přehl. geol. mapě ČSSR 1 : 200.000, list Brno, 256 pp. Praha.
- Kodym, O., sen.* 1961: Platform Stage of the Development of the Czech Massif. — Tectonic Development of Czechoslovakia, 122—138. Praha.
- Konior, K., & Tokarski, A.*, 1957: Cross-Section of the Structure of Cieszyn. — Bull. Acad. Polon. Sci., Cl. III, 5, 6. Warszawa.
- Kozikowski, H.*, 1953: Budowa geol. okolic Kleczan-Pisarzowej. — Biul. Inst. Geol. 85. Warszawa.
- Kruis, B.*, 1959: Erforschung der senkrechten Bewegungen der Erdkruste in der ČSR (Résumé). — Geoder. a kartogr. obzor 5/47, 149—153. Praha.
- Książkiewicz, M.*, 1956: Geology of the Northern Carpathians. — Geol. Rundschau 45. Stuttgart.
- Mahel, M.*, 1959: Eine neue Einheit in den Westkarpaten. — Geol. práce 51, 5—52. Bratislava.
- Mahel, M.*, 1963 a: Several Tectonic Styles, the Influence of Rock Properties and Orientation of Overturns in Central Carpathian Mesozoic. — Geol. práce, Zprávy 28, 39—58. Bratislava.
- Mahel, M.*, 1963 b: Folding Phases and Formations of the West Carpathian Mesozoic. — Geol. práce, Zprávy 28, 23—38. Bratislava.
- Matějka, A.*, 1949: Étude géologique dans les environs de Valašské Meziříčí. — Sborník of the State Geol. Survey 16. 2, 643—693. Praha.
- Matějka, A.*, 1958: Secteur de Šariš de la zone des klipmes internes entre le Poprad et le Sekčovský potok (tschekisch). — Zprávy o geol. výzkumech v r. 1957, 146—148. Praha.
- Matějka, A., & Hanzlíková, E.*, 1962: O paleogénu od obce Kňazia na Oravě. — Zprávy o geol. výzkumech v r. 1961. 194—196. Praha.
- Matějka, A., & Chmelík, F.*, 1956: Note sur l'étude géologique de l'aire Čejč-Zaječí (tschekisch). — Zprávy o geol. výzkumech v r. 1955. 122—124. Praha.
- Matějka, A., & Roth, Z.*, 1949: The Geology of the Magura Flysch Group in the Drainage Basin of Kysuca (Summary). — Sborník of the State Geol. Surv. Czechoslov. 16. 2, 521 bis 619. Praha.
- Matějka, A., & Roth, Z.*, 1950: Remark on the Main Tectonic Units of the Magura Flysch in Czechoslovakia (Summary). — Věstník SGÚ, 25, 301—308. Praha.
- Matějka, A., & Roth, Z.*, 1952: A Contribution to the Geology of the Basin of the Upper Ostravice in the Moravo-Silesian Beskydy (Summary). — Sborník State Geol. Surv. Czechoslov., 19 (Geol.), 621—649. Praha.
- Matějka, A., & Roth, Z.*, 1956: The Geology of the Magura Flysch Group in the Northern River Basin of the Váh between Bytča and Trenčín (Summary). — Rozpravy ÚÚG, 22, 332 pp. Praha.
- Menčík, E.*, 1960: Východní část Moravskoslezských Beskyd a Pobeskydí, jejich geol. stavba. — MS. Geofond. Praha.
- Menčík, E.*, 1963: Tektonische Gliederung der silesischen Einheit in den Mährisch-schlesischen Beskyden (in Druck). — Warszawa.

- Menčík, E., & Pešl, V., 1961:* Některé poznámky o mladopliocenních kerných pohybech v oblasti karpatského flyše v povodí toku Moravy. — Zprávy o geol. výzk. v r. 1960, 155—157. Praha.
- Nowak, J., 1927:* Zarys tektoniki Polski. — Kraków.
- Paulík, J., & Cicha, I., 1959:* Neogén na území listu gen. mapy Olomouc. — MS Geofond. Praha.
- Pešl, V., 1963:* Die Vormagura-Einheit auf dem Gebiet der ČSSR (in Druck). — Warszawa.
- Plička, M., 1963:* Klüften-Kleintektonik im westlichen Teil des karpatischen Flysches auf dem Gebiet der Tschechoslowakei (in Druck). — Warszawa.
- Roth, Z., 1957:* L'état actuel de nos connaissances de l'édifice de la zone du flysch des Carpates tchécoslovaques. — Congreso geol. internacional, XX a Sesión. Sección 5, 1, 253 bis 265. Mexico.
- Roth, Z., 1959:* Schlussfolgerungen der Erläuterungen zu der geol. Karte der Tschechoslowakei 1 : 200.000, Blatt Trstená (NW-Slowakei) (Résumé). — Věstník SGÚ, 34, 379—382. Praha.
- Roth, Z., 1960:* The Relation of the Sedimentation Area of the Flysch Zone of the Czechoslovak West-Carpathians to the Czech Massif (from the Explanation of the map 1 : 200.000, Sheet Olomouc). (Summary). — Věstník ÚÚG, 35, 383—386. Praha.
- Roth, Z., 1961 a:* Palaeogeographical Features of the Western Part of Czechoslovak Flysch Zone of the Carpathians from the Point of View of the Relation of the Carpathians to the Bohemian Massif (Summary). — Geol. práce, Zprávy 21, 181—193. Bratislava.
- Roth, Z., 1961 b:* Structure and Geological Position of Moravo-Silesian Beskyds. — Geol. práce, 60, 68—85. Bratislava.
- Roth, Z., 1962 a:* Contribution to the Stratigraphy and Palaeogeography of the Subsilesian Group of Beds in Eastern Moravia (Summary). — Sborník Geol. Surv. Czechosl., 27, 447 bis 473. Praha.
- Roth, Z., 1962 b:* Zu Problemen des Flyschgebietes in den tschechosl. Karpaten (tschechisch). — Geol. práce 63, 5—13. Bratislava.
- Roth, Z., 1963:* Strukturbeziehungen des Sedimentationsgebietes der Flyschzone der Westkarpaten zum Karpatenvorland und den Zentralkarpaten. — Geol. práce, Zprávy 28, 5—22. Bratislava.
- Roth, Z., 1964 a:* Zur strukturellen Einteilung der ČSSR (Résumé). — Věstník ÚÚG, 39, 285 bis 288. Praha.
- Roth, Z., 1964 b:* Das geologische Profil des Karpatenrandes zwischen den Mährisch-schlesischen Beskyden und der Mährischen Pforte. — Mitt. d. geol. Gesell. 56, 503—513. Wien.
- Roth, Z., et cons., 1962 a:* Vysvětlivky k přehledné geol. mapě ČSSR 1 : 200.000, list Olomouc. — 226 pp. Praha.
- Roth, Z., et cons., 1962 b:* Vysvětlivky k přehledné geol. mapě ČSSR 1 : 200.000, list Ostrava. — 292 pp. Praha.
- Roth, Z., et cons., 1963:* Vysvětlivky k přehledné geol. mapě ČSSR 1 : 200.000, list Trstená. — 59 pp. Bratislava.
- Roth, Z., & Hanzlíková, E., 1965:* Der Ursprung des Konglomerats aus der Ždánice-Hustopeče Formation von Strážovice bei Kyjov (Résumé). — Věstník ÚÚG, 40, 5—10. Praha.
- Roth, Z., Hanzlíková, E., & Cicha, I., 1964:* Ein Profil der Kreide- und Paläogen-Schichten von Tiefbohrungen NP 298, 299 und 300 (zwischen den Gemeinden Mníší und Lichnov, N bis NW von Frenštát p. R.) geführt (Résumé). — Čas. miner. geol. 8, 49—60. Praha.
- Schatski, N. S., 1946:* Aufbau und Entwicklung der Osteuropäischen Tafel. — Vergleichende Tektonik alter Tafeln I (Übersetzung). — Fortschritte der sowjetischen Geologie, 4, 15 bis 79. Akademie-Verlag. Berlin 1961.
- Scheffer, V., 1960:* Some Contributions to the Geophysical Knowledge of the Carpathian Basins. — Acta Technica Acad. Sci. Hung., T. 30, 3—4, 423—461. Budapest.
- Scheibner, E., 1963:* Relationship Between Material and Tectonic Style, and Selective Tectonics in the Klippen-Belt of West-Carpathians. — Geol. práce, Zprávy 28, 59—68. Bratislava.
- De Sitter, L. U., 1956:* Structural Geology. — New York.
- Stille, H., 1953:* Der geotektonische Werdegang der Karpaten. — Beihefte zum Geol. Jahrbuch, 8, 239 pp. Hannover.
- Stránil, Z., 1963:* Tectonic Structure of the Southern Part of the Ždánice Unit. — Geol. práce, Zprávy 28, 155—160. Bratislava.
- Stránil, Z., 1964:* Geologie Čerchovského pohoří a z. části Ondavské vrchoviny (Kand. Disertations-Arbeit). — MS, 113 pp. Geofond. Praha.



- Stránil, Z., & Roth, Z., 1958:* Note préliminaire sur les études géologiques dans le Čerhovské pohoří et dans la partie occidentale, de Bardejov, de l'Ondavská vrchovina (tschechisch). — Zprávy geol. výzk. v r. 1957, 228—231. Praha.
- Swidziński, H., 1956:* The Dimensions of the Horizontal Displacements in the Northern Carpathians (Résumé). — Congreso geol. internacional, XX a Sesión. Resúmenes de los trabajos presentados, 299. México.
- Tolwiński, K., 1950:* The Carpathian Marginal Region. — Acta geol. Polon. Muzeum Ziemi 1, Warszawa.
- Turlei, B., 1858:* Über Eisensteinablagerungen bei Gaya in Mähren. — Österreichische Zeitschrift für Berg- und Hüttenwesen, 6. Wien.
- Vašíček, M., 1950:* Micropaleontological Evidence of the Late Tertiary Orogenesis in East-Moravia (Summary). Sborník Geol. Surv. Czechoslov., 17 (Palaeont.), 1—12. Praha.
- Vašíček, M., 1951:* A New Micropalaeontologic Evidence of the Late-Tertiary Orogeny in East Moravia (Summary). — Sborník Geol. Surv. Czechoslov., 18 (to the 60th anniversary of R. Kettner), 501—552. Praha.
- Veit, E., 1953:* Molasse und alpin-karpatischer Überschiebungsrand in Niederösterreich und Südmähren. — Neues Jahrb. Geol. und Pal., Abh. 97, 149—188. Stuttgart.
- Vyskočil, V., 1956:* A Contribution to the Study of the Present Tectonic Movements in Slovakia. — Věstník ÚUG 31, 224—233. Praha.

Verh. Geol. B.-A.	Sonderheft G	S. 86—102	Wien, Oktober 1965
Z. deutsch. geol. Ges. Jahrgang 1964	Band 116 2. Teil	S. 342—358	Hannover, Oktober 1965

## Neue Daten zur Fazies und Tektonik der Dinariden

B. SIKOŠEK und W. MEDWENITSCH<sup>1)</sup>

Mit 7 Abbildungen im Text und auf Tafel 1

### Zusammenfassung

Vff. versuchen, abrißartig die heutigen Kenntnisse zur Stratigraphie, Geologie und Tektonik der Dinariden zu geben. Externiden lassen sich im Adriatikum klar umreißen, ebenso Metamorphiden im Pelagonikum. Das Dinarikum zeigt außen und innen besonders mobile, sedimentär und magmatogen hervorstechende Zonen, zwischen denen das starrere und vor allem karbonatisch entwickelte Hochdinarikum liegt. In Profilen, die auf neuen Bohrungen basieren, kann ein weitreichender Überschiebungsbau, ein Deckenbau, aufgezeigt werden, der sich oberflächlich nur in versteilten und kurzen Überschiebungsbahnen äußert.

Die Geosynklinalen der Dinariden zeigt in Paläozoikum und Mesozoikum weitreichende Parallelen mit den entsprechenden Serien der Südalpen. Die Südalpen können nicht von den Dinariden abgetrennt werden, sind eines ihrer Bauglieder. Die Südalpen werden von den höchsten Dinaridenelementen charakterisiert, die Dinariden s. str. sind vom Hochdinarikum beherrscht, während in den Helleniden tiefere Bauglieder, nämlich Pelagonikum (Metamorphiden) und Subdinarikum, auftauchen.

### Einleitung (siehe Abb. 1)

Da wir in unseren Ausführungen merkbar raumbeschränkt sind, müssen wir uns vor allem auf das im Vortrage gezeigte Karten-, Profil- und Tabellenmaterial (in Auswahl) stützen und können im Texte nur knappe, dazu erforderliche Erläuterungen geben, sowie die Problematik der faziellen und tektonischen Verhältnisse der Dinariden nur abrißartig aufzeigen.

Gehen wir von der in Abb. 1 wiedergegebenen tektonischen Gliederung nach K. V. PETKOVIĆ, 1958—1963, aus; es ist ein Konzept, das sich aus den jahrzehntelangen Arbeiten dieses Autors in Jugoslawien entwickelt hat: Der Dinaridenkörper grenzt im N in einer alpin-dinarischen Grenzzone an die Ostalpen und im NE an die Pannonische Masse. Im E werden die Dinariden nach K. V. PETKOVIĆ durch das Zwischengebirge des Rhodopekristallins von den Karpato-Balkaniden getrennt. In letzteren konnte K. V. PETKOVIĆ in seinen früheren Arbeiten den aus den rumänischen Südkarpaten bekannten Deckenbau bestätigen, in letzter Zeit von B. MILOVANOVIĆ und seinen Schülern für Ostserbien bezweifelt; sehr dynamisch tritt dagegen A. CODARCEA mit anderen rumänischen Kollegen für den Deckenbau ein, wie auch neuerlich B. SIKOŠEK, M. RISTIĆ, S. DIVLJAN & A. ANTONOVIĆ, 1963, für Ostserbien.

In den Dinariden liegt außen die adriatische Masse, die als autochthon angesehen wird; sie führt eoazänen Flysch und oberkretazische Rudistenkalke, unterlagert von tieferem Mesozoikum und Jungpaläozoikum, wie die Bohrung von Rovinj gezeigt hat. Es folgt als weitere Außenzone über dieser adriatischen Masse die Učka-Decke, ebenfalls mit eoazänem Flysch und oberkretazischen Rudisten-

<sup>1)</sup> Anschriften der Verfasser: Dozent Dr. Boris SIKOŠEK, Mih. Gavrilovića 27, Beograd. — Univ.-Prof. Dr. Walter MEDWENITSCH, Geolog. Inst. d. Universität, Universitätsstraße 7, Wien.

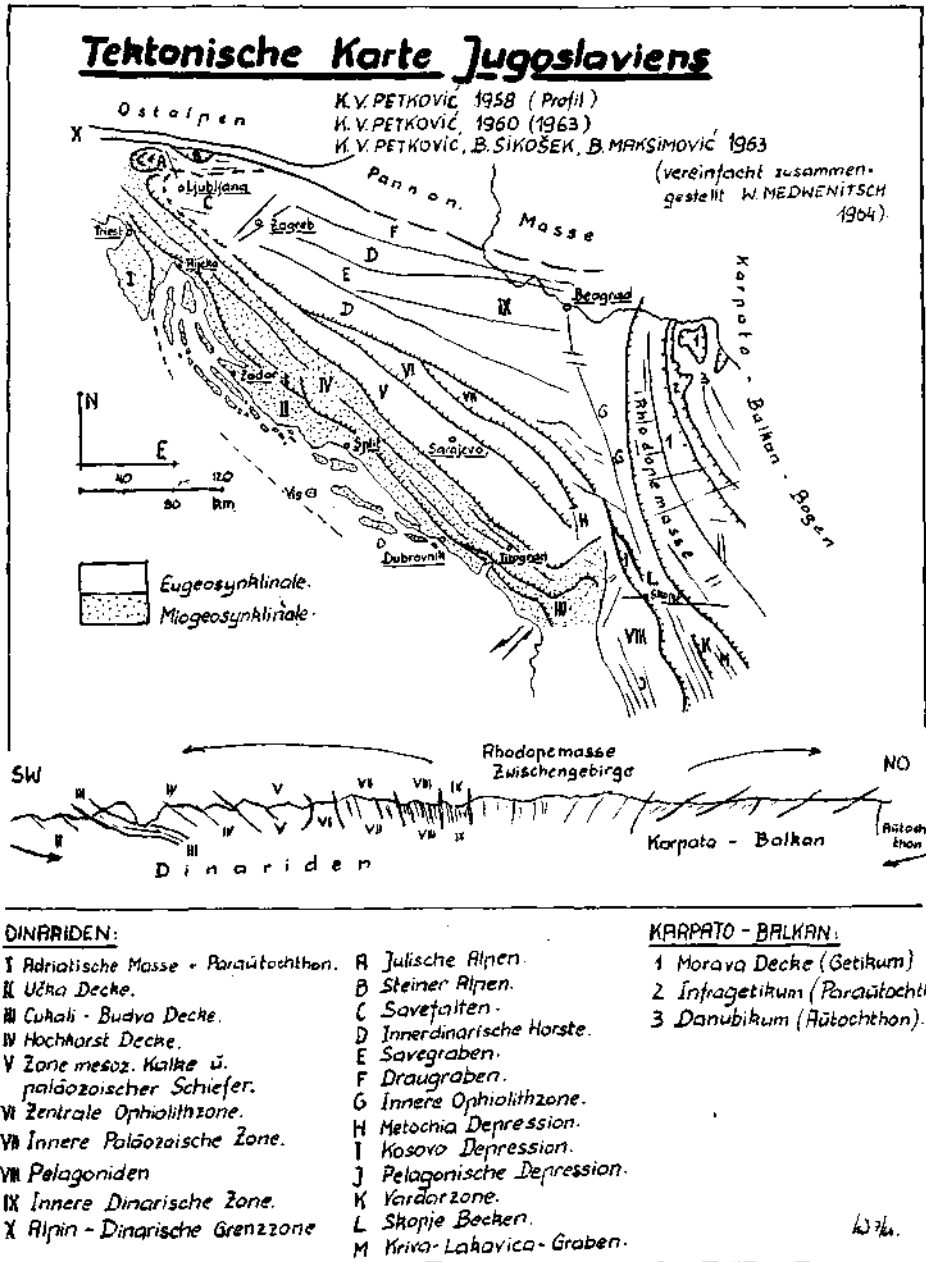
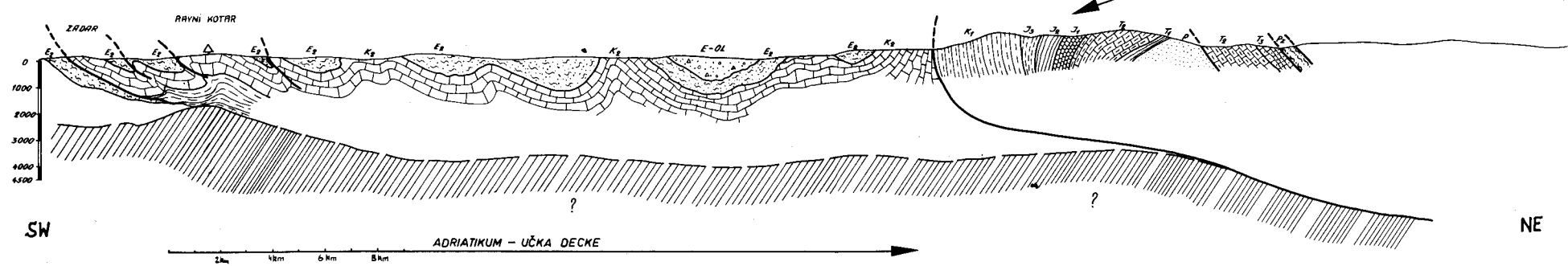


Abb. 1



PROFIL I : Zadar - Velebit (Profillänge ca. 50 km)

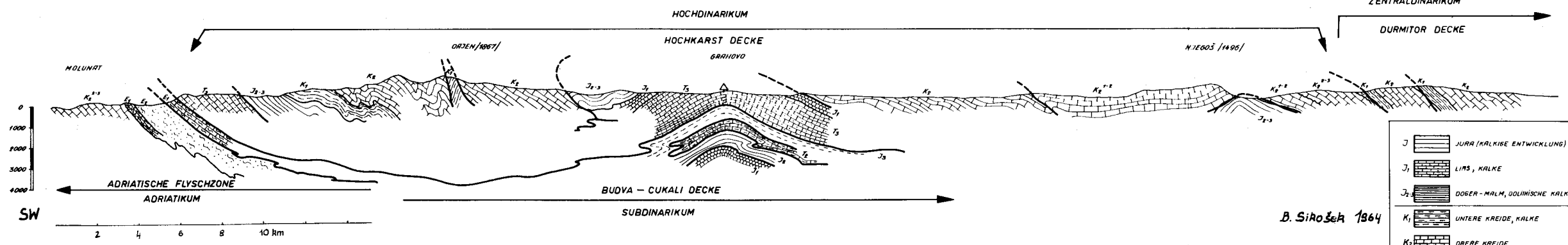


SIKOŠEK

E-OL	WILDFLYSCH (Promina Sch.)
E <sub>1</sub>	FORAMINIFERENKALKE/EOZÄN/
E <sub>8</sub>	FLYSCH/EOZÄN/
K <sub>2</sub>	OBERE KREIDE, RUDISTENKALKE
K <sub>1</sub>	UNTERE KREIDE, KALKE
J <sub>3</sub>	OBERE JURA, KALKE
J <sub>2</sub>	DOBER-MALM, DOLINISCHE KALKE u. MERGEL
J <sub>1</sub>	LIAS, KALKE u. HORNSTEINE
T <sub>3</sub>	OBERE TRIAS, KALKE + DOLOMITE
T <sub>2</sub>	MITTEL u. O. TRIAS, KALKE + DOLOMITE
T <sub>1</sub>	UNTERE TRIAS, SCHIEFER u. SANDSTEINE, MERGEL
P	PERM, SANDSTEINE
P <sub>2</sub>	KARBON, SANDSTEINE u. SCHIEFER
	ANHYDRIT
△	TIEFBOHRUNG

Abb. 3

PROFIL II : Molunat - Njegaš (Profillänge ca. 70 km)



B. Sirošek 1864

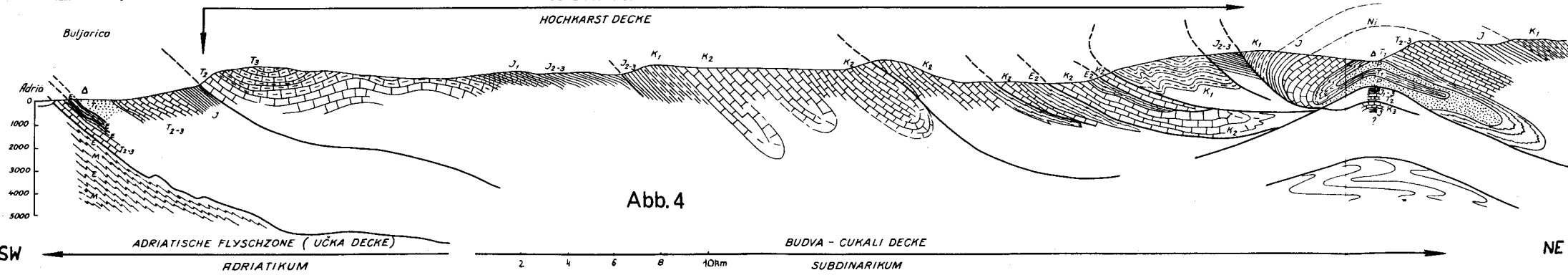
ZENTRALDINARIKUM

DURMITOR DECKE

J	JURA (KALKISE ENTWICKLUNG)
J <sub>1</sub>	LIAS, KALKE
J <sub>2-3</sub>	DOBER-MALM, DOLINISCHE KALKE
K <sub>1</sub>	UNTERE KREIDE, KALKE
K <sub>2</sub>	OBERE KREIDE
K <sub>3</sub>	OBERSTE KREIDE
T <sub>1</sub>	UNTERE TRIAS, SCHIEFER u. SANDSTEINE, MERGEL
T <sub>2</sub>	MITTELTRIAS, KALKE + DOLOMITE
T <sub>3</sub>	OBERE TRIAS, KALKE + DOLOMITE
T <sub>2-3</sub>	MITTEL u. O. TRIAS, KALKE + DOLOMITE
E <sub>2</sub>	FLYSCH (EOZÄN)
E <sub>1</sub>	FORAMINIFERENKALKE (EOZÄN)
E <sub>M</sub>	FLYSCH (EOZÄN-MIOZÄN?, MEZOZOIKUM?)
P <sub>3</sub>	D. PERM, SANDSTEINE u. KONGLOMERATE
PL	SANOE, PLIOZÄN
△	TIEFBOHRUNGEN

Abb. 4

PROFIL III : Buljarica - Nikšićka Župa (Profillänge ca. 65 km)



Zone, die Zone der innerdinarischen Horste und die innerdinarische Zone. Mesozoikum ist außen beherrschend, nach außen mit immer jüngeren Schichtgliedern; gegen innen ist ein Überwiegen paläozoischer Serien gegeben. Arbeiten der letzten Zeit haben gezeigt, daß nicht nur das Jungpaläozoikum, sondern auch das Altpaläozoikum in südalpiner Entwicklung (weitgehende Bezugspunkte zu den Abfolgen der Karnischen Alpen) vertreten ist. Im Mesozoikum ist vor allem die süd-alpine Entwicklung von Unter- und Mitteltrias auffallend. Mitteltrias bis Oberkreide zeigen eine fast durchgehende, kalkig-dolomitische Entwicklung als besonders auffälliges Charakteristikum, z. B. im Vergleich mit der Entwicklung in den Nördlichen Kalkalpen.

Im SE Jugoslawiens liegen die Pelagoniden, von K. V. PETKOVIĆ als großes Antiklinorium, als Erosionsfenster gedeutet; als pelagonisches Massiv durch die Vardarzone von der ähnlich gestalteten Rhodopemasse getrennt.

Die fazielle Abfolge entspräche der Aufeinanderfolge der einzelnen tektonischen Zonen; die orogenetische Verengung erbrachte einen Deckenbau, der von K. V. PETKOVIĆ und seinen Schülern initiativ vertreten wird. Die bisherigen Profile von K. V. PETKOVIĆ (vor allem 1958) zeigen eine intensive Verschuppung bei geringen Überschiebungsweiten, z. B. im Vergleich mit den Ostalpen oder den Karpaten. Es nimmt keineswegs wunder, daß in den letzten Jahren diese geringen Überschiebungsweiten zu einer Diskussion führten, ob in den Dinariden Deckenbau vorläge oder nicht. Die verneinende Antwort gaben vor allem Z. BEŠIĆ, B. ČIRIĆ, A. GRUBIĆ, B. MILOVANOVIC u. a. Diese Diskussion steht unter dem Motto: Deckenbau oder Schuppenbau, wobei für ersteren vor allem regionale Kriterien, für zweiteren Verhältnisse lokaler Bereiche ins Treffen geführt wurden.

In dieser Diskussion wurden unseres Erachtens die geologischen Verhältnisse Makedoniens ungenügend berücksichtigt. Haben doch unsere früheren Arbeiten (W. MEDWENITSCH 1956) ergeben, daß in Makedonien ein weitreichender Überschiebungsbau, daß im pelagonischen Massiv ein Metamorphiden-Fenster vorliegt, überschoben von den zentraliden Deckenelementen der Dinariden. In dieser Ansicht stand W. MEDWENITSCH lange Zeit allein, in letzter Zeit konnte sich B. SIKOŠEK den Gesichtspunkten, die für das Pelagoniden-Fenster sprechen, nicht mehr verschließen, da seine praktisch-geologischen Arbeiten der letzten Jahre weitere stratigraphische, petrographische und mineralogische Fixpunkte für diesen Überschiebungsbau erbrachten.

Es erscheint uns heute nur natürlich, daß der Deckenbau in Makedonien in seinen Konsequenzen für den Bau der Gesamtdinariden den jugoslawischen Kollegen zu weitreichend und überraschend war. Andererseits haben uns die geologisch-tektonischen Verhältnisse in Makedonien gezeigt, daß man den Schuppenbau und die geringen Überschiebungsweiten der Mittel- und Norddinariden als Oberflächenerscheinungen eines wesentlich großzügigeren und flachen Deckenbaues sehen muß, bestätigt in den bisherigen Tiefbohrungen, unterstrichen in der Berücksichtigung der orogenetischen Verengung der dinariden Geosynklinale.

Auch sollten wir nicht vergessen, daß in Jugoslawien ungeheuer viel zur geologischen Erforschung des Landes getan wird. Etliche tausend jugoslawischer Kollegen sind mit der Aufhellung geologischer Probleme (im weitesten Sinne des Wortes) befaßt, meist bei praktisch angewandter Fragestellung; da kann wohl die systematische, wissenschaftliche Auswertung aus Zeitmangel z. T. zu kurz kommen, obwohl die Bedeutung der Grundlagenforschung voll anerkannt wird.

### Tektonischer Abriss (siehe Abb. 2—5, 7)

In Abb. 2 ist eine tektonische Skizze Jugoslawiens von B. SIKOŠEK der bisherigen Ansicht (in Abb. 1) gegenübergestellt; es wurden die neuesten Daten berücksichtigt und die bereits bekannten und beschriebenen Zonen zu genetischen Einheiten zusammengefaßt. Diese Daten sind auch für die Skizze der tektonischen Leitlinien der Dinariden von W. MEDWENITSCH in Abb. 7 bestimmend, wobei auch eine regionale Übersicht versucht wird.

Es soll nun im folgenden getrachtet werden, die einzelnen Zonen kurz zu umreißen:

In Abb. 3—5 sind 4 Querprofile wiedergegeben, die auf neuerer praktischer Erfahrung fußen; die Lage der Profilschnitte ist in der Karte der Abb. 2 vermerkt. Diese Profile sind im Vergleich mit früheren Darstellungen überraschend, da die Tiefenbohrungen zeigten, daß der oberflächlich verstreute Überschiebungsbau gegen die Tiefe und gegen innen flacher wird.

Alle Profile geben guten Einblick in die Gliederung der dinarischen Außenzone (Externiden). Die Učka-Decke (oder Adriatische Flyschzone) liegt über einem Autochthon, dessen tiefermesozoische Anteile in Rovinj erbohrt wurden. In der Učka-Decke wird die Dominanz eines Sulfatkörpers (Anhydrite—Gipse) deutlich (siehe auch Abb. 6), in seiner Stratigraphie (Unterkreide—Jura, oder Permo-Skyth) noch fraglich, bei mechanischen Überlegungen zum Deckenbau der Dinariden aber wohl zu berücksichtigen. Die dinariden Externiden Jugoslawiens zeigen eine Zweiteilung gegenüber einer Dreigliederung in Griechenland (Präapulische Zone, Ionische Zone und Zone von Gavrovo; vom Liegend zum Hangend). Im südlichen Anteile Jugoslawiens scheint eine der in Griechenland identen Dreiteilung möglich (siehe Abb. 7).

Die Profile I—IV zeigen die besondere Breite des Adriatikums, das wir als Sammelbegriff für die 3 Außen-(Flysch-)Zonen vorschlagen. Wir sehen die intensive tektonische Verformung; diese ist innen, in der Nähe des Dinarikums, mit der Annäherung an die Hochkarstdecke am stärksten, mit einem aus Antiklinalen und Synklinalen hervorgegangenen Schuppenbau; gegen außen wird dieser von liegenden Falten aufgelöst, ganz außen (SW) in einem flachen Antiklinal- und Synklinalbau endigend.

Die Profile I—IV geben auch Einblick in die Interntektonik der Hochkarstdecke auf Basis der verschiedenen Tiefbohrungen. Im südlichsten Profil (III) ist auf das Auftauchen des Subdinarikums am Außenrande der Hochkarstüberschiebung ab Dubrovnik als Budva—Cukali-Decke besonders aufmerksam zu machen.

In Profil IV, durch Albanien und Makedonien, wird die Problematik des Dinaridenbaues besonders augenscheinlich: Die breiten Externiden, über denen in maximaler Entwicklung das Subdinarikum (Cukali—Budva-Decke und Merdita-Decke in Albanien) folgen; dieses Subdinarikum liegt nicht nur vor dem Hochdinarikum, an seiner SW-Front, sondern auch an seiner Rückseite (im NE) und ist als Rahmenzone der Peladoniden (Raduša-Decke) bis in die dinarische Narben-(Wurzel-)Zone (Vardarzone) zu verfolgen. Das Hochdinarikum des Profils IV besteht basal aus Resten der Hochkarstdecke und vor allem aus zentraldinarischen Decken mit Altkristallin (Ljuboten-Decke), Paläozoikum (Korab-Perister-Zone) und dinarischem Mesozoikum (Debar-Decke = Albanischer Hochkarst), deren Relikte auch in der innerdinarischen Narbenzone (Vardazone)

**PROFIL IV : Albanien - Makedonien. W. MEDWENITSCH 1964.**

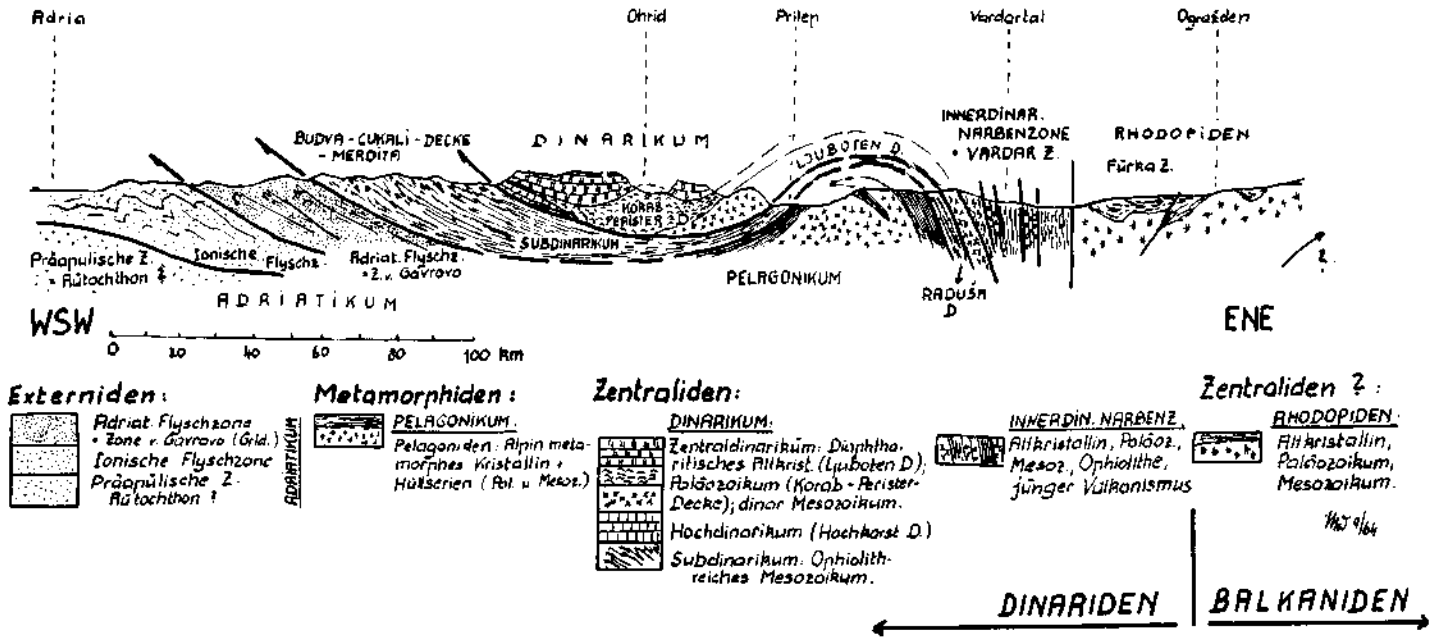


Abb. 5

Neue Daten zur Fazies und Tektonik der Dinariden



existent sind. Unter Sub- und Hochdinarikum die Kuppel der alpin-regional-metamorphen Pelagoniden, mit Graniten und Gneisen, Parahüllserien und mesozoischen Hüllserien. Die steil stehenden, mannigfaltigen und relikartigen Schichtglieder der Vardarzone (innerdinarische Narbenzone) trennen die Dinariden vom Kristallin der Rhodope, in dem eine stärker durchbewegte Furkandzone mit mehr Paraserien und Paläozoikum regional abtrennbar erscheint. Metamorphes Mesozoikum und bedeutende alpine Tektonik im bulgarischen Hauptanteil des Rhodopekristallins scheinen dafür zu sprechen, daß dieses als Zentraliden der Balkaniden (L. KOBER, 1952) und nicht als Interniden (Zwischengebirge) im Sinne von L. KOBER, 1932 und K. V. PETKOVIĆ, 1963 zu deuten wäre. Es soll auch mit Freude vermerkt werden, daß die Arbeiten von I. I. BELOSTOJKII, 1964/64 in Albanien die tektonischen Leitelemente Makedoniens (dargestellt auf Profil IV/Abb. 5 und auf Karte der Abb. 7) in Albanien weiterverfolgen und bestätigen konnte. Damit setzt dieser russische Kollege den Beginn eines Lösens vom wirklichkeitsfremden MURATOVSCHEM Balkankonzept, das keinen Deckenbau, dafür aber nur Horstantiklinorien und Senkungszone kennt.

### Der alpine Zyklus in den Dinariden (siehe Abb. 6):

In Abb. 6 wurde versucht, nach dem heutigen Kenntnisstande Daten zum alpinen Zyklus in den Dinariden, Daten zum geosynklinalen wie orogenen Stadium, tabellarisch zu erfassen, um die Grundzüge ohne viel Worte deutlich werden zu lassen, obwohl die Dichte der Daten in den einzelnen Bereichen sehr unterschiedlich ist und sie oft auch sehr lückenhaft sind. Doch ein Anfang muß einmal gewagt werden.

In den beiden ersten Abschnitten sind Sedimentation, in Entwicklung wie in Mächtigkeit, und Magmatismus zusammenfassend gegenübergestellt. Die im Vortrage gezeigten 5 Schichtfolge-Tabellen wurden hier eingebaut, um den Darstellungsrahmen nicht zu überschreiten; sie sollen aber in einer späteren Publikation vorgelegt werden. Für die Zusammenstellung dieser Schichtfolge-Datensammlung haben wir Herrn Doz. Dr. D. VESELINOVIĆ (Beograd) unseren aufrichtigsten Dank zu sagen.

Nun zu den besonderen Merkmalen der einzelnen Zonen:

**Adriatikum:** In dieser in Jugoslawien zweigeteilten Externidenzone (Učka-Decke und tieferes Autochthon) ist die Schichtfolge sehr gleichförmig, mit geringfügigen Änderungen im und quer zum Streichen. Vor allem im Mittelabschnitt liegen vor der Stirne der Hochkarstdecke (Velebitprofil) Prominaschichten mit z. T. wildflyschartigen Breccien, die nicht nur oberes Eozän, sondern auch Oligozän umfassen. Typische Flyschentwicklung liegt nur im Eozän vor: Dieser Flysch wird von innen gegen außen jünger, wie dies neuere Arbeiten in Istrien gezeigt haben. Diese Erscheinung ist ein regionales Phänomen, da in

Sedimentite:	Solnar (Anhyd., Gips)	Karbonatite	Klastite	Gemächte Ecker (Luffagen, Klastisch, kalkstreich)
Magmatite:	Neutral (subaquatisch); Andesite, Diabase etc.	Granite (intra)	Granite - Granodiorite	initialer Kalkanomie (Diabase, Melaphyre).
Effluvia:	basaltisch - ultrabasaltisch (Gabbro etc.)	Granite	Granodiorite	
Intrusiva:	basaltisch - ultrabasaltisch (Gabbro etc.)	Granite	Granodiorite	
Tektonische	Öffnung in Verwerfungen     Kompression auf Brichen     Flenszereröffnungen in Überschiebungen Überschiebungen     Überschiebungen in den Abenteilen Formations     Faltung			
Lithotype:	F = Flyschide Sed - Flysch     DM = Diabase-Hornstein-Formation     Basal-Horizonte     = Flyschvorkommen     = Basimide Schiefer.			
	RM = Regionalmetamorphose.     KM = Kontinentalmetamorphose.     DB = Bas. intensive mechanische Durchbewegung.			

Legende zu Abb. 6



Griechenland der Flysch in der innersten Zone von Gavrovo bis in das Eozän reicht, in der nächstäußeren Ionischen Zone bis Oligozän und in der ganz außen liegenden Präapulischen Zone wahrscheinlich bis Miozän (J. AUBOUIN, 1960). Das Wandern der Flyschserien von innen gegen außen geht also parallel mit dem Jüngerwerden.

Unter dem Flysch des Adriatikums liegen eozäne und paleozäne Foraminiferenkalke, z. T. mit Glanzkohlen (Labin, Raša/Istrien). Die Oberkreide ist vor allem durch Rudistenkalke und -dolomite vertreten, die Unterkreide durch Kalke, Dolomite und Breccien mit Requienien. In diesem Horizonte scheinen die Anhydrite beheimatet, wie Mikrofaunen aus mergeligen Zwischenschichten anzuzeigen scheinen. Jedenfalls wäre ein Salinarhorizont in der Unterkreide oder im Oberjura in der mediterranen Geosynklinale ziemlich ungewöhnlich. Auch ist in diesem Zusammenhange die Frage zu erörtern, ob es sich bei diesen Anhydriten und Gipsen um primäre Präzipitate handelt oder ihre Entstehung durch Metasomatose erklärt werden könnte; die detailmineralogische Untersuchung ergab bisher keine eindeutige Beantwortung dieser Frage. Auf jeden Fall ist das Alter dieser Anhydrite und Gipse nicht eindeutig sichergestellt, da Dr. W. KLAUS (Wien) bei der Untersuchung einer Anhydritprobe aus der Bohrung Olib 2 permische Pollen fand, was die permo-skythische Altersstellung dieses Horizontes, vertreten durch die italienischen Geologen, bestätigen könnte. Jedenfalls werden weitere pollenanalytische Untersuchungen wesentlich zur Klärung dieser Frage beitragen können.

Als besonders charakteristisch für diese Zone wäre hervorzuheben: Flysch erst ab Eozän! Tieferes Eozän—Paleozän—Unterkreide sind kalkig. Beheimatung eines mächtigen Anhydritkörpers in dieser Externzone. Die tiefermesozoische Schichtfolge (Jura, Trias) und Perm wurden im Autochthon in der Bohrung von Rovinj durchfahren.

**Pelagonium:** In diesem Metamorphidenbereich — wir gebrauchen die Definition der Orogenstämme von L. KOBER — sind die Gneis-Granit-Kerne, umgeben von Paraserien und von mesozoischen Hüllserien zu unterscheiden. Absolute Altersdatierungen von G. DELEON, S. GOJKOVIĆ, M. VUKASOVIĆ, 1961 haben ergeben, daß man mit kaledonischem und variszischem Kristallin sowie vielleicht auch mit mesozoischen Graniten rechnen muß. Das pelagonische Kristallin ist von Paraserien (Biotitschiefer, Paragneise, Amphibolite, Konglomeratgneise) umhüllt, wahrscheinlich metamorphem Paläozoikum; ähnlich dem „Alten Dach“ in den Hohen Tauern (Ostalpen). Darüber folgen Serizitquarzite, die die Paläozoikum—Mesozoikum-Grenze markieren dürften. Triadisch dürften Kalk- und Dolomitmarmore (Pletvarmarmor) sein; über ihnen folgen Kalkglimmerschiefer und Kalkphyllite sowie höhere, sandige Kalkphyllite und Feinbreccienfolgen mit Konglomerathorizonten, die in ihrem Gesamtserienbestande sehr an die Bündnerschiefer der Obst- und Westalpen erinnern; Unter- und Oberkreide sind durch Fossilfunde markiert.

Als besonderes Charakteristikum ist die in absoluten Altersbestimmungen erfaßbare einheitliche alpine Metamorphose von Kristallin und Hüllserien, vor allem in der Kreide, hervorzuheben.

**Subdinarikum:** Dieses ist am Außenrande des Dinarikums (Hochkarstdecke) am besten als Cukali-Budva-Decke und in Albanien als Merdita-Decke bekannt, bereits den Zentraliden zuzuzählen. Die Schichtfolge umfaßt hier süd-alpine Werfener Schiefer mit jungpaläozoischen Geröllen, südalpine Mitteltrias

mit Porphyriten, obertriadische Kalke und Dolomite, im Malm oolithische Hornsteinkalke und Kalke mit Nerineen und Ellipsactinien sowie Flysch in Oberkreide—Eozän.

Zum Subdinarikum am NE-(Rück-)Rande des Dinarikums zählt die bisher so benannte Zentrale Ophiolithzone, mit „Diabas—Hornstein-Formation“ und flyschoiden Serien in Trias und Jura, mit Oberkreide (z. T. in Flysch-Entwicklung).

Der subdinarische Rahmen der Pelagoniden (Raduša-Decke und Westteil der Vardarzone) zeigt in lückenhaftem, relikartigem Umfange skythische Schiefer, triadische Kalke, „Diabas—Hornstein-Formation“ und flyschoiden Serien, Lias-, Dogger- und Malmkalke, jurassische „Diabas-Hornstein-Formation“, Unter- und Oberkreideflysch sowie in Becken stark vulkanisch verseuchtes Paläo- und Neogen.

In diesem Subdinarikum ist vor allem die Vergesellschaftung von Ophiolithen und Hornsteinkalken in Trias und Jura sowie das Auftreten flyschoider Serien schon in Trias und im Jura, von Flysch in Unter- und Oberkreide besonders auffällig.

**Hochdinarikum:** In diesem sind die geosynklinalen Verhältnisse der Dinariden am besten zu erkennen, vergleichbar mit den Nördlichen Kalkalpen. Auf Grund der Unterschiede im Gesamtserienbestande läßt sich die Hochkarstdecke von den zentraldinarischen Decken trennen.

**Hochkarstdecke:** Stellenweise basal (z. B. im Velebitprofil) marines Oberkarbon und Perm, vergleichbar mit der Entwicklung in den Karnischen Alpen. Dieses auch in Geröllen in Konglomerathorizonten des Skyth. Permo-Skyth: Gipse—Anhydrite. Skyth: Südalpine, zweigeteilte Werfener Schichten (Seiser-, Campiler Schichten). Mitteltrias: Anisische Hallstätter Kalke (Hambulog-Kalke) und reichgegliederte südalpine Entwicklung, z. T. klastisch-tuffigen. Die karnische Stufe ist durch Mergel und Dolomite, weniger durch klastische Sedimente charakterisiert. Sonst ist die Obertrias kalkig-dolomitisch entwickelt. Rhät—Lias sind nur stellenweise mergelig-tonig angedeutet; normal sind Kalke, Lithiotis- und Ammonitenkalke. Im Dogger finden wir Riffkalke und nur im S (Crna Gora) bituminöse Kalke. Malm und Neokom sind kalkig-dolomitisch entwickelt; die Oberkreide führt Rudistenkalke, in der höheren Oberkreide und auch im Eozän stellenweise Flysch.

Faziesunterschiede sind wohl bekannt, aber in ihrer regionalen Verbreitung sowie in ihrem Verhältnis zu den einzelnen tektonischen Komplexen innerhalb der Hochkarstdecke noch nicht systematisch verfolgt und ausgewertet. Jedenfalls gibt die regionale Verteilung von höherem Oberkreide- und Eozänflysch bisher deutliche Anhaltspunkte für zeitliche Unterschiede im N-, Mittel- und S-Abchnitt der Hochkarstdecke sowie in ihren tektonischen Untereinheiten.

Hervorstechend in der geosynklinalen Entwicklung der Hochkarstdecke wie im Hochdinarikum überhaupt: Die fast durchgehend kalkig-dolomitische Entwicklung des Mesozoikums, wobei Karn, Rhät—Lias, Unter- und Oberkreide nur stellenweise klastisch entwickelt oder die klastischen Horizonte nur angedeutet sind.

**Zentraldinarische Decken:** Zu diesen zählt im S- und Mittelbereich der Dinariden die Durmitordecke wie der Bereich der Savefalten im N; sie zeigen eine mit der Hochkarstdecke fast idente Schichtfolge und schließen mit höher-oberkretazischem Flysch ab.

Die Zone mesozoischer Kalke und paläozoischer Schiefer zeigt bis Lias wiederum eine der Hochkarstdecke sehr ähnliche Entwicklung; im höheren Jura macht sich allerdings die „Diabas—Hornstein-Formation“ deutlich bemerkbar. Bestimmend sind hier wie in der inneren paläozoischen Zone Alt- und auch z. T. marines Jungpaläozoikum, mit guten Vergleichspunkten zu den Serien der Karnischen Alpen. Die innere paläozoische Zone zeigt im Oberjura noch flyschoide Serien und wiederum „Diabas—Hornstein-Formation“.

Gegen innen folgt die Zone der innerdinarischen Horste, zum Großteil im Bereiche von Save und Draugraben abgesenkt und verhüllt von Neogen; mit Altkristallin (sicher z. T. variszisch), mit Paläozoikum und Mesozoikum (vor allem Trias und Jura) in der schon geschilderten Entwicklung der Hochkarstdecke, soweit bisher bekannt.

In den N-Dinariden, in Slowenien liegen die höchsten Elemente der zentraldinarischen Decken vor. Faziell wie tektonisch sind die präjulische Zone (Poresenzone), die dem Hochdinarikum im Ternovener Wald überschoben ist, Julische und Steiner Alpen sowie die höchsten Elemente in den S-Karawanken zu unterscheiden. Die Trias zeigt südalpine Entwicklung: Zweigeteilte Werfener Schichten, die Mitteltrias entweder rein dolomitisch (Mendola-Dolomit, z. B. zentrale Julische Alpen) oder kalkig mit Tuffen und Vulkaniten (z. B. Südkarawanken), zonenweise Raibler Schichten, Hauptdolomit und Dachsteinkalke einander vertretend in der Obertrias, im Lias Crinoiden- und Ammonitenkalke sowie Fleckenmergel, im Dogger-Malm oolithische, brecciöse, z. T. Hornstein-führende Kalke, im Malm Aptychenbreccien, in der Unterkreide Hornstein-führende Plattenkalke, in der Oberkreide Scaglia sowie in den höheren Anteilen Flysch.

**Innerdinarische Narbenzone:** Lückenhafte, stark tektonisch mitgenommene und reduzierte Reliktfolgen von Altkristallin, von vielleicht variszischen Peridotiten, von Paläozoikum, von sub- und hochdinarischem Mesozoikum. Auffallend ist das starke Hervortreten von „Diabas-Hornstein-Formation“, von basischen Vulkaniten und Intrusiven (Serpentinitkörper). Dazu kommt ein oberkretazisch-tertiärer granodioritischer Plutonismus und ein starker, jungtertiärer subsequenter Vulkanismus. Flyschoide Serien sind aus dem Jura, Flysch aus Unter- und Oberkreide beschrieben worden.

Nun noch kurze Erläuterungen zu den übrigen Abschnitten der Abb. 6: Auch der **M a g m a t i s m u s** charakterisiert die Großzonen der Dinariden:

Aus dem Adriatikum sind nur von wenigen Punkten melaphyrische Gesteine bekanntgeworden, die auf initialen Vulkanismus hinweisen. Auch im Pelagonikum hat man durch Grünschiefer in den höheren, mesozoischen Hüllserien Anhaltspunkte für einen initialen Vulkanismus. Ein jurassisch-kretazischer Granit-Plutonismus wäre für das Pelagonikum nicht auszuschließen; in den pelagonischen E-Bereichen greift aus der Vardarzone (innerdinarische Narbenzone) jungtertiärer subsequenter Vulkanismus über. Das Subdinarikum zeigt nur in der Cukali-Budva-Decke porphyritischen (Mitteltrias), sonst melaphyrischen initialen Vulkanismus im Jura. Der Bereich des Hochdinarikums in der Hochkarstdecke zeigt fast keinen Magmatismus, höchstens an wenigen Punkten initiale Porphyrite der Mitteltrias; die zentraldinarischen Decken sind durch mitteltriadische initiale Porphyrite gekennzeichnet; dazu kommen in den mehr inneren Zonen initiale Melaphyre und in den Bereichen intensiver posttektonischer Zerstückelung (z. B. Savefalten) neogener, subsequenter Vulkanismus. In der innerdinarischen Narbenzone spiegelt sich das reiche tektonische Geschehen auch im

Magmatismus deutlich wieder: Im Jura basische Intrusionen (serpentinisierte Peridotitkörper) und basische Vulkanite aller Varietäten; Kreide—Tertiär: posttektonische Granodiorite; im Neogen ist subsequenter Vulkanismus weit verbreitet, Bringer zahlreicher Lagerstätten, mit Trachyandesiten—Dazitene beginnend und Basalten (Pliozän) endigend.

In einer weiteren Spalte sind bestimmte lithologische Komplexe hervorgehoben:

Wir wissen schon, daß Flysch im Adriatikum nur im Eozän vertreten ist; in seinem Liegenden ein markanter Bauxithorizont, ebenso im Hangenden, an der Grenze zu den Promina-Schichten. Das Subdinarikum zeigt flyschoiden Serien in Trias—Jura, Flysch in Oberkreide—Eozän; besonders charakteristisch für Teile des Subdinarikums ist die weite Verbreitung der „Diabas—Hornstein-Formation“. Die Hochkarstdecke zeigt höher-oberkretazischen und eozänen Flysch; die zentraldinarischen Decken haben oberkretazischen Flysch und zeigen in der Zone mesozoischer Kalke und paläozoischer Schiefer sowie in der Inneren paläozoischen Zone weit verbreitet „Diabas—Hornstein-Formation“ (Trias und vor allem Jura), z. T. begleitet von flyschoiden Serien. Die tektonisch am stärksten beanspruchte innerdinarische Narbenzone zeigt in Jura und Kreide immer wieder flyschoiden Serien, „Diabas—Hornstein-Formation“ und Flysch.

Zwei Zonen fallen durch frühe Bewegungen schon im Jura und vor allem in der Kreide auf: Subdinarikum und innerdinarische Narbenzone; der dazwischen liegende Raum des Hochdinarikums zeigt deutlich spätere Bewegungen, die erst im Eozän das Adriatikum erreichen.

Embryonale orogenetische Bewegungen finden zweifellos schon im Jura statt, verstärkt im Oberjura; wesentlich sind in den Dinariden, vor allem im Pelagonikum, weitreichende voroberkretazische Bewegungen, die auch in der Oberkreide fortsetzen, besonders deutlich in der höheren Oberkreide. Ebenso wichtig ein Maximum der Bewegung in der „laramischen Phase“. Subdinarikum, die inneren zentraldinarischen Decken und die innerdinarische Narbenzone zeigen besonders starke mechanische Durchbewegung, die sich in einem besonders reichen kleintektonischen Formenschatz äußert. Alpine Regionalmetamorphose ist nur auf das Pelagonikum beschränkt. Kontaktmetamorphose ist an den alpinen Magmatismus gebunden, gehäuft in der innerdinarischen Narbenzone.

Wir stellen die Diskussion der Faziesverteilung an den Schluß dieses Abschnittes, nachdem wir die Tabelle in Abb. 6 umreißen konnten. Das Adriatikum liegt außen, extern; das ist eindeutig. Daran müssen sich primär die Metamorphiden im Pelagonikum anschließen, charakterisiert durch ihre alpine Regionalmetamorphose; wenn man die Pelagoniden nahe der Vardarzone als Erosionsfenster betrachtet, wie dies allgemein geschieht, ist die Regionalmetamorphose nicht zu erklären und außerdem werden die Zusammenhänge des sedimentären und magmatogenen Geschehens im Dinarikum, die die Tabelle in Abb. 6 klar ausweist, auseinandergerissen.

Wenn wir die Fazieszusammenhänge überlegen, so darf man die orogene Verengung nicht außer acht lassen. E. SPENGLER hat in klassischer Weise am Beispiel der Nördlichen Kalkalpen die tektonische Verkürzung dieses ostalpinen Raumes durch Abwicklung des tektonischen Erscheinungsbildes rekonstruiert und kam zu einer Verengung von über 1 : 4. Wir haben an Profilen durch Crna Gora diese Rekonstruktion, bei sehr vorsichtiger Beurteilung der Überschiebungsweiten und bei vorsichtigem Einschätzen der Faziesübergänge, durch verschiedene Zonen, vom

Adriatikum bis zur Durmitordecke versucht und kamen zu einer tektonischen Verengung von etwa 1 : 3. Es wird gegen diese Rekonstruktionsart immer eingewendet, daß es nicht sicher wäre, nach welcher Richtung die Bewegung tendiert und nach welcher Richtung man abwickeln soll? Doch zeigen die in den Dinariden alle tektonischen Zonen durchwandernden „Flysch“-Tröge ein generelles Bewegungsbild von innen nach außen, von NE nach SW! Andererseits sollten wir uns bewußt sein, daß die tektonische Verengung nicht in allen Zonen gleich groß ist; sie ist in leichter verformbaren, plastischeren Zonen stärker als in Gebieten mit starrerem Karbonat-Folgen.

Wenn wir die primäre Raumbeanspruchung des breiten Adriatikums berücksichtigen, dann ist der Raum nicht mehr vorhanden, um das breite Dinarikum mit seinen einzelnen Decken und seinen einzelnen Schuppen unterzubringen. Jedenfalls ist das Adriatikum weit vom Dinarikum überfahren, wie es die Fenster der Zone von Gavrovo unter der Olonos—Pindos-Zone in Griechenland zeigen. Daran schließt sich das Pelagonikum, verhältnismäßig autochthon, dem Sub- und Hochdinarikum folgen; da befinden wir uns bereits im Bereiche der heutigen innerdinarischen Narbenzone.

Wir glauben gezeigt zu haben, daß bei Beurteilung der Faziesabfolge der Dinariden die genetischen Zusammenhänge der einzelnen Zonen im Gesamttraum und im Gesamtmesozoikum sowie die primäre Raumbeanspruchung berücksichtigt werden müssen. Wir stehen mit unserem Ergebnis auch im Widerspruch zu den Ergebnissen von J. AUBOUIN & J. H. BRUNN, 1960, und ihrer Schüler, die auch in der tektonischen Abfolge mehr oder minder die primäre Faziesabfolge sehen. Nach diesem Bilde sollte an die Präapulische Zone, die Ionische Zone und die Zone von Gavrovo (= Adriatikum) anschließen; weiter folgen würden die Olonos—Pindos-Zone (= Subdinarikum), die Parnass-Zone (= Hochdinarikum), die Subpelagonische Zone, die Pelagonische Zone und die Vardarzone. Außen ist die Olonos—Pindos-Zone bis zu 80 km weit über die Zone von Gavrovo überschoben. Innen wird nur mit kleinen Überschiebungsbeträgen gerechnet. Unserer Meinung liegt da ein Mißverhältnis vor. Dazu kommt, daß bei diesen Arbeiten der französischen Kollegen für die Faziesverhältnisse den Gegebenheiten im Höheren Mesozoikum (Oberkreide) zu große Bedeutung beigemessen wird, da doch dabei der voroberkretazische „Umbruch“ nicht voll berücksichtigt wird.

#### Ausblick (siehe Abb. 7).

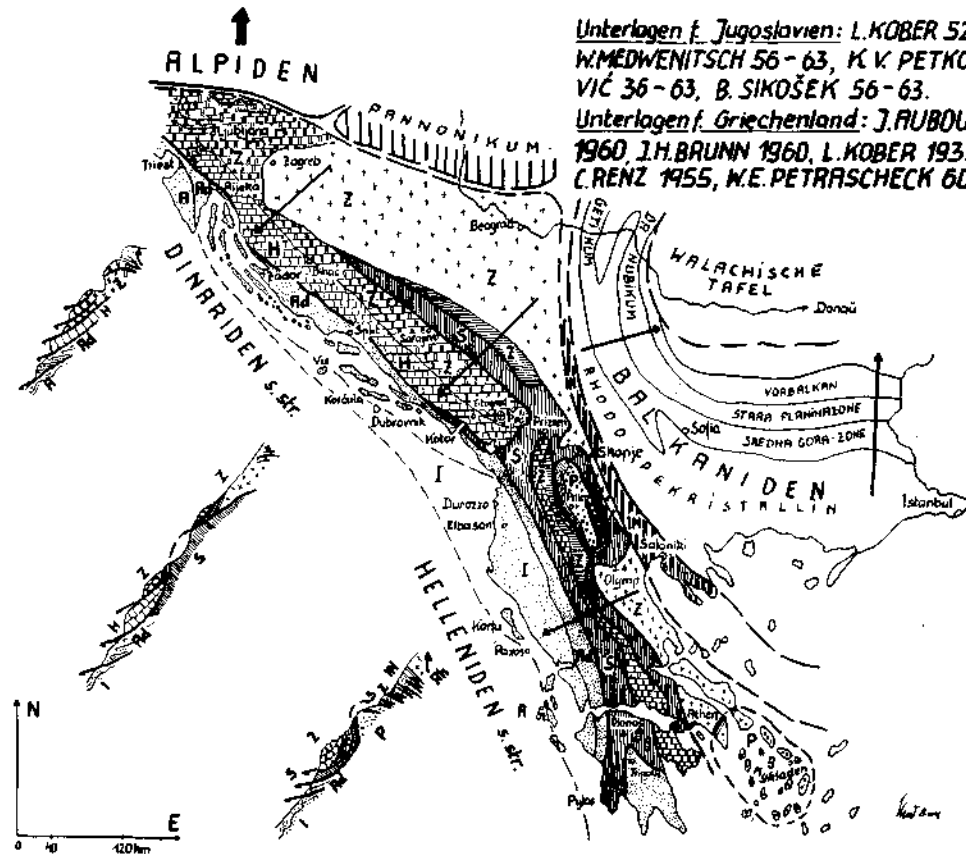
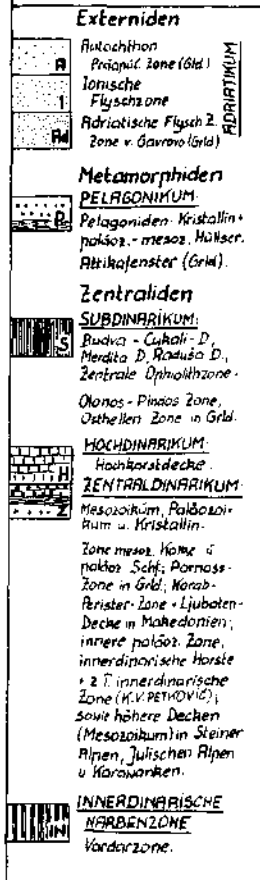
In Abb. 7 haben wir die tektonischen Leitlinien der Dinariden unter Berücksichtigung der regionalen Verhältnisse zusammengefaßt. Klar hebt sich die breite Externzone ab, in Jugoslawien wahrscheinlich nur zweigegliedert, in Griechenland jedoch dreigliedert. Das Adriatikum zeigt in seinen höchsten und innersten Elementen die stärkste Durchbewegung, die gegen außen abklingt.

Metamorphiden liegen im Pelagonikum vor. Die Pelagoniden zeigen als einziger dinarider Gebirgsstamm aufsteigende, alpine Regionalmetamorphose. Sie treten in einem tektonischen Fenster als kuppelförmige Aufragung zutage, um die sich allseitig die dinarischen Decken schließen. In Griechenland liegen im Raume des Attikafensters ebenfalls Metamorphiden vor.

Das Subdinarikum bildet den Rahmen der Pelagoniden; es findet sich weiters an der Stirnfront des Hochdinarikums (in Albanien Merdita-Decke, in Griechenland Olonos—Pindos-Decke) sowie im Dinaridenkörper, zwischen den zentral-

# DIE TEKTONISCHEN LEITLINIEN DER DINARIDEN

W. MEDWENITSCH 1964



Unterlagen f. Jugoslavien: L. KOBER 52, W. MEDWENITSCH 56-63, K. V. PETKOVIĆ 36-63, B. SIKOŠEK 56-63.  
 Unterlagen f. Griechenland: J. AUBOUIN 1960, J. H. BRUNN 1960, L. KOBER 1932, C. RENZ 1955, W. E. PETRASCHECK 60.

Abb. 7



dinarischen Decken als langgestreckte fensterförmige Aufragung mit achsialem NW-Abtauchen. Das Subdinarikum ist durch seine reiche Ophiolithführung besonders gekennzeichnet. Das Hochdinarikum zeigt am besten den Typ der Dinaridengeosynklinale bei vorherrschend karbonatischer Entwicklung im Mesozoikum. Die Basis bilden paläozoische Zonen, den Kern Altkristallin. Das Hochdinarikum zeigt oberflächlich verstreute Überschiebungsbahnen, in der Tiefe aber einen wesentlich flacheren Überschiebungsbau, wie unsere Profile zeigen. Ergänzend soll auf den prächtigen Überschiebungsbau im N Jugoslawiens hingewiesen werden, der von uns profilmäßig nicht erfaßt werden konnte: Auf den Überschiebungsbau, der die Tektonik Sloweniens charakterisiert, vom Ternovener Wald bis zu den Karawanken; auf den Überschiebungsbau, der den Lagerstättenbereich von Idria (I. MLAKAR, 1964) bestimmt. Deckenbau ist nicht nur ein Sonderfall des W—E-Alpen-Orogens; er ist bestimmend für den orogenen Bauplan und so auch für die Dinariden!

Die alpin-dinarische Grenzzone trennt die südbewegten Dinariden von den nordbewegten Alpen. Die innerdinarische Narbenzone ist Wurzelzone für die dinarischen Decken und Grenzzone zu den südost—ost—nordost-bewegten Karpato-Balkaniden. Von dieser Innenzone geht die Bewegung aus, setzt embryonal früh ein. Das Wandern der Bewegung von innen nach außen wird am Wandern der „Flyschtröge“ deutlich; es ist daraus abzuleiten, daß die Schichtserien gegen außen immer jüngere Abfolgen zeigen. Das Wandern der Tektonik zeigt, daß man im Bewegungsablauf vom Prinzip der Winkeldiskordanz und der Phasengleichzeitigkeit abkommen muß. Der Bewegungsablauf der Orogenese ist an den großen Faziesumstellungen weit besser abzulesen und ist durch seine Beziehung zu Raum und Zeit bestimmt. Eine orogene Phase im STILLESchen Sinne ist der Augenblick in „Momentaufnahme“, in dem ein Bewegungsimpuls, eine Bewegungswelle einen bestimmten Raum zu einem bestimmten Zeitpunkt durchschreitet.

Wir sehen, daß „Flysch“ sensu latissimo bestimmte Bewegungsstadien in der Orogenese kennzeichnet und in den Dinariden aus den zentralen, nach außen fortschreitenden Einheiten auf die Externbereiche übergreift und nicht auf diese beschränkt ist, wie es der Ostalpenbau zu zeigen scheint. Das Wandern faziiell abstechender Räume in Beziehung zu Raum und Zeit gibt uns, nicht nur im regionalen Bilde, eindeutige Aussage über die Hauptvergenz.

Eine Trennung der Dinaridengeosynklinale in eu- und miogeosynklinale Bereiche, wie von K. V. PETKOVIĆ nach dem Schema der tektonischen Karte Europas versucht, erscheint uns nicht so leicht generell möglich, da sich der Charakter der Geosynklinale zeitlich und räumlich ändert und gewisse Geosynklinallstadien nicht immer an gewisse Formationen und Räume gebunden sind.

Wir versuchten zu zeigen, daß auch in den Dinariden eine Stammesgliederung in Externiden, Metamorphiden und Zentraliden im Sinne von L. KOBER gut möglich ist. Es liegt auf der Hand, daß wir in den Dinariden Analogien zum alpinen Nordstamm, in den West- und Ostalpen, in den Karpaten finden. Es liegt nahe, das Adriatikum mit dem ostalpinen Flysch + Helvetikum zu vergleichen. Ebenso das Pelagonikum mit dem Pennin in Hohen Tauern, Unterengadiner Fenster und in den Westalpen. Das Subdinarikum zeigt große Ähnlichkeiten zum Unterostalpin, speziell zur Aroser Schuppenzone; das Hochdinarikum mit Kristallin, Paläozoikum und vorherrschendem Mesozoikum deutliche Konvergenzen zur ostalpinen Decke.

Nord- und Mitteldinariden zeigen die höheren dinarischen Elemente. Die höchsten dinarischen Einheiten in Slowenien sind dinarid; die faziellen Divergenzen reichen nicht aus, die Südalpen von den Dinariden zu trennen und die Südalpen unter der Ungarischen Tiefebene verschwinden zu lassen, wie es M. RICHTER 1962 bei Überschätzung gewisser tektonischer Linien wieder einmal versucht hat. An der Linie von Peč, bisher als Scharung, als tiefreichende Querstruktur gedeutet, tauchen die tieferen Elemente der Dinariden auf. Diese Grenze zwischen Nord- und Süddinariden, diese Grenze zwischen Dinariden s. str. und Helleniden s. str. ist mit L. KOBER mit der Rheinlinie, an der die höheren Ostalpen über den tektonisch tieferen Westalpen liegen, vergleichbar. Ist für die Dinariden s. str. das Dinarikum charakteristisch, so sind es für die Helleniden Subdinarikum und Pelagonikum.

Abschließend möchten wir unserer Hoffnung Ausdruck geben, daß dieses hier skizzierte Baubild der Dinariden zu neuen Überlegungen, zu neuen Arbeiten und zur Diskussion anregt. Wir sind der Meinung, daß es der derzeitige Forschungsstand in den Dinariden zuläßt und erfordert, von einer beschreibenden zu einer genetischen Zonengliederung zu kommen.

#### 6. Literaturabris

Da die Literaturliste besonders streng erfolgen muß, machen wir auf folgende Referatorgane aufmerksam, in denen die meisten Arbeiten, die Jugoslawien betreffen, laufend referiert werden:

- Dokumentationsdienst, Geo-Wissenschaften, erscheint monatlich in ca. 200 Karteikarten. — Bergakademie Freiberg.
- Zentralblatt für Geologie usw., Schweizerbart'sche Verlags-Buchhandlung, Stuttgart.
- Anić, D.: Jura i kreda Biokova. — Geol. Vjesnik, Zagreb 15 (1962).
- Aubouin, J.: Essai sur l'ensemble italo-dinarique et ses rapports avec l'arc alpin. — Bull. Soc. Géol. de France, Paris 2 (1960) 4, 487—526.
- Beck-Manager, P., & Mitarbeiter Braumüller, E.: Geologische Übersichtskarte der Republik Österreich mit tektonischer Gliederung, 1 : 1.000.000. — Geol. B.-A., Wien 1963.
- Belostozkii, I. I.: O tektonitscheskich pokrovach i gravitazionych strukturach sapadnoj tschasti zentralnyh Dinarid. — Bioll. Mosk. Obsch., Otd Geolog., Moskwa (1963) 6, 24—53, (1964) 1, 22—48.
- Brunn, J. H.: Les zones helléniques internes et leur extension. Reflexions sur l'orogénese alpine. — Bull. Soc. Géol. de France, Paris 2 (1960), 4, 470—486.
- Brunn, J. H.: Les sutures oholithiques. — Rev. Géogr. Phys. et Géol. Dyn., Paris 4 (1961) 3, 89—96.
- Čirić, B., & Karamata, St.: L'évolution du magmatisme dans le geosynclinal dinarique au Mésozoïque et au Cénozoïque. — Bull. Soc. Géol. de France, Paris 2 (1960) 4, 376—380.
- Cissarz, A.: Lagerstätten und Lagerstättenbildung in Jugoslawien in ihren Beziehungen zu Vulkanismus und Geotektonik (mit einer Lagerstättenkarte 1 : 750.000 in zwei Blättern). — Rasprave, Geol. Zavod, Beograd 6 (1956).
- Deleon, G., Gojković, S., & Vukasović, M.: The age determination of certain number of granitic rocks in Yugoslavia. — Ref. II. Kongr. Geol. Jug., Titograd 1961, 433—447.
- Grubić, A.: Betrachtungen über den allgemeinen Aufbau der jugoslawischen Dinariden. — Vesnik, Geol. Zavod, Beograd 17 (1959), 9—17.
- Herak, M., & Bahun: Prilog stratigrafiji Senj — Komesarec — Rakovica. — Geol. Vjesnik, Zagreb 16 (1963).
- Herak, M., Faninger E., Kučer, D., Ramovš, A., & Medwenitsch, W.: Führertext zu Dinariden-übersichtsexkursion. — Aus Anlaß der Jahreshauptvers. d. DGG in Wien herausgeg. von Geol. Ges. Wien 1964.
- Heritsch, F., & Kühn, O.: Die Südalpen. — In F. X. Schaffer, Geologie von Österreich; Verl. Deuticke, Wien 1951.

- Jurković, I.*: Resultate der wissenschaftlichen Untersuchungen der kroatischen Erzlagerstätten. — Geol. Vjesnik, Zagreb 15 (1959), 9—17.
- Kober, L.*: Leitlinien der Tektonik Jugoslaviens. — SAN, Posebna izdanja knj., Geol. Inst., Beograd 3 (1952).
- Kossmat, F.*: Geologie der zentralen Balkanhalbinsel. — Verl. Gebr. Borntraeger, Berlin 1924.
- Medwenitsch, W.*: Zur Geologie Vardarisch-Makedoniens (Jugoslavien), zum Problem der Pelagoniden. — S. Ber. Österr. Ak. Wsch., math.-natw. Kl., Abt. I, Wien 165 (1956) 4/5, 397—473 (mit ausführlichem Literaturverzeichnis).
- Medwenitsch, W.*: Die Metamorphiden in den Dinariden Jugoslaviens. — Freib. Forsch. H., Berlin C 102 (1961), 48—66.
- Miladinović, M.*: Geotektonska gradnja jugoistočne Crne Gore. — Geol. Vjesnik, Zagreb 15 (1962).
- Mikinčić, V.*: Geologische Karte von Jugoslavien, 1 : 500.000. — Beograd 1953.
- Mlakar, I.*: The role of postmineralization tectonics in the search for new mineralized zones in the Idria area. — Min. & Met. Quart., Ljubljana (1964) 1, 23—30.
- Pavlovec, R.*: Der Tertiärflysch in Slowenien und sein Alter. — Geologija, Ljubljana 7 (1962), 157—260.
- Petković, K. V.*: Geolog. Karte von Jugoslavien, 1 : 1.000.000. — Beograd 1934.
- Petković, K. V.*: Tektonischer Bau der Dinariden Jugoslaviens. — Jb. G. B., Wien 101 (1958) 1.
- Petković, K. V.*: Tektonska karta FNR Jugoslavije. — GLAS, Beograd 249 (1963) 22.
- Petković, K. V.*: Die Decken-Schuppen oder die Schuppen in den Decken im tektonischen Bau von Montenegro und Herzegowina. — Ann. Géol. pénins. balkan., Beograd 28 (1961), 157 bis 176.
- Pleničar, M.*: Stratigrafski razvoj krednih plasti na južnem primorskem in notranskem. — Geologija, Ljubljana 6 (1960).
- Rakovec, L.*: Pregled tektonske zgradbe Slovenje. — I. Kongr. Geol. Jug., Ljubljana 1956.
- Richter, Max*: Alpen, Apennin und Dinariden. — N. Jb. Geol. & Pal., Mh., Stuttgart (1962) 3, 466—480.
- Salopek, M.*: Prilog poznavanju geološke gradnja Vinodola. — Acta Geol., Zagreb 2 (1960).
- Šikić, D., & Tomić, A.*: Novi progledi na tektoniku Labinskog basena. — Geol. Vjesnik, Zagreb 14 (1961).
- Šikić, D., & Magdalenić*: Potres u Dalmaciji. — Geol. Vjesnik, Zagreb 16 (1963).
- Sikošek, B.*: Tektonik der jugoslawischen Südalpen. — Zborn. Geol. Inst. „J. Žujović“, Beograd 10 (1958), 247—266.
- Sikošek, B., & Uccellini, S.*: A characteristic profil of the Adriatic Zone. — Nafta, Zagreb 1 (1960), 1—5.
- Sikošek, B., Ristić, M., Divljan, S., & Antonović, A.*: Geologitschesko — tektonitscheckie sootnoshenija magmatism i metallogenija Staroi Planini — Kongr. Ass. Géol. Carp.-Balk., Bukarest 5 (209—227).
- Sikošek, B., Maksimović, B.*: Essai de l'interpretation de l'origine de l'histoire Structurale de la Serbie Orientale entre le Danube et la Rivière Timok. — Compte Rend. VI Congr. Assoz. Géol. Karpato Balkanique Krakow 1963 (in Druck).
- Vidović, M.*: O tektonici visokog krša od Lovćena do Neretve. — Ann. Géol. Balk., Beograd 29 (1962).
- Winkler-Hermaden, A.*: Neuere Forschungsergebnisse über Schichtfolge und Bau der östlichen Südalpen. — Geol. Rsch. 27, Stuttgart 27 (1936).

Verh. Geol. B.-A.	Sonderheft G	S. 103—133	Wien, Oktober 1965
Z. deutsch. geol. Ges. Jahrgang 1964	Band 116 2. Teil	S. 359—389	Hannover, Oktober 1965

## Faziesanalyse der alpidischen Serien der Ostalpen

VON A. TOLLMANN

Mit 1 Abbildung

Zusammenfassung

Die Darstellung enthält einen Überblick über die Fazieszonen der Ostalpen unter Zugrundelegung der 1963 in der „Ostalpensynthese“ (A. TOLLMANN) zusammengefaßten Details und unter besonderer Berücksichtigung der Neuerkenntnisse von der wechselseitigen Beziehung der einzelnen Fazieszonen durch neueste Beobachtungen. Die entscheidendsten Ergebnisse liegen in der großregionalen Zuordnung der intern schon 1961 in die Hauptfazieszonen gegliederten penninischen Einheit auf Grund des persönlich durchgeführten Vergleiches mit den entsprechenden westalpinen Abschnitten: Der auf das Helvetikum im S folgende Valaistrog der Westalpen endet gegen E bald unter den westlichen Kalkalpen, nur sein Flyschanteil zieht schräg nach außen streichend weiter. Die Schwellenfazies des Briançonnais kann nunmehr erstmalig in aller Klarheit in zwei Teilelementen durch die Ostalpen bis in die Westkarpaten verfolgt werden. Den Nordteil der Briançonnaisschwelle stellt der heute begrabene Ultrapienidische Rücken dar, den Südteil in Acceglio-Fazies unsere Hochstegenkalkzone, die gegen E zum Hochtrikum hinüberleitet. Der Piemontastrog umfaßt in den Ostalpen Tief- und Hochpennin des Engadiner Fensters und von N nach S Brennkogel-, Glockner- und Klammkalkfazies im Tauernfenster, wobei die präpiemontesischen Faziesmerkmale in der Brennkogelfazies wiedergefunden wurden, die hochpiemontesischen in der Glocknerfazies in reiner Ausprägung vorliegen.

Aus dem zentralen Abschnitt der unterostalpinen Fazieszone wird die Definition für die zentralalpine Fazies abgeleitet, der auf Grund von litho- und biofaziellen Merkmalen auch noch die mittelostalpine Fazieszone angehört. Das Wesen der zentralalpinen Fazies liegt in bestimmten litho- und biofaziellen Eigenheiten, nicht in der Lückenhaftigkeit und Geringmächtigkeit — wie früher angenommen worden war. Schichtlücken großen Ausmaßes stellen vielmehr ein Merkmal der Briançonnaissfazies dar. Die fazielle Zuordnung der mittelostalpinen Sedimentreste in der Tattermann-Thörlerserie, im Stangalm-Flattnitz-Mesozoikum und im Engadin-Ducan-Gebiet erfuhr, wie ausgeführt wird, durch neue Untersuchungen eine weitere wesentliche Stütze.

Betreffs kalkalpinem (nordalpinem) Faziesgroßraum wird die Unmöglichkeit einer faziellen Koppelung des stratigraphisch jüngeren Teiles der Frankfurter Fazies mit der zentralalpinen Entwicklung des Thörlers Zuges nachgewiesen. Der Einbau der Hallstätter Zone N der Riffkalkzone am Kalkalpensüdrand kann zwingend begründet werden. Vom Gesamttraum des nordalpinen Faziesgebietes bis zum Drauzug wird von der bisher noch am unklarsten gebliebenen Etage, dem Permoskyth, ein paläogeographischer und fazieller Überblick gegeben. Die Stellung der tektonisch isolierten nordalpinen Schollen im Raum der Zentralalpen wird unter anderem durch die in neuester Zeit an weiteren Beispielen beobachteten vulkanischen Einschaltungen in der Mitteltrias als Bindeglied zwischen Südalpin und Nord-Kalkalpin weiter gefestigt. Als Eigenart der nordalpinen Fazies wird hervorgehoben, daß sich vom Zentrum aus nicht nur gegen N, sondern auch gegen W hin ein immer stärker anwachsender Einfluß außeralpiner bzw. randalpiner Faziesmerkmale erkennen läßt (Nordalpine Faziesregel).

Die Eigenständigkeit des südalpinen Faziesraumes wird kurz charakterisiert.

### Einführung

Ziel der faziellen Untersuchungen in den Ostalpen ist es zunächst, die Einzelheiten der Serieneigenheiten in den verschiedenen Zonen der Ostalpen zu erfassen und womöglich deren Bildungsbedingungen klarzulegen. Letztlich aber interessiert uns die Aussage, die sich in bezug auf die ursprüngliche Faziestrog-

anordnung und für die Rekonstruktion der paläofaziologischen Gesamtsituation geben läßt. Stufe um Stufe muß dieses Bild vom Gesamttraum der Ostalpen unter Berücksichtigung der angrenzenden Regionen erstellt werden, wenn wir uns eine wirklich klare Vorstellung von der Vorgeschichte dieses Gebirges im Früh- und Spätstadium bilden wollen. Noch fehlen etliche Bausteine für die Erfassung mancher Einzelheiten, die Hauptabschnitte sind heute aber alle bereits gut studiert und es wurden wesentliche Erkenntnisse auch auf dem Gebiet der Fazieskunde erzielt.

In dem folgenden Kurzüberblick über die so vielfältige fazielle Eigenart der Ostalpen kann naturgemäß nur auf die wesentlichsten Eigenheiten der Hauptfazieszonen Bezug genommen werden, auf deren Gemeinsamkeiten und Gegensätze, auf ursprüngliche Nachbarschaft und auf Einflüsse aus weiter entfernten Abschnitten verwiesen werden. Die Untersuchungsergebnisse der letzten Jahre sollen hierbei besondere Beachtung erfahren. Es kann also hier nur das Wesen der Fazieszonen herausgearbeitet werden, nicht hingegen auf die ebenso interessanten faziellen Einzelprobleme eingegangen werden, wie sie seit der Riff-Forschung durch F. v. RICHTHOFEN und E. v. MOJSISOVICs in den Südtiroler Dolomiten immer wieder in verschiedenen Abschnitten der Ostalpen aufgegriffen werden.

Der Weg der Erforschung der Fazieszonen und deren Beziehung war in den Ostalpen deshalb besonders schwierig und langwierig, da in diesem tektonisch so kompliziert gebauten Deckengebirge großräumige fazielle Untersuchungen und Überlegungen einerseits von der z. T. noch bis in die jüngste Zeit mancherorts unzureichend bekannten feinstratigraphischen Gliederung abhängen, auf der anderen Seite aber die zutreffende gedankliche Zusammenfügung von heute tektonisch isolierten Schollen gleichermaßen für Faziesrekonstruktionen entscheidend ist. Es soll an dieser Stelle betont werden, daß gesicherte tektonische Aussagen gegenüber Rekonstruktionen auf fazieller Basis naturgemäß stets den Vorrang genießen, da es zwar vereinzelt zu faziellen Rekurrenzen kommen kann, tektonische Superposition im Verein mit der die Bewegungsrichtung anzeigenden Faltenvergenz aber eindeutige Aussagen über die ursprüngliche Anordnung gibt. Fazielles großräumiges Arbeiten ist in den Ostalpen aber mit Erfolg nur dann möglich, wenn die stratigraphisch-faziellen Detailuntersuchungen stets zugleich mit der tektonischen Analyse durchgeführt werden.

Trotzdem durch P. TERMIER 1903 schlagartig zugleich mit der neuen tektonischen Deutung der Ostalpen die Fazieszonenanordnung unter neuem Blickwinkel gesehen werden konnte, war doch bis in die jüngste Zeit eine detaillierte, begründete fazielle Synthese des Gesamttraumes der Ostalpen unterblieben, vor allem deshalb, weil gerade die Stratigraphen und Biostratigraphen vor dem großen tektonischen Konzept zurückschreckten und ablehnende Haltung eingenommen hatten. Zusammenfassende, aber stets nur kurze, fazielle Darstellungen auf dem Boden der Deckenlehre stammen z. B. von V. UHLIG 1908, 1912, L. KOBER 1912 bis 1955 (S. 306—321), H. JENNY 1924 (S. 105—139), H. P. CORNELIUS 1925, 1940. In all diesen Ausführungen aber war stets die zentralalpine Faziesentwicklung mit ihren Teil- und Unterzonen ganz stiefmütterlich behandelt worden. Da aber gerade die zentralalpine Entwicklung für die richtige Verknüpfung der nord- und südalpiner Zonen eine entscheidende Rolle spielt, habe ich 1963 (Ostalpensynthese), Taf. 6, 7, 9, 10 in Säulenprofilreihen eine Gesamtübersicht über Mächtigkeit, Abfolge und Faziesentwicklung



Nordkarawanken) und der südalpine Faziesgroßraum. Diese Faziesgroßräume und ihre Subzonen sind jeweils sowohl lithologisch durch bestimmte Serien als auch biofaziell charakterisiert. Heute liegen sie entweder in großen Faziesdecken abgeschert vom einstigen Sockel vor, oder die Decken wurden schräg zu den Fazieszonen herausgeschnitten, so daß Vielfaziesdecken entstanden (Beispiele aus den Kalkalpen bei E. SPENGLER 1963, S. 465 f. und A. TOLLMANN 1964, S. 151 f.).

Die Besprechung der Fazieszonen erfolgt in deren ursprünglicher Anordnung, von N beginnend. Auf die Begründung dieser Reihung, die in erster Linie auf tektonischen Gegebenheiten beruht, soll hier nicht eingegangen werden, da hierüber bereits mehrfach referiert wurde (zuletzt in der „Ostalpensynthese“ 1963).

### Die nördliche Grenze der mediterranen Faziesregion

Bei der Abgrenzung der alpinen Randzone, des Helvetikums, gegen den außeralpinen Raum hin wurden in den letzten Jahren durch die Molasse-Untergrundbohrungen neue Ergebnisse erzielt: Weit reicht noch die mitteleuropäische Faziesentwicklung des Mesozoikums unter der Molasse gegen S, abschnittsweise in der Tiefe noch bis unter die Flyschdeckenstirnen. Während sich in der Schweiz in der Trias der Übergang von der außeralpinen Fazies zum Helvetikum im südlichen Molasseuntergrund allmählich vollzog, war im süddeutschen Raum in der Trias eine sehr breite trennende Schwelle (Vindelizischer Rücken) zwischen Germanischer See und der Tethys vorhanden. Die Existenz dieses Vindelizischen Rückens konnte nun durch Bohrungen unmittelbar erwiesen werden, kündigt sich ferner durch die primäre Mächtigkeitsabnahme und Zunahme des litoralen Charakters der Triassedimente bei Annäherung gegen die Schwelle im Molasseuntergrund an. Es ist durchaus denkbar, daß in diesem Abschnitt im nachmaligen Helvetikum der Ostalpen hier weithin gegen S Festlandsverhältnisse herrschten.

Während im Lias und Dogger die Vindelizische Schwelle — wenn auch gegen W verkleinert — existierte, kam es im Malm zu einer breiten Verbindung des außeralpinen und mediterranen Raumes (A. TOLLMANN 1963 a, S. 46 Skizze). Der Faziesübergang an der Nordgrenze des Helvetikums konnte durch die Bohrungen N des Bodensees erfaßt werden: Er äußert sich an der Linie N Markdorf-Ettenkirch-Tettngang durch Aussetzen der germanischen Ataxioceraten, durch Enden der Verschwammung und Einsetzen der nur auf das Mediterran-gebiet beschränkten Calpionellen im S. Ohne Schwelle, ohne trennende Barre, vollzog sich hier der auch in lithologischer Hinsicht durch Aussetzen der Mergelbänke gegen S markierte Faziesübergang. In der wiederum weithin transgressiven Oberkreide hingegen reichte die außeralpine Fazies von Ostbayern bis Oberösterreich noch bis unter den Flyschrand hinein, wie kreideführende Scherlinge im Molasseschuppensystem bei Perwang in Oberösterreich zeigten (R. JANOSCHEK 1959, S. 855; 1961, S. 168).

Auch vom niederösterreichischen Abschnitt N der Donau ist durch Bohrungen seit 1959 die Grenzzone zwischen alpiner und außeralpiner Fazies bekannt. Die außeralpine, böhmische Entwicklung ist durch eine Sonderfazies in einem bis 2000 m mächtiges Mesozoikum enthaltenden Trog im Untergrund des NE-Teiles des Außeralpinen Wiener Beckens angetroffen worden. Dieses Mesozoikum entbehrt der Trias, führt über kohlehaltigem Grestener Liassandstein mächtigen

übrigen Jura und Unterkreide in dunkler tonmergeliger, toniger bis kalkmergeliger Entwicklung mit Kalk- und Dolomitpartien im mittleren bis höheren Jura (A. TOLLMANN 1963 a, S. 48; F. BRIX & K. GÖTZINGER 1964, S. 65). Die Bezeichnung „Laaer Fazies“ für diese eigenständige Entwicklung besteht übrigens entgegen BRIX & GÖTZINGER zu Recht, und ist kein Synonym zu den „Laaer Schichten“ („Laaer Serie“) des Oberhelvet, da diese Bezeichnungen verschiedenen Begriffskategorien angehören — ähnlich wie etwa Lunzer Schichten und Lunzer Fazies. Diese Serie mit ihrer mächtigen sandig-tonigen Entwicklung und den Dolomitpartien im Jura ist der alpinen Entwicklung fremd und als Randfazies der Böhmisches Masse aufzufassen. Die Grenzregion zur helvetischen Fazies liegt in diesem Abschnitt N der Donau erst in der E anschließenden „Waschbergzone“, der tektonischen Fortsetzung der subalpiner Molasse nach R. GRILL 1962, S. 35. Die Waschbergzone zeigt in manchen Schichtgliedern wie im Hauterive von Korneuburg und im Klippenmalm (R. GRILL 1962, S. 36) enge Beziehungen zur Laaer Fazies. In der Makro- und Mikrofauna der Waschbergzone spiegelt sich deutlich die Randstellung zwischen Außeralpin und Mediterran wider, was 1963 a, S. 49 ausführlich diskutiert wurde: Im Malm erscheinen neben russischen Perisphincten und mitteleuropäischen Bivalvenarten auch häufig mediterrane Ammonitenarten der Gattungen *Phylloceras* und *Lytoceras*. Calpionellen aber, die eine Zuordnung zum Tethysbereich am besten unterstützen würden, sind noch nicht vorhanden. Auch in den jüngeren Schichtgliedern gibt es faunistische Beziehungen zu beiden Räumen, so daß hier ein fazieller Übergangstreifen vorliegt.

Sedimente des Randstreifens in helvetischer Fazies sind in den Ostalpen nur in sehr geringem Umfang obertags erhalten, und zwar deshalb, da die Flyschdecken und vor allem die oberostalpine Kalkalpenmasse bei ihrem Vorschub gerade über die helvetische Randzone zu liegen kamen und diese weitgehend verdeckten. Nur am Westrand (Fortsetzung des Schweizer Helvetikums in Vorarlberg), dann aber vor der Stirn des Flysches und in Flyschfenstern sind Reste in helvetischer Fazies erhalten. Im Streichen stellen sich bedeutende Faziesunterschiede ein: Die Grestener Zone im Ostabschnitt und ihre Äquivalente mit ihrer so lange umstrittenen Stellung ist allein schon nach der Position unter dem Flysch und der Verbindung zur Buntmergelserie sichere Randzone, sicheres Helvetikum. Die Eigenart dieses östlichen Abschnittes, wo die Sedimente allgemein erst mit dem auf Kristallin transgressiv lagernden Grestener Lias einsetzt, ist durch eine eigenständige, in der Fossilführung stark außeralpin beeinflusste Juraentwicklung gekennzeichnet. Schon F. TRAUTH (1909, 1923) hat gezeigt, daß  $\frac{2}{3}$  bis  $\frac{3}{4}$  der Makrofaunenelemente des Lias und Dogger außeralpine Formen sind. Erst im Tithon-Neokom macht sich der alpine Einfluß in Litho- und Biofazies entscheidend geltend, was ich durch einen Faunenaustausch und Fazieseinfluß aus den inneren Zonen über den Umweg über die Westkarpaten zu erklären versuchte (1963, S. 126, 138; 1963 a, S. 51 f.).

### Die Gliederung des penninischen Faziesraumes

Die ursprünglich an das Helvetikum im S anschließende Position des penninischen Troges mit seinen Teiltrögen ist im anschließenden Schweizer Gebiet, wo die große ostalpine Überschiebungsmasse fehlt, unmittelbar einsichtig. Aber auch in den Ostalpen zeigt sich diese Lage dort, wo in den großen Fenstern ein Durchblick durch das Ostalpin auf die Unterlage möglich ist.



Seit 1926, als L. KOBER (1926, Anz. Ak. Wiss. Wien, S. 47; 1928, S. 607) das liassische Alter der Brennkogelbrekzien der Schieferhülle auf lithologischer Basis aus dem Vergleich mit den fossilmäßig eingestuften Liasbrekzien des Unterostalpins der Radstädter Tauern erkannt hatte, schritt die Erkenntnis der Einzelheiten der Bündnerschieferserie und ihrer Permotrias-Unterlage im Tauernfenster auf dieser Basis des Serienvergleichs in Etappen weiter fort. Das mesozoische Alter des Hauptabschnittes der Schieferhülle der Tauern war ja bekanntlich seit B. STUDER 1851, S. 116 durch den Vergleich mit den Bündner Schiefer der Schweiz erkannt worden, durch C. W. GÜMBEL 1893, S. 149 im Brennergebiet bestätigt worden, fand aber erst nach P. TERMIER (1903) die Zustimmung jenes Teiles der Geologen, die auf dem Boden der Deckenlehre standen. In der Folge war gerade in dieser fossilere Serie die detaillierte Erfassung der lithologischen Serienmerkmale in zusammenhängenden Profilstücken für die Korrelierung mit vergleichbaren fossilführenden Serien besonders wesentlich. Es darf nicht übersehen werden, daß hier im Herzen der Zentralalpen allein im Tauernfenster ein Areal von etwa 2500 km<sup>2</sup>, also ein Raum, der größtmäßig etwa den gesamten niederösterreichischen Kalkvoralpen entspricht, durch Mesozoikum in penninischer Fazies eingenommen wird. Wie stiefmütterlich dieser Raum trotzdem in manchen stratigraphischen zusammenfassenden Darstellungen behandelt wird, zeigt etwa die neueste Zusammenfassung über das Mesozoikum in Österreich von H. ZAPPE 1964, S. 362, wo betreffs der großen Fortschritte in der Erforschung des penninischen Mesozoikums in Österreich nur in einer Fußnote über den Hochstegenkalk berichtet wird. Sicherlich ist die fast völlige Fossilere der Serien, ihre Metamorphose und ihre enorme tektonische Verschleifung und Verschuppung ein die Erforschung erschwrender Umstand, aber gerade hier zeigt sich besonders der Wert der Seriengliederung und des Serienvergleiches bei der Analyse von Stratigraphie und Fazies.

Seriengliederung und Faziesanalyse können im Pennin des Tauernfensters auf zwei verschiedenen Wegen in Angriff genommen werden: Einerseits durch Vergleich mit besser bekannten, besser gliederbaren Serien in der gleichen Größeneinheit der Westalpen, andererseits im Vergleich mit dem nunmehr neu untersuchten Unterostalpin im Rahmen des Tauernfensters, das mit der einst benachbarten Hochfeindfazies bereits manche Anklänge an die penninische Schichtfolge zeigt, aber noch fossilmäßige Einstufungen erlaubt. Beide Wege sind begangen worden, beide haben Fortschritte in der Gliederung erbracht.

Die entscheidendste interne Gliederung, die sich auch in Einzelheiten bis heute bewährt hat, stammt von A. HOTTINGER (1931, 1935). Bezüglich der Schichtfolge im Triasanteil (Seidlwinkeltrias), in dem sich H. P. CORNELIUS & E. CLAR (1935, 1939) nicht für eine Normalabfolge entscheiden konnten, sondern zwei einander entgegengesetzte Lesarten der Schichtfolge nebeneinanderstellten, hat A. HOTTINGER — besonders aus dem Vergleich der damals durch W. SCHMIDT aus den Radstädter Tauern schon gut bekannten Triasschichtfolge — bereits 1935, S. 271 eine sehr gute, durch detaillierte Beobachtungen vom Permoskyth-Quarzit bis zum Quartenschiefer fundierte Triasgliederung gegeben und in Säulenprofilen dargestellt (S. 285). Auch bezüglich der so schwierigen Abtrennung des jurassischen Anteiles der Schieferhülle vom Altpaläozoikum war A. HOTTINGER richtunggebend, der als erster einen großen Teil der Schwarzhyllite der zentralen und nördlichen Hohen Tauern zu den Bündner Schiefer gestellt hat. H. HOLZER hat 1949 kartenmäßig in einem lokalen Bereich, G. FRASL

1958 schließlich im gesamten Mittelabschnitt der Tauern diese Trennung von Paläozoikum und Mesozoikum auf der Karte durchgeführt, so daß der Großteil der früher für paläozoisch gehaltenen „Fuscher Phyllite“ (H. P. CORNELIUS & E. CLAR 1939) heute, gut begründet, in die Nachtrias gestellt wird.

Erst durch die tektonische Analyse der mächtigen Schieferhüll-Masse im zentralen Abschnitt des Tauernfensters war es möglich, die unterschiedlichen faziiellen Teilbereiche in diesem Schieferpaket nach gedanklicher Rückführung der höheren Decken in ihr südlicheres Heimatgebiet abzuleiten. Ch. EXNER hat 1957, S. 153 hierbei nach seinen Untersuchungen im weiteren Raum von Gastein den ersten entscheidenden Schritt gemacht und eine nördliche, durch Angeltalmarmor bzw. Hochstegenkalk im Oberjura gekennzeichnete Faziesentwicklung von einem ursprünglich südlicheren Faziestrog mit den großen Bündnerschiefer-Massen — derzeit in der Oberen Schieferhülle tektonisch vereinigt — abgetrennt, im Gegensatz zu G. FRASL, der 1958, S. 389 im westlich anschließenden Raum der Glockner-Querdepression zu einer konträren Vorstellung gelangt war, nämlich zur Auffassung von einer einheitlichen, auf der Seidlwinkeltrias ohne Deckengliederung aufruhenden, normalen, hauptsächlich stratigraphischen Abfolge. Dieser Gegensatz aber konnte durch die Betrachtung des Baues und der Fazies-einheiten der Schieferhülle im Gesamtbereich des Tauernfensters, durch den regionalen Überblick, gelöst werden, worüber ich in mehreren Arbeiten seit 1961 berichtete (1961 a, S. 442; 1962 a, S. 230; 1963 b, S. 482; 1963, S. 111 und Taf. 9). Demnach lassen sich im Gesamttraum des Tauernfensters innerhalb des Pennins vier Teilfazieströge unterscheiden, die sich in ursprünglicher Anordnung von N nach S folgendermaßen aneinanderreihen:

1. **Hochstegenfazies.** Charakterisiert durch eine sehr geringmächtige durch die große primäre Schichtlücke gekennzeichnete Folge von Permotrias und auflagerndem Oberjura als Hochstegenkalk oder -dolomit. Am Hochsteg im Zillertal ist der Oberjurakalk, der hier über gewaltiger Schichtlücke unmittelbar über Permoskyth-Quarzit auflagert, durch einen Perispincten belegt. Diese Fazies zieht, sich gegen W verbreiternd, aus dem Bereich der autochthonen Hülle der Zentralgneiskerne im westlichsten Teil des Tauernfensters auch noch in den Bereich des Unteren Schieferhüll-Deckensystems. Nach dem Leitgestein habe ich diese Faziesentwicklung 1963, S. 154 als „Hochstegenfazies“ bezeichnet.

2. **Brennkogelfazies.** Die nächste, südlich anschließende Fazieszone enthält die großen Massen der Bündnerschiefer und steht so deutlich im Gegensatz zur Hochstegenfazies. Durch die seit 1961 vertretene Auffassung von der tektonischen Selbständigkeit der Unteren und Oberen Schieferhülldecke, deren nachtriasische Anteile durch Triasschollen bzw. Kristallinlamellen im S getrennt sind, habe ich im Raum der Bündnerschiefermasse zwei fazielle Einheiten unterschieden, deren unterschiedliche jurassische Schichtfolgen 1963, Taf. 9 in Säulenprofilen gegenübergestellt wurden. Die Fazies der Unteren Schieferhülldecke zeigt die schön entwickelte Seidlwinkeltrias und darüber eine kalkarme Jura-folge aus Schwarzphylliten mit Karbonatquarziten und Dolomit-Quarzit-Brekzien, den Brennkogelbrekzien, als Einschaltungen. Grünschiefer und Serpentin fehlen in dieser Folge zwar nicht, treten aber doch stärker zurück. G. FRASL hat sich dieser 1961 a begründeten Auffassung von der Selbständigkeit der Serie der Unteren Schieferhülldecke neuerdings in einer gemeinsamen Arbeit mit W. FRANK (1964, S. 26) angeschlossen, so daß nunmehr Einhellig-

keit in dieser Frage besteht. Nach der typischen Ausbildung der Serien im Gebiet der einstigen „Brennkogel-Decke“ von H. P. CORNELIUS & E. CLAR haben diese beiden Autoren die Bezeichnung „Brennkogelfazies“ für die oben charakterisierte Entwicklung angewendet.

Die Eigenart der Trias in der Brennkogelfazies ist zufolge ihrer bedeutenden Mächtigkeit gut erfassbar und vor allem in Hinblick auf die nunmehr genauer gegliederte unterostalpine Trias (Radstädter Tauern) von besonderem Interesse. Ergaben sich bereits im Jura der Brennkogelfazies durch die Brennkogelbrekzien und die Juraquarzite interessante Parallelen zur unterostalpinen Hochfeindfazies, so trifft man in der Trias noch zahlreicher Gemeinsamkeiten. Unter den zum Faziesvergleich begutachteten penninischen Triasprofilen, die z. T. bereits sehr starke tektonische Komplikationen aufweisen, ist hier das noch am wenigsten gestörte Profilstück Hirzkarkopf-Hirzkaralm W der Seidlwinkler Ache in der Glocknerquerdepression ausgewählt worden, an dem zunächst die Ausbildung der Seidlwinkeltrias vor Augen geführt werden soll.

Der permoskythische Basalkomplex, der schon von A. HOTTINGER 1931, S. 170 und 1935, S. 267—270 in den Blätter- und Tafelquarzit gegliedert worden war und aus dem unter der Bezeichnung „Wustkogelserie“ G. FRASL Quarzporphyrgerölle beschrieben hatte (1958, S. 344), wurde 1963, Taf. 9 und 1964 a, S. 278, 293 aus dem regionalen Vergleich in einen permischen Anteil aus Alpinem Verrucano und in den festen Skythquarzit im Hangenden gegliedert. Der seit 1957 aus den Zentralalpen (E. KRISTAN & A. TOLLMANN, Taf. 20) aus dem Semmeringgebiet bekannte Rötschiefer im obersten Teil des Skyth konnte hier nun am Hirzkarkopf-Ostkamm, W Kote 2176 am Oberrand des festen Skythquarzites bzw. der Skytharkosen angetroffen werden. Der Permoskyth-Komplex unterscheidet sich (vom Rötanteil gelegentlich abgesehen) durch den Mangel an Dolomitsandgehalt vom Juraquarzit und von der Keuper-Quartenschiefer-Entwicklung in der Obertrias.

Das Anis setzt abschnittsweise mit der in der zentralalpiner Fazies so weit verbreiteten grellgelb oder ocker anwitternden Rauhacke ein (die der Saalfeldener Rauhacke in der nordalpiner Fazies entspricht). Stellenweise hat dieser Horizont noch die ursprüngliche Dolomitnatur bewahrt. Diese Rauhacke ist z. B. gut entwickelt an der Basis des Muschelkalkes im Nordabschnitt der Hirzkaralm in 2060 m Höhe. Dieser primär zwischen Skythquarzit und Aniskalk aufscheinende Rauhackehorizont besteht demnach gegenüber W. FRANK (1964, Taf. 1 in G. FRASL & W. FRANK) im Sinne von A. HOTTINGER 1935, S. 269 zu Recht. Auf die innerhalb des Aniskalkes eingefalteten Rauhacke gleicher Herkunft soll zufolge der enormen Verfaltung dieses Paketes hier nicht eingegangen werden, da die ungestörte Basis zur Lokalisierung genügt. Daneben stellen sich an der Basis des Anis gelegentlich Glimmermarmore ein (z. B. Hirzkarkopf-Ostgrat in 2200 m), die den phyllitflatschenhaltigen Kalkmarmoren an der Basis des Anis im Sinne W. FRANK entsprechen. Auch das nächste Schichtglied, der blaugraue, gebankte Anis-Bänderkalk entspricht vollkommen dem analogen Glied im benachbarten Unterostalpin. Den Horizont an der Obergrenze des Kalkes mit Dolomitschlieren verglich bereits W. FRANK 1964, S. 23 zutreffend mit dem Dolomitschlierenkalk der Radstädter Tauern. In diesem Dolomitschlieren- und -brockenkalk konnte ich die für dieses Niveau im Unter- und Mittelostalpin so bezeichnenden Hornsteinknollen nunmehr auch im Pennin (Hirzkaralm-N, 2220 m) antreffen.

Die übrige Mittel- und die tiefere Obertrias besteht vorwiegend aus schlecht gliederbarem Dolomit. Dieser stellt die erste deutliche fazielle Eigenheit der penninischen Trias dar. Das tiefere Profilstück würde ja ohne Änderungen auch in andere zentralalpine, etwa unter- oder mittelostalpine Bereiche passen. In der Seidlwinkeltrias folgt über dem Kalk zunächst allgemein ein massiger, mächtiger, hellgrauer, z. T. stark rauhwackig verwitternder oder aber auch fester Dolomit, darüber ein ebenso mächtiger oder noch mächtigerer gelb anwitternder stark rauhwackiger Dolomitschiefer, der durch die seit alters bekannten, lagenweise eingeschalteten Gipse bereits von A. HOTTINGER (1935, S. 271) zu Recht ins Karn eingereiht wurde. Im tieferen, hellgrauen Dolomitanteil wird nicht nur der Wettersteindolomit enthalten sein, sondern — auf Grund von Analogieschlüssen zum Unterostalpin — ein Oberanisanteil, der dort stets in dolomitischer Entwicklung auftritt. Eine Abgrenzung ist in der Seidlwinkeltrias nicht möglich: Schon im Unterostalpin der Radstädter Tauern konnte ich dort, wo der Anisdolomit nicht durch seine schwarzgraue Färbung kartierungsmäßig abtrennbar ist, sondern in der hellgrauen Trochitendolomitfazies vorliegt, ihn erst durch den Nachweis von *Entrochus silesiacus* seit 1958, S. 329 erfassen. Hier ist durch Mangel an Fossilien — nur in den Aniskalken am Baumgartlkopf-Südfuß fand ich fragliche Crinoidenreste — eine Grenzziehung im grauen Dolomit unmöglich. Diese Schwierigkeit in der Anis-Ladin-Abgrenzung erinnert an die Verhältnisse im Semmeringsystem, zu dem auch betreffs der in Keuperfazies entwickelten Obertrias bestimmte Analogien bestehen.

Das Fehlen von Schieferhorizonten zwischen ladinischem und karnischem Dolomit bzw. im Oberladin stellt einen weiteren Gegensatz zum benachbarten Unterostalpin dar. Nur in einzelnen Profilen (z. B. Südwände der Pleislinggruppe) mangelt dort auch eine solche Zwischenschaltung. Auf eine verzettelte Gipsführung im gesamten karnischen Dolomit weist im Pennin die weitgehende Umprägung der Dolomite in Rauhwaacke hin. Kompakte Gipslinien und Gipslagen treten hier im karnischen Dolomit vielerorts auf. Der hohe Gipsgehalt ist ebenso wie die Ausbildung der höheren Obertrias als Keuper-Quartenschiefer ein Merkmal von verstärktem Vorlandeinfluß, der hier im zentralen Abschnitt der Ostalpen noch stark ins Pennin, wesentlich mehr abgeschwächt aber nur mehr ins Unterostalpin reicht, während am West- und Ostrand der Ostalpen dieser Einfluß auch noch im Unterostalpin entscheidend zu spüren ist.

Die Quartenschiefer-Entwicklung der höheren Obertrias wurde hier von A. HOTTINGER 1931, S. 171 erkannt. Die über dem Dolomit folgenden grünlichen Quarzitschiefer, dolomitischen glimmerführenden Schiefer, Chlorit- und Glimmerschiefer wurden von HOTTINGER hierher gestellt. Es ist dies die „Chloritoidschiefer-Gruppe“ von CORNELIUS & CLAR. Während G. FRASL (1958, S. 368) und G. FRASL & W. FRANK (1964, S. 23) ähnlich wie A. HOTTINGER nur noch die sehr schwächte Folge von Chloritoidschiefern der Trias angliedert, könnte man doch eher daran denken, auf Grund der engen Verbindung und den Übergängen zwischen den hellen Schiefnern und den Rhätizit-Chloritoidschiefern, den dunklen Phylliten und den Quarziten, die CORNELIUS & CLAR 1939, S. 118 als — damals noch paläozoisch aufgefaßte — „Schwarzkopffolge“ zusammenfaßten, diese in der Gesamtheit in die höhere Obertrias zu stellen. Die Verbindung ist enge. Stellenweise lagert auch der dunkle Rhätizitschiefer mit den Quarzitbänken und Karbonatquarziten unmittelbar über dem karnischen Dolo-

mit auf. Disthen kommt übrigens als jungalpidisch neu gesproßtes Mineral auch in den übrigen Gliedern der Trias, in verschiedenen Karbonaten, dem Dolomitschlierenkalk usf. vor.

3. **Glocknerfazies.** Die auf der Unteren Schieferhülle mit ihrer Brennkogelfazies mit tektonisch reduzierter Trias auflagernde Einheit, die Obere Schieferhülle, zeigt im Glocknergebiet die größte Mächtigkeit an nachtriasischen Bündnerschiefermassen. Ihre fazielle Besonderheit liegt darin, daß die Hauptmasse im tieferen (jurassischen) Anteil aus Kalkglimmerschiefern und Grünschiefern (Prasiniten) besteht. In den höheren Anteilen schiebt sich der Schwarzphyllit (z. B. bes. im NE-Teil und W-Abschnitt des Tauernfensters) in den Vordergrund. Brekzien treten in der Glocknerfazies gelegentlich, aber stets nur untergeordnet auf. Diese selbständige Entwicklung, 1963, Säulenprofil Taf. 9 schematisch dargestellt, soll nach dem Hauptverbreitungsgebiet in der Glockner-Gruppe als „Glocknerfazies“ bezeichnet werden.

Die Trias dieser Einheit ist meist tektonisch stark beansprucht, da sie — vom südlichsten Abschnitt des Tauernfensters abgesehen, allgemein die Basis der Überschiebungsmasse bildet. Faziell gleicht sie der Trias der Brennkogelfazies. Ein relativ ungestörtes Profil der Trias in der Glocknerfazies liegt z. B. in der Kalkwandstange SW vom Schlüsseljoch in der Brennergegend vor. Es setzt mit Alpinem Verrucano und Skythquarzit ein, zeigt die unteranisische Rauhwaacke, Anis-Bänderkalkmarmor und die ungliederbaren Triasdolomite, die mit dem Rauhwaackenanteil an der Obergrenze demnach schon ins Karn hineinreichen und wird durch eine quarzitschieferige Keuper-Quartenschiefer-Folge gegen oben abgeschlossen, über der dann die mächtigen liassischen Kalkglimmerschiefer der Daxspitze einsetzen (Detailprofil bei A. TOLLMANN, 1963, Taf. 5).

4. **Klammkalkfazies.** Die Klammkalkzone, heute in einem Streifen am NE-Rand des Tauernfensters gelegen, zeigt in fazieller Hinsicht eine gewisse Eigenständigkeit, was in der gewählten Faziesbezeichnung zum Ausdruck kommen soll. Diese Zone hielt man ja bis in die jüngste Zeit allgemein für eine unterostalpine Entwicklung (E. BRAUMÜLLER, 1939, S. 97; CH. EXNER, 1957, Taf. 2; G. FRASL, 1958, Taf. 25 usw.). Aber der Gegensatz zu den nunmehr neu untersuchten Serien des typischen Unterostalpin der Radstädter Tauern hat mich veranlaßt, sie auf Grund der den höheren penninischen Einheiten vergleichbaren kalkigschieferigen Juraentwicklung ins Pennin zu stellen (Tektonische Karte des Tauernfensters, bei der Tauerntagung der GBA. 1961 vorgelegt; 1961 a, S. 441; 1962 a, S. 230; 1963 b, Fig. 2; 1963, S. 122, Taf. 4). W. DEMMER hat 1962, S. 19 nach seinen Untersuchungen in den westlichen Radstädter Tauern die Zuordnung der Klammkalkzone zum Unterostalpin zunächst in Zweifel gestellt. Der deutlichste Unterschied zum Unterostalpin liegt im allmählichen Übergang von den Klammkalcken in die viel mächtigeren „Klammschiefer“, die bunte Sandsteine, Arkosen und Brekzien eingeschaltet enthalten. Die Schichtfolge, die abweichend zum Unterostalpin auch Grünschiefer enthält, ist durch die starke Verschuppung noch nicht befriedigend analysiert. Die 1961 dargelegte Auffassung der Zuordnung zum Pennin fand sehr rasch Zustimmung (H. MOSTLER, 1963, S. 132; E. CLAR & G. HORNINGER, 1964, S. 109).

Diese Darstellung der Fazieszonen des Pennin zeigt, daß wir heute durch die zahlreichen neueren Detailstudien und durch vergleichende Betrachtungen bereits eine klare Vorstellung vor allem vom Deckenbau der Schieferhülle

(Autochthoner Sockel, Untere, Obere Schieferhülledecke und Klammkalkzone im Sinne von 1961) besitzen und auf dieser Grundlage beruhend von der Faziesverteilung im Pennin des Tauernfensters gewonnen haben — trotz der nur auf Serienvergleich beruhenden und durch primäre äußerste Fossilarmut und starke tektonische und metamorphosemäßige Beanspruchung sehr erschwerten Gliederbarkeit. Obgleich die 1961 gegebene durchgreifende Gliederung anfangs auf manchen Widerstand stieß, mehren sich bereits heute — zunächst für den Mittelabschnitt des Tauernfensters — die zustimmenden Veröffentlichungen (G. FRASL & W. FRANK, 1964; E. CLAR in E. CLAR & G. HORNINGER, 1964 u. a.).

### Regionaler Vergleich des penninischen Raumes der Ostalpen mit den westalpinen Analoga

Während die ostalpinen Fazieszonen naturgemäß in ihrem Heimatgebiet, den Ostalpen, am besten entwickelt sind und hier am besten definiert werden können, liegt das Heimatgebiet des Pennins in den Westalpen und ist die Groß- und Kleingliederung dort am weitesten vorgestoßen. Nunmehr erst, nach Klarstellung der Verhältnisse im Hauptabschnitt des Pennins der Ostalpen, dem Tauernfenster, ist die Basis für einen Vergleich und für die regionale Einordnung unserer Zonen mit jenen der Westalpen geschaffen. Ich möchte diesen Vergleich außer auf der Basis der reichen Literatur auch auf Grund von Exkursionen im Westalpen-Querschnitt Durance-Ubaye durchführen, die unter der Führung von Prof. J. AUBOUIN und von Prof. J. DEBELMAS, M. GIDON und M. LEMOINE standen.

In diesem, durch die Metamorphose im breiten Hauptabschnitt der Außenzone erst sehr schwach betroffenen Raum lassen sich folgende Fazieszonen unterscheiden (R. BARBIER usw. 1963, J. DEBELMAS & M. LEMOINE, 1962, 1964, M. GIDON, 1962, R. TRÜMPY, 1960 usw.):

1. *Dauphinoise* als Fortsetzung der Helvetischen Zone durch eine sehr mächtige, vollständige Entwicklung mergelig-kalkiger Jura-Kreide-Serien gekennzeichnet mit dem faziell wie tektonisch selbständigen Ultradauphinoise (Ultrahelvetikum) am Innenrand.

2. Die *Valais-Fazieszone*, diese nördliche Entwicklung eines Bündnerschiefer-Troges mit sehr reduzierter Trias, schwächigem Lias, wahrscheinlichem Mangel an Mittel- und Oberjura, dafür aber mit 2000—3000 m mächtiger Masse von Bündnerschiefern mit Ophioliten im Unterteil und flyschähnlichen Serien im Oberteil der Unterkreide und mächtigem, oberkretazischem bis eoazäнем Flysch (R. TRÜMPY, 1960, S. 854) endet gegen SW hin bereits N des betrachteten Abschnittes, in der Tarentaise N der Durance (R. TRÜMPY, 1960, S. 896).

3. Die *Briançonnais-Zone* stellt eine Schwellenfazies mit stark reduzierter Schichtfolge und großen Schichtlücken dar:

a) Ihre Extern-Subzone, das *Subbriançonnais*, zeigt in dieser Region als Außenrandzone gegen das Ultradauphinoise noch Faziesmerkmale der Randeinheiten (*Terre noire* im Oxford usw.), aber in der Medianzone dieses Streifens noch relativ große Mächtigkeiten.

b) Die Hauptzone des *Briançonnais* zeigt über einem Sockel aus mächtigem, karbonpermischem Sandstein, sandigen Schiefen und Quarziten lokale Einschaltungen großer Eruptivmassen an der Basis des Alpenen Verrucano

(Rhyolite, Dazit, Andesite). Das Hauptmerkmal dieser Schwellenzone liegt in der großen subaerischen Erosionsschichtlücke, die fast ausnahmslos sich über der Mitteltrias einstellt und über der meist erst Dogger oder Malm transgressiv lagern. Die zweite, submarin entstandene Schichtlücke (hard ground) zwischen Tithon und pelagischer Oberkreide ist ein weiteres bezeichnendes Merkmal dieser Zone.

c) Die Innenzone des Briançonnais, durch bestimmte charakteristische Schichtglieder (Guillestre-Marmor u. a.) mit dem übrigen Briançonnais verbunden, ist die Acceglio-Zone. In diesem Acceglio-fazies-Streifen liegt unmittelbar über kristallinem Untergrund die permoskythische Quarziterie und dann unter Ausfall der gesamten übrigen Trias und des Großteiles des Jura erst wiederum Malmkalk transgressiv auf. Lokal kann die Schichtlücke noch größeres Ausmaß erreichen und am Kristallin unmittelbar Malm lagern bzw. andernorts unter Ausfall des Malm pelagische Oberkreide auf der Basis Quarziterie liegen.

4. Die Piemontaiszone stellte den inneren Trog mit Bündnerschiefermassen (und Kreideflysch) dar. Sie ist besonders durch M. LEMOINE, 1961 a, S. 167 in zwei Fazieszonen untergliedert worden:

a) Die Präpiemontesische Fazieszone mit nicht unbedeutender Trias (Gondran-Trias), mit Liaskalken und der hierfür charakteristischen detritischen Oberlias-Dogger-Serie, die eine Bündnerschiefer-Fazies mit Schiefern und Kalkschiefern repräsentiert, welche reichlich Sandkalke und granoklastische Mikrobrekzien mit Quarz- und mit Triasdolomit-Detritus eingeschaltet haben. Kalkmarmor, Radiolarite und Ophiolite des Malm-Neokom folgen darüber.

b) Die Piemontaisfazies-Zone s. str., besser als Hochpiemontais-Fazies zu bezeichnen, die an die präpiemontesische Zone innen anschließt, zeigt über geringer Trias und geringem Kalklias die außerordentlich mächtige, eintönige Folge von Kalkschiefern (Schistes lustrés) mit Ophiolitmassen im höheren Abschnitt. Hier ist die Masse der Bündner Schiefer aller Wahrscheinlichkeit nach nicht wie im Valaistrog in der Unterkreide, sondern schon innerhalb des Jura entstanden.

In welchem näheren Verhältnis steht nun der „penninische“ Faziesraum der Ostalpen zu diesem deutlich differenzierten Raum. Trotz der großen Entfernung läßt sich zunächst im großen die Parallelisierung des weiter untergliederten penninischen Gesamttraumes in den Ost- und Westalpen auf Grund der so auffälligen eigenartigen Bündnerschiefer-Ophiolit-Fazies durchführen. Es wird aber gezeigt werden, daß über den noch komplizierteren Schweizer Raum hinweg gerade durch die detaillierte Erfassung der recht markanten Teilfazieströge in Österreich sich überraschenderweise auch im einzelnen sehr enge Parallelen ergeben, die nicht rein zufällig sind, sondern bereits heute eine erste Durchverfolgung der Hauptzonen des Pennin der West- und Ostalpen über den Schweizer Raum hinweg gestatten.

Gehen wir in unserem Vergleich von der überaus charakteristischen Zone mit großer Schichtlücke, dem Briançonnais aus. In den Ostalpen ist es die Hochstegenfazies, die ich mit dem innersten Abschnitt des Briançonnaistrog, der Acceglio-fazies, auf Grund der vollkommenen Übereinstimmung nunmehr gleichsetzen möchte. In der Hochstegenkalkfazieszone lagert bezeichnenderweise über Kristallin direkt der permoskythische Quarzitkomplex und unmittelbar darüber der durch einen Perisphincten eingestufte Hochstegenkalk des Malm transgressiv

auf. Die Debatte um den Perisphincten ist heute abgeschlossen (vgl. hierzu A. TOLLMANN, 1962, S. 209—211). Nicht nur der Umfang der Schichtlücke, sondern auch der Gesteinstypus des Acceglio-Malms und des Hochstegenkalkes stimmen vollkommen überein: Zu den schönen Quarzsand- und Quarzitgeröll-Horizonten in den tiefsten Dezimetern des Acceglio-Malms, die ich unter der Führung von Prof. M. LEMOINE kennen lernen konnte, fand ich analoge Quarzsandeinschaltungen in den basalsten cm-Lagen des Hochstegenkalkes im Wolfendornprofil im Westteil des Tauernfensters.

Die Hochstegenkalkfazieszone, die die unmittelbare sedimentäre Hülle der Zentralgneiskerne im Tauernfenster bildet, ist das genaue Analogon der Acceglio-fazies im Westen (Abb. 1).

Gegen innen schließt in beiden Gebieten ein Bündnerschiefer-Faziestrog an. M. LEMOINE konnte zeigen, daß der an das Briançonnais einst unmittelbar angrenzende Teil in präpiemontesischer Fazies durch einen bedeutenden Sand-Mikrobrekziengehalt gekennzeichnet ist, den er als Abtragungsprodukte aus dem Briançonnais deutete. Ganz die gleichen Verhältnisse treffen wir im Tauernfenster: An die Hochstegenfazies schließt im Süden der Brennkogel- und Quarzitgeröllstreifen (Untere Schieferhülldecke) an mit reichlich Quarziten, Karbonatquarziten und mit Dolomit- und Quarzitbrekzien innerhalb der Bündener Schiefer. Die Brennkogelfazies stellt demnach das Äquivalent der präpiemontesischen Fazies dar.

Auch der folgende, der hochpiemontesische Faziestrog, findet noch in den Tauern, trotz der großen Entfernung, sein Analogon in dem südlich folgenden Streifen in Glocknerfazies. Beide Gebiete sind durch den großen einförmigen Juraschieferkomplex von Bündnerschiefern und die mächtigen Ophiolite mehr gegen das Hangende der Jurafolge gekennzeichnet (Großglockner, Monte Viso). Während hier in den französischen und italienischen Westalpen die Reihe der Tröge gegen innen hin durch die Jungschichtenverdeckung in der Poeben nicht mehr weiter verfolgt werden kann, folgen im Tauerngebiet weitere Zonen, die wiederum brekzienreiche penninische Klammkalkzone (deren Stellung allerdings erst revidiert werden muß!) und die ostalpinen Zonen.

Von der Acceglio-Hochstegenkalkfazies-Zone gegen außen hin aber läßt sich die Parallele zwischen West- und Ostalpen auch noch finden, obgleich heute große Teile dieser einst hier anschließenden Zonen durch die weit aus dem Süden stammenden, herangeschobenen Kalkalpen verdeckt sind. Die Accegliozone stellt ja nur den innersten, wohl ursprünglich auch 25 km breiten, im Tauerngebiet breiteren Abschnitt des Briançonnais dar. Der Hauptteil dieses so lange als Schwellenzone funktionierenden Rückens liegt noch außerhalb der Accegliozone. Durch Rekonstruktion der Verhältnisse in den Ostalpen im Cenoman, vor der Überfahrung des Randstreifens durch die Kalkalpen, habe ich wiederholt auf die Bedeutung eines N vor dem „Pennin“ liegenden „Ultrapienidischen Rückens“ im Sinne von F. TRAUTH, 1934 hingewiesen. Dieser Rücken fungierte damals als breite, nach S (und N) Schutt liefernde Schwellenzone (A. TOLLMANN, 1961, S. 511; 1963 b, S. 484; 1963, S. 193). Von diesem Rücken kennen wir bisher nur bestimmte Gesteine („Exotika“), die als Gerölle im Stirnteil der damals gerade an diese Schwelle herangeschobenen Kalkalpen erhalten sind. Später wurde der Rücken durch den weiteren Nachschub der Kalkalpen überwältigt. Außer alpinem Altpaläozoikum findet man in diesem Geröllbestand vor allem in reichem Maße die Permoskyth-Sandsteine und die damit verbundenen basischen und



sauren Eruptiva. Jüngere, etwa mitteltriadische oder oberjurassische Anteile dieses Rückens sind bisher nicht nachzuweisen gewesen, da sie nicht leicht vom kalkalpinen Lokalschutt in den Cenomanbrekzien zu unterscheiden gewesen wären. Immerhin: Aus dem Cenomanschutt in der Kalkalpenstirn, der aus dem Schwellengebiet vor allem den permotriadischen Basalkomplex mit den Eruptiva umfaßt, aber keine faziell etwa eigenständigen Trias- und Jurasedimente, kann der länger anhaltende Schwellencharakter dieser Zone ermittelt werden. Ihre Lage N anschließend an die Hochstegenkalk-Schwelle (Accegliozone) berechtigt uns, darin den Nordabschnitt des Briançonnais zu sehen. Damit läßt sich endlich eine befriedigende Erklärung und eine befreiende Lösung des Problems der regionalen Stellung dieser seit 1960 in ihrer Existenz, Bedeutung und genaueren Lokalisierung wiederum fixierten Ultrapienidischen Schwelle geben.

Im Norden dieser Zone folgt in den Ostalpen der Flyschtrog. Er stellt in der Hauptsache die direkte Fortsetzung des nordpenninischen Flyschtroges, des Flyschanteiles des Valaistroges dar. Das wird allgemein anerkannt. Im tieferen und mittleren Mesozoikum reichte dieser erst in der Kreide rasch absinkende Trog kaum weit in die Ostalpen hinein. Wir haben zumindest keine Anzeichen dafür. Er wird gegen E endigen, so wie er im W schon N der Durance endigt. Und der Flysch, der im E in der Kreide und später aus diesem Trog fortsetzt, hält sich nicht mehr an die geradlinige Fortsetzung dieser Zone, sondern greift gegen E mehr und mehr auf äußere Zonen über, setzt schräg sedimentär über alten helvetischen Grestener Untergrund über, liegt bei Wien bereits N der St. Veiter Zone (Grestener Fazies) und in den Westkarpaten außerhalb der Pieniden, diesem inneren Element der helvetischen Randzone. Dieses schräge Vorgreifen wurde bereits wiederholt näher dargelegt (ausführlich 1963, S. 131; 1963 a, S. 51).

In den Westkarpaten finden wir übrigens als Äquivalent südlich der helvetischen Innenzone, den Pieniden, wiederum unsere beiden Briançonnais-elemente: nämlich die Fortsetzung des Ultrapienidischen (nord- und mittelbriançonischen) Rückens hier gut belegt in der Position durch die Schüttung der ganz analogen exotischen Gerölle in der Kreide nach Norden, in den Südteil der pienidischen Klippenzone (J. BIRKENMAJER, 1960, S. 21—26, S. 28, Fig. 5 E)! Der Süd-briançonnais-Abschnitt ist in den hochtatischen Einheiten, in den Kerngebirgen der Karpaten mit sehr schönen Analogien in Schichtfolge und nach Schichtlücken gegeben, wie ich vergleichsweise bei Exkursionen in der Hohen Tatra sehen konnte. Der Piemontaitrog mit seinen Teilfazieszonen hingegen erlischt am Ostrand der Alpen (Rechnitz), da in den Karpaten als nächstsüdlichere Einheit über dem Hochtatrikum die Križna-Decke mit ihrer unterostalpinen Fazies in Erscheinung tritt.

In Überschau ergeben sich demnach folgende schöne Parallelen in dem vor dem Ostalpin liegenden Abschnitt in Westalpen, Ostalpen und Westkarpaten:

Westalpen	Ostalpen	Westkarpaten
Dauphinois-Helvetikum Valais	Helvetikum-Grestener Zone Fortsetzung des Valais-Flyschanteiles	Pieniden schräg nach außen querend
Briançonnais-Hauptteil Accegliozone Präpiemontais Hochpiemontais	Ultrapienidische Schwelle Hochstegenzone Brennkogelfazieszone Glocknerfazieszone	Ultrapienidische Schwelle Hochtatrikum (Tatriden) fehlt fehlt

Über die tektonischen Zusammenhänge kann in diesem Rahmen nicht berichtet werden. Die Übersicht über die primäre Anordnung der Fazieszonen, Abb. 1, gibt hier konkrete Hinweise.

### Unterostalpine und zentralalpine Fazies

Semmering, Radstädter Tauern und Tarntaler Berge sind die Kerngebiete für die Faziesanalyse des Unterostalpins in den Ostalpen. Kleinere Schollen am Rand des Tauernfensters, im Rahmen des Engadiner Fensters und das Unterostalpin am West-Ostalpenrand ergänzen das Bild dieser Serie gegen W hin. Vom „Radstädter Tauerngebilde“ ausgehend hat die Gliederung des zentralalpinen, metamorphen Mesozoikums bereits in der Mitte des vorigen Jahrhunderts durch D. STUR, 1854, K. PETERS, 1854 und F. HAUER begonnen. Heute sind Schichtfolge, Serienumfang und Fazies dieser unterostalpinen Vorkommen weitgehend bekannt.

Gerade dadurch kann man nunmehr daran gehen, die Frage nach der Eigenart der „zentralalpiner Fazies“ des Mesozoikums, für die die Fazies-eigenheit der Radstädter Tauern im Vergleich mit anderen „zentralalpin“ entwickelten Mesozoika als Grundlage dient, neu zu untersuchen. Die Eigenart dieser Entwicklung, besonders im Hinblick auf die kalkalpine (nordalpine) Fazies, hat ja bereits C. W. GÜMBEL bei seiner Theorie der zentralalpinen Insel hervorgekehrt, G. STEINMANN in seiner „lepontinischen“ Fazies inbegriffen, C. DIENER durch die Bezeichnung „austroalpine Fazies“ ausgedrückt und schließlich F. FRECH unter der Bezeichnung „zentralalpine Fazies“ allgemein bekanntgemacht.

Von jenen, bis in die jüngste Zeit vereinzelt hervortretenden Autoren abgesehen, für die im Sinne von E. KRAUS der Name „zentralalpines Mesozoikum“ nur eine topographische Bezeichnung für sämtliche mesozoischen Sedimentreste in den Zentralalpen ohne Rücksicht auf die fazielle Entwicklung bedeutet, hat man wiederholt versucht, die Eigenart der Sedimente in zentralalpiner Fazies klarzustellen — auch für die tektonische Analyse ist die zutreffende Erkenntnis der Fazies-eigenart der zentralalpiner Sedimentreste mit von Bedeutung. Allgemein galt, besonders im Anschluß an H. P. CORNELIUS, 1949, S. 238, daß dieser Faziesraum durch eine geringe Serienmächtigkeit, primäre Lückenhaftigkeit, Fossilarmut und durch bedeutenden Vorlandeinfluß gekennzeichnet sei. Diese Charakteristik ist nach den neueren Untersuchungen heute nicht mehr in dieser Art aufrechtzuerhalten. Vor allem handelt es sich beim Hauptargument, der geringen Mächtigkeit und Lückenhaftigkeit nicht um Faziesmerkmale, sondern bei den hier zur „zentralalpiner Fazies“ gestellten Entwicklungen (unterostalpine und mittelostalpine Fazies, nicht mehr die doch selbständige „penninische“ Fazies) um das Ergebnis tektonischer Verschleifung. Sämtliche unter- und mittelostalpine Mesozoika der Ostalpen haben in Trias und Jura primär eine vollständige Schichtfolge gehabt — abgesehen vom eng begrenzten mittelostalpinen Abschnitt Stubai-Lischanna, wo Rhät ausfiel. Ebenso kann in dieser Region die Mächtigkeit von tektonisch nicht reduzierten Vorkommen sehr bedeutend sein, 2000 m in Trias-Jura (Radstädter Unterostalpin, Stubai-Mittelostalpin) — wenn auch die Mächtigkeiten gegenüber manchen, aber nicht allen Abschnitten der nord- und südalpiner Fazies zurückbleiben. Primäre Fossilarmut ist nur bedingt vorhanden: In manchen Trias- und Juraschichtgliedern kann Massenaufreten von Fossilien beobachtet werden (Crinoiden im Oberanin und Lias, Diploporen im

Ladin, schöne Faunen im Rhät, Belemniten an der Grenze Lias/Dogger). Die Fossilarmut ist nur auf bestimmte Schichtglieder beschränkt, die gegenüber der kalkalpin-nordalpinen Fazies tatsächlich noch stärker Vorland- bzw. randalpin beeinflusst sind, bzw. auf den sandigschieferigen Lias, der Ähnlichkeit zu den fossilarmen Bündnerschiefern im einst N benachbarten penninischen Trog zeigt. Wohl aber ist zu betonen, daß in der artlichen Zusammensetzung der Faunen, ja im Prozentsatz der Häufigkeit der verschiedenen Arten im zentralalpinen Faziesraum eine sehr große Konstanz über weite Strecken nachzuweisen ist. So z. B. bisher im oberanisischen Trochitendolomit und im Rhät, wobei auf die Biofazies des Rhät („Lungauer Fazies“) in einem eigenen Artikel bereits eingegangen wurde (E. KRISTAN & A. TOLLMANN, 1964).

Zur Charakterisierung der zentralalpiner Fazies muß man in erster Linie von den Kerngebieten im Raum rund um das Tauernfenster ausgehen. Man muß beachten, daß sich im Streichen jedes Faziestroges bestimmte Änderungen einstellen. In unserem Fall z. B. der Keupereinfluß in der Obertrias, der von den Karpaten herüberreicht, im E oder das Auftreten von ammonitenführendem Steinsberger Liaskalk im unterostalpinen Rahmen des Engadiner Fensters im W.

Die Eigenart der zentralalpiner Fazies läßt sich nicht mit den oben zitierten Schlagworten zusammenfassen. Sie liegt vielmehr in erster Linie in einer ganz bestimmten Folge von lithologisch charakteristischen Gliedern, die sich in den Zentralalpen über sehr weite Räume hin verfolgen lassen. Diese Gemeinsamkeiten sind naturgemäß erst jetzt, nach Klärung der Stratigraphie feststellbar: Das Perm ist stets als Alpiner Verrucano ausgebildet, nie gipshältig, nie Haselgebirge-führend. Das Skyth ist stets als Quarzit, an der Obergrenze als Röt-Rauhackenserie entwickelt, im Gegensatz etwa zur Werfener Schieferfazies im Mittel- und Ostabschnitt des nordalpinen Troges. Die Mitteltrias ist im Normalfall aus der konstanten Abfolge Rauhacken, Anisbasisschiefer-Brekzien, Aniskalk, Dolomitschlierenkalk, oberanisischer Trochitendolomit bzw. dunkler Oberanisdolomit und heller Ladindolomit aufgebaut. Die Obertrias ist dort, wo nicht Keuperfazies von den Seiten her den Vorlandeinfluß anzeigt, bereits in vielem ähnlich der voralpinen Entwicklung, aber oft durch Brekzienreichtum, vor allem aber durch eine bestimmte Rhätfauuna charakterisiert. Der Lias zeigt durch Dolomitsandgehalt in den Schiefen zentralalpine Merkmale, Juraquarzite und Karbonatquarzite sind ebenfalls ein Charakteristikum für diese Entwicklung.

Als allgemeines Merkmal kann gegenüber der nordalpinen Fazies wohl doch der bedeutend größere Brekzienreichtum in Trias und Jura angegeben werden, ferner das weitgehende Fehlen von Vulkaniten in der Trias, die gelegentlich noch in der südalpinen Triasprovinz benachbarten nordalpinen Fazies auftreten, nicht aber bzw. kaum mehr noch weiter in die randlicheren Zonen reichen.

Über den Gesamtcharakter der zentralalpiner Fazies läßt sich demnach folgendes zusammenfassen: Im Gegensatz zur wesentlich stärker variierenden nordalpinen Trias weithin konstante Serienzusammensetzung bestimmter lithologischer Art in Perm, Unter-, Mittel-Trias und Jura, wobei gelegentlich der Vorlandeinfluß noch stärker wahrnehmbar ist; Fossilführung bestimmter Art in den einzelnen Horizonten, Fossilarmut in den stärker vorlandbeeinflussten Gliedern, weitgehendes Zurücktreten der Vulkanite in der Trias, relativer Brekzienreichtum in Trias und Jura. Man sieht demnach, daß die Kennzeichnung nur

durch subtilere Merkmale, vor allem nach einer genauen litho- und biofazialen Analyse möglich ist, daß es aber auch in tektonisch reduzierten Serien, gerade etwa auf Grund der Permo-Mitteltrias oder auf Grund des Jura allein schon möglich ist, den Faziescharakter festzustellen. Gegenüber der in manchem ähnlichen Briançonnais-Fazies der Westalpen, die als vorlandnähere Faziesstreifen naturgemäß mehr Ähnlichkeit zur zentralalpiner als zur ursprünglich weiter innen gelegenen nordalpiner Fazies zeigt, ist die Serienvollständigkeit gegenüber deren lückenhafter Entwicklung das Hauptunterscheidungsmerkmal.

Auf die Einzelheiten der Eigenschaften der unterostalpinen Teilfaziesgebiete kann in diesem Rahmen nicht eingegangen werden (vgl. hierzu A. TOLLMANN, 1958, 1958 a, 1963). Erwähnung finden soll nur noch eine neue, zum Pennin vermittelnde Unterfazieszone aus den Radstädter Tauern, die *Malutzfazies* im tiefsten, ursprünglich nördlichsten Randstreifen gegen das Pennin hin, durch einen großen Reichtum an Juraquarziten, Karbonatquarziten und Jura-brekkien ausgezeichnet, durch die Trias und das Phänomen der Riesenschollen-brekkien (Schwarzeck-Phänomen) aber mit der einst S benachbarten Hochfeindfazies engst verknüpft.

### Die Zugehörigkeit der mittelostalpinen Entwicklung zur zentralalpiner Fazies

Jene permomesozoischen Sedimentserien eigener Art, die, abweichend vom Auftreten der nordalpiner Faziesglieder transgressiv unmittelbar auf dem Kristallin der Zentralalpen auflagern, habe ich 1959 der mittelostalpinen Fazies zugeordnet. Es gehören hierzu z. B. die Permotrias im Liegenden der Grauwackenzone (Tattermann-Thörlers-Rannach-Zug), das Flattnitz-Stangalm-Mesozoikum mit seinen Ausläufern, das Stubai Mesozoikum, die Engadiner Dolomiten, der Ducan und eine Reihe kleinerer Vorkommen. Diese Serien sind durch ihre lithologische Entwicklung eng mit der unterostalpinen Fazies verbunden, durch das Zurücktreten des Brekkienreichtums, durch die gelegentliche Einschaltung mächtigerer Plattenkalke (diese allerdings bereits in den Radstädter Tauern lokal in Mächtigkeiten von 10 bis maximal 20 m vorhanden) und einige andere Merkmale doch als eigener Faziesraum aufzufassen. Trotzdem ist die Bindung dieser Vorkommen, etwa die des Stangalm- und Stubai Mesozoikums zum Unterostalpin unvergleichlich stärker als zu irgendwelchen nordalpiner Teilfazieszonen.

Die erste zusammenfassende und doch detaillierte Darstellung dieser selbständigen großräumigen Fazieszone habe ich 1963, Taf. 6—7 in Form von Säulenprofilen vorgenommen, worauf hier verwiesen sei. Inzwischen wurden weitere Beobachtungen gesammelt, die wiederum in die gleiche Richtung weisen, nämlich auf die enge Verwandtschaft von mittel- und unterostalpinen Fazies.

Vom Abschnitt E des Tauernfensters sei in dieser Hinsicht hervorgehoben: Die Tattermann-Thörlers-Serie in der Tattermannschuppe im Hangenden des Semmeringsystems und unter der Grauwackenzone gestattet eine weitere Verfeinerung der lithologischen Gliederung des Inhaltes. 1 km SW Prein, Niederösterreich, konnte in dieser Serie über dem festen Skythquarzit der oberskythischen Schiefer, der Röt, entdeckt werden (vgl. A. TOLLMANN, 1964 c, S. 197), so daß die Analogie der im Thörlers Sedimentstreifen bis zum Wettersteindolomit erhaltenen Serie zum angrenzenden, unterlagernden Unterostalpin hier eine vollkommene ist: Mächtiger Alpiner Verrucano des Oberperm mit Porphyroiden,

skythischer Semmeringquarzit, oberskythische Rötschiefer mit Kriechspuren gleicher Art in beiden Einheiten (im Mittelostalpin SW Prein, im Unterostalpin neuestens am Dürriegel SW vom Sonnwendstein gefunden), unteranisische Rauhwacke, crinoidenführender Anisbänderkalk, gelegentlich mit Dolomitschlieren und Hornsteinknollen im Hangenteil (Mittelostalpin S Thörl, Unterostalpin am Dürriegel-S), dunkler Oberanisdolomit und heller Wettersteindolomit bilden in beiden Großeinheiten eine in jeder Hinsicht ununterscheidbare, in starkem faziellern Gegensatz zur vielfältigen, über der Grauwackenzone auflagernden nordalpinen Permotrias stehende Abfolge.

Die Meinung von E. CLAR (Vortrag Tagg. Dtsch. Geol. Ges. 1964) daß diese Tattermann-Thörl Serie den liegengelassenen Teil der Schichtfolge der nordalpinen Frankenfesler Decke darstelle (und man dadurch einen namhaften Betrag der Überschiebungswerte von Oberostalpin über Mittelostalpin einsparen könne), steht mit diesen faziellen Gegebenheiten in strengem Kontrast. Hinzu kommt, daß die Schichtfolge der Frankenfesler Decke heute nicht mehr nur ab Obertrias aufwärts bekannt ist, sondern seit A. RUTNER, 1960, S. 232 auch die tieferen Schichtglieder dieser Decke — älter als Hauptdolomit — am Südrand des Brettler-Fensters aufgefunden wurden, wobei noch Opponitzer Kalk, Lunzer Schichten, Reiflinger Kalk und zutiefst dunkler Gutensteiner Kalk zum Vorschein kamen. Die Mitteltrias der Frankenfesler Decke entspricht also der der Lunzer Fazies, wie E. SPENGLER, 1959, S. 292 vermutet hatte, das heißt Muschelkalk und Reiflinger Kalk werden ohne Zwischenschaltung von Wettersteinkalk unmittelbar vom Lunzer Karn überlagert. So wird die Auffassung von E. CLAR betreffs einer Bindung von Thörl Serie mit Frankenfesler Decke nicht nur aus dem faziellen Vergleich heraus, sondern durch die 1960 erfolgte Entdeckung der andersartigen Basalglieder der Frankenfesler Decke widerlegt.

Die Untersuchung des Rhät im Stangalm-Mesozoikum auf der Eisentalhöhe (E. KRISTAN-TOLLMANN & A. TOLLMANN, 1964) brachte eine Überraschung. Die Situation liegt hier folgendermaßen: Permoskyth-Quarzitserie, Mitteltriasabfolge, sandige Juraschiefer und Jurakarbonatquarzite sind klare Indikatoren für die Zuordnung dieses Mesozoikums zum zentralalpinen Faziesraum, stehen in Einzelheiten in deutlichem Gegensatz zu den nordalpinen-kalkalpinen Faziesverhältnissen (vgl. A. TOLLMANN, 1958 b). Die Obertrias hingegen ist sogar schon im Unterostalpin der Radstädter Tauern mit ihrer lithologischen Folge von schiefrig-dolomitischen Karn, Hauptdolomit, Plattenkalk, Kössener Schichten und oberrhätischem, Megalodonten führendem Dachsteinkalk der nordalpinen Entwicklung bereits weitgehend ähnlich — und zwar nicht nur in der Pleislingfazies, sondern gleichermaßen sogar in der dem Pennin einst ursprünglich benachbarten Hochfeinfazies (A. TOLLMANN, 1963 c, S. A 61). Nur gelegentlich, bei starkem Hervortreten der karnischen, norischen und rhätischen sedimentären Brekzien sind die Unterschiede zur nordalpinen Entwicklung deutlich, in vielen Profilen aber auch hier nicht markiert. Die Obertrias des Stangalm-Mesozoikums stimmt mit diesen Verhältnissen überein, bei ausschließlicher Betrachtung dieser Obertrias würde man zunächst, auf lithologischer Basis, keine Zuordnung zu nordalpiner oder zentralalpiner Fazies vornehmen können. Die Untersuchung der Fauna des lithologisch in so weiten Teilen der Alpen gleichförmigen Rhäts aus Kössener Schichten hat aber überraschenderweise ergeben, daß im gesamten zentralen Abschnitt der zentralalpinen Faziesregion beiderseits des Tauernfensters über der schwäbischen Biofazies der basalen Lagen eine völlig eigen-

ständige, durch Artauslese und sogar durch Prozentzahl der Individuen innerhalb der einzelnen Arten überaus konstant zusammengesetzte Fauna auftritt, wie sie in den Nördlichen Kalkalpen (abgesehen vom Vorarlberger Abschnitt, s. u.) trotz Revision der klassischen Profile nirgends wiedergefunden wurde. Diese als „Lungauer Fazies“ bezeichnete Entwicklung ist durch das Hervortreten von vier Korallenarten mit bestimmter Häufigkeitsverteilung, nämlich *Astraeomorpha crassisepta* RSS. (hh), *Oppelismilia zitteli* (FR.) (ns), *Thecosmilia bavarica* FR. (ns), *Thamnasteria rectilamellosa* WINKL. (s) und durch Häufigkeit von Lagen mit *Isocrinus propinquus* (MSTR.) gekennzeichnet. Daneben sind noch bestimmte Brachiopodenarten erwähnenswert, ferner sind die faziell aber uninteressanten, für die Kössener Schichten ja allgemein häufigen bankbildenden Thecosmilien anzuführen. Die enorme Konstanz der Zusammensetzung dieser Fauna in sämtlichen Profilen in den Unteren und Oberen Radstädter Decken, im Unterostalpin der Tarntaler Berge (das erst jüngst, nach Abschluß der Stangalmarbeit, unter diesem Gesichtspunkt überprüft werden konnte) und im Mittelostalpin der Stangalm und der Gegensatz zu Faunen in lithologisch gleichartigen nordalpinen Serien der mittleren Kalkalpen ist ein bemerkenswerter weiterer Hinweis auf die Eigenständigkeit der zentralalpinen Entwicklung und auf die enge fazielle Bindung der angegebenen unter- und mittelostalpinen Serien. Das Ergebnis der Untersuchung der Fauna des Stangalm-Rhät war für mich selbst überraschend, da die enorme lithologische Konstanz der Kössener Schichten in den Ostalpen und darüber hinaus von vornherein nicht den Gedanken einer Erfassbarkeit dieser selbständigen Provinz nahelegen würde. Es fügt sich aber genau in das Bild ein, das uns schon die lithologische Übereinstimmung der übrigen permomesozoischen Glieder des zentralalpinen Faziesraumes geliefert hat.

Bezüglich des Flattnitzer Mesozoikums sei noch vermerkt, daß diese in Fazies und Schichtfolge unmittelbar das Stangalm-Mesozoikum gegen E fortsetzende Einheit nunmehr nach Fossilfunden im Rhät durch P. BECK-MANNAGETTA auch von diesem Autor als Mesozoikum anerkannt wird (1964), nachdem er zuvor nicht nur die Detailgliederung (H. STOWASSER, 1956, A. TOLLMANN, 1958) bezweifelt, sondern sogar das mesozoische Alter gegenüber paläozoischer Einstufung in Zweifel gestellt hatte. Sein Gliederungsversuch (1964, S. 317), die Deutung von Calzitnestern als mögliche Cidarisstacheln des Karn, worauf ein Vergleich zur nordalpinen Fazies aufgebaut wird usw. entbehren aber einer soliden Grundlage.

Der Gegenflügel des Stangalm-Mesozoikums im W des Tauernfensters, das Stubai-Brenner-Mesozoikum, zeigt besonders durch den Jura, der bezeichnenderweise auch primäre Dolomite enthält, die Zugehörigkeit zur zentralalpinen Fazies. Daß sich in der Serlesgruppe im mittelostalpinen Stubai Mesozoikum der höhere Jura über dem Lias noch gut lithologisch abtrennen und kartierungsmäßig erfassen läßt, habe ich 1963, S. 84 im Gegensatz zur Darstellung von H. KÜBLER & W. E. MÜLLER, 1962, S. 207 gezeigt. Diese Autoren hatten eine stratigraphische Untergliederung ihres nachtriadischen „metamorphen Kalkkomplexes“ als unmöglich erachtet, was auch gegenüber O. SCHMIDEGG, 1956 einen Rückschritt bedeutet. Von der stratigraphischen Abtrennbarkeit dieser Serie des höheren Jura aus Hyänenmarmor, mächtigen Radiolaritbänken und gelblichen Kalken und Schiefen konnte ich mich neuerdings wieder überzeugen.

In vergleichbarer Großposition und in enger fazieller Beziehung zu diesem mittelostalpinen Stubai Mesozoikum stehen die übrigen mesozoischen Serien,

die weiter im W über dem Kristallin der Zentralalpen auflagern: Die Gruppe Kalkkögel-Serles-Tribulaun liegt auf dem gleichen kristallinen Sockel wie Telfer Weiße und Schneeberger Mesozoikum und wie der Jaggl im W der Ötztaler Alpen. Diese sicher zusammengehörigen Sedimentvorkommen auf ein- und demselben Sockel gestatten nun vom Jaggl (Cima del Termine) aus eine weitere fazielle Anknüpfung gegen W. Für Einzelheiten der nunmehr betrachteten Schichtfolgen muß auf Taf. 6, 1963, verwiesen werden. Ohne daß hier auf die umfangreichen, besonders durch Schweizer und österreichische Geologen erarbeiteten stratigraphischen und faziellen Einzelheiten der westlichen Vorkommen eingegangen werden kann, deren Entwicklung derzeit erneut im Brennpunkt der Untersuchungen der Schule R. TRÜMPY steht, sei doch auf die bisherigen Auffassungen über Faziesbeziehungen durch die Lokalkenner aufmerksam gemacht.

Betreffs der faziellen Stellung des Jaggl schrieb K. KARAGOUNIS, 1962, S. 415: „Hess, 1953, spricht zusammenfassend von einer noch viel engeren faziellen Beziehung zwischen Jaggl und Engadiner Dolomiten. Die enge verwandtschaftliche Beziehung dieser zwei Gebiete postulierte aber auch HAMMER, 1911, der den Jaggl zum Faziesbezirk der Unterengadiner Dolomiten und Münstertaler Alpen rechnet.“ So wird die Brücke vom Jaggl zu den Engadiner Dolomiten (Scarl-, Quattervals-, Ortler-Schuppen bzw. -Decken) geschlagen. Die enge fazielle Bindung und den Zusammenhang von Scarl- und Quattervals-Decke innerhalb der Engadiner Dolomiten betonte H. EUGSTER, 1959, S. 560. W. HESS hob 1953, S. 82 die enge Beziehung zwischen Quattervals-Decke und Ortler-Zone hervor: „In der Faziesverteilung und Ausbildung zeigt das Norien in der Ortler- und der Quattervals-Decke eine große Anzahl auffallender Übereinstimmungen, so daß an ihrer engen Verwandtschaft kaum zu zweifeln ist.“ K. KARAGOUNIS gelangte 1962, S. 415 zur Meinung von „einer primären südlichen Angliederung der Ortler-Zone an die Engadiner Dolomiten“. Die Brücke zwischen Engadiner Dolomiten (Scarl-Decke als Hauptrepräsentant) und Ducan-(Silvretta-)Trias schließlich bildet eine Reihe von recht speziell entwickelten Schichtgliedern, worauf bereits H. BOESCH, 1937, S. 50 nachdrücklich verwies, so z. B. „auch das Carnien (der Scarl-Decke, Verf.) schließt sich eng an die Hochducanfazies an, vor allem das Auftreten der tuffogenen Sandsteine im oberen Carnien ist in seiner vollständigen Gleichheit überraschend“. K. KARAGOUNIS betonte 1962, S. 416 wiederum die gute Anschließbarkeit der Ducangruppe an die Ausbildung im NW-Teil der Engadiner Dolomiten. Daß die Arosener Dolomiten ebenfalls noch in den mittelostalpinen Faziesgroßraum des Westens passen, habe ich 1963, S. 167 erörtert.

Trotz mancher Probleme, die die Schweizer Bearbeiter betreffs der primären internen Anordnung dieser verschiedenen Teileinheiten im Raum Ducan und Engadiner Dolomiten diskutierten, ist ihnen doch die enge fazielle Zusammengehörigkeit dieser Sedimentschollen, ihre Gemeinsamkeit in den großen Zügen, der einen stärkeren Gegensatz zum Unterostalpin, zu den oberostalpinen (nordalpinen) Kalkalpen und zur südalpinen Entwicklung in den Bergamasker Alpen bewirkt, heute klar (vgl. hierzu die ausgreifenden Faziesvergleiche von K. KARAGOUNIS, 1962, S. 417) — ein Umstand, der für die seit 1959, Karte, von mir vorgenommenen Abgrenzung all dieser mittelostalpinen Vorkommen gegenüber dem nordalpinen-kalkalpinen Trog von Bedeutung ist.

## Stellung und Eigenart des nordalpinen Faziesraumes

Bezüglich des nordalpinen Faziesraumes sollen nur einige Gesichtspunkte in bezug auf wichtige Anknüpfungen herausgegriffen werden.

Die erste Frage betrifft den Nordrand, im E durch die Frankenfesler Decke mit der Frankenfesler Fazies repräsentiert, zu der auch die abgesplitterten Stirnschuppen der Kieselkalk- und Cenomanrand-Zone gehören. Der Stirnteil der Frankenfesler Decke hat im allgemeinen durch die tektonische basale Abscherung den Abschnitt im Liegenden des Hauptdolomites verloren. E. SPENGLER hatte sich in bezug auf die Zugehörigkeit dieses Faziesraumes zur breit im S anschließenden Lunzer Fazies noch nicht entscheiden können (1959, S. 292). Tatsächlich zeigen die seit 1960 bekannten tieferen Schichtglieder (mittlere Trias und basale Obertrias) die Merkmale des Lunzer Faziesraumes. Aber auf Grund einer Reihe von Obertrias- und Juramerkmalen ist doch eine gewisse Selbständigkeit der „Frankenfesler Fazies“, wie ich diesen Randstreifen 1963, S. 171 und 1964, S. 154 bezeichnete, gegeben. Daß die mittelostalpine Thörlper Permtrias nach Fazies und Stellung (Transgression direkt auf Kristallin und nicht auf Paläozoikum wie im Bereich der nordalpinen Fazies) nicht als Basalteil der Frankenfesler Decke gewertet werden kann, wie E. CLAR, 1964 annahm, daß ferner schon seit 1960 eine andersartige Tieftrias der Frankenfesler Decke bekannt ist, wurde oben ausgeführt. Eine weitere Idee von E. CLAR (Vortrag Tagg. Dtsch. Geol. Ges. 1964), daß nämlich die obere Radstädter Deckengruppe (mit ihrer Pleislingfazies) zwischen Bajuvarikum und Tirolikum einzubauen sei, stößt nicht nur auf Widerstände bei den tektonischen Gegebenheiten (erforderliche Beförderung dieser Einheit aus dem Abschnitt zwischen Bajuvarikum und Tirolikum, zwischen denen übrigens die Deckengrenze unweit E vom betrachteten Abschnitt im Sengengebirge ausläuft, nicht nur unter die oberostalpine Grauwackenzone, sondern auch noch unter das mittelostalpine Kristallin der Schladminger Tauern; Zerreißung des Lungauridenringes des Tauernfensters), negiert ferner nicht nur die klare Faziesbeziehung zwischen den tieferen und höheren Radstädter Decken, die vom Twenger Kristallin an aufwärts durch so viele Einzelheiten miteinander verbunden sind (die tiefere Deckengruppe der Radstädter Tauern mit dem Hochfeind soll ja nach E. CLAR weiterhin als zentralalpine Fazies gewertet werden), sondern widerspricht auch allen weiteren faziellen Gegebenheiten. Vom Permoskyth-Quarzitkomplex an, der sich von der Quarzit nur ganz untergeordnet führenden Haselgebirgs- und Werfener Schiefer-Entwicklung des Südbajuvarikums scharf unterscheidet, über die in so vielen Merkmalen typisch zentralalpine Trias mit ihrem Reichtum an sedimentären Brekzien gerade in der Pleislingdecke (Brekzien des Unteranis, Oberanis, Mittelladin, Unterkarn, Obenor, tieferen Rhät) bis zum Jura mit seinen mächtigen dolomitsandhaltigen Liasschiefern und mit Dolomitbrekzien auch in der Pleislinggruppe gibt es hier im Herzen des zentralalpinen Faziesraumes in den Radstädter Tauern so viel Eigenständiges gegenüber der kalkvorpalpinen Entwicklung, daß ein Einbau der oberen Radstädter Decken zwischen Tirolikum und Bajuvarikum oder irgend anderswo innerhalb der Nördlichen Kalkalpen nicht begründbar vertreten werden kann.

Das interne Hauptfaziesproblem der Kalkalpen war bisher stets die Einwurzelung der so stark individualisierten und doch auf so weite Strecken zusammenhängend verfolgbar Hallstätter Entwicklung. Während



die Zlambachfazies als nördlicher Teil des Hallstätter Faziesbezirkes nur vom steirischen Salzkammergut an gegen W als individualisierte Fazieszone vorhanden ist, zieht die einst S daran anschließende Hallstätterkalkfazies weiter bis zum Ostrand der Kalkhochalpen fort. Das alte Problem der Einwurzelung des Hallstätter Fazieskanals N oder S der großen mittel- und obertriadischen Riffstöcke am Kalkalpensüdrand konnte nun endlich im Ostabschnitt der Kalkhochalpen dadurch geklärt werden, daß hier die sonst allgemein tektonisch isolierte, als eigene Decke herausgeschnittene Hallstätter Entwicklung vom Gebiet des Hochschwabes an gegen E noch eingebunden in den Gesamtfaziesraum vorgefunden wurde (E. KRISTAN-TOLLMANN & A. TOLLMANN, 1962). Unzerschnitten folgen hier in der hochalpinen Mürzalpendecke von N nach S vier Fazieszonen: voralpine Hauptdolomitfazies, Hallstätterkalkfazies („Mürztaler Fazies“), Dachsteinkalkfazies und Aflenzer Fazies in Verzahnung am Südrand dieser Einheit. Die 1962 ausgegliederte Mürzalpendecke liefert daher nicht nur ein schönes Beispiel einer Vielfaziesdecke in den Kalkalpen — wo man ja Faziesdecken und Vielfaziesdecken nebeneinander antrifft (vgl. E. SPENGLER, 1963, S. 474 und A. TOLLMANN, 1964, S. 166) — sondern gibt auch unzweideutige Antwort auf die Einordnung des Hallstätter Faziesraumes N der hochalpinen Riffkalkmasse im Sinne von L. KOBER, 1964, S. 159—165 wurde des näheren darüber berichtet.

Über die Gesamtheit der Schollen nordalpiner Fazies, die anschließend an den Südrand der Nördlichen Kalkalpen in den Zentralalpen im Bereich der Gurktaler Decke und am Südrand der Zentralzone im Drauzug und in den Nordkarawanken liegen geblieben sind, sollen im Hinblick auf einen Gesamtvergleich hier zwei Gesichtspunkte herausgegriffen werden: Die Frage nach der Eigenart der Permoskyth-Basisbildungen und der für den primären Zusammenhang der Schollen in nordalpiner Fazies neben anderem nicht unwesentliche triadische Vulkanismus, der von seinen Hauptzentren in den Südalpen bis in die Nördlichen Kalkalpen wirksam bleibt.

Die Gesamtfolge des Permoskyth im nordalpiner Faziesraum umfaßt: Grödener Schichten (als Alpiner Verrucano im stärker vorlandbeeinflussten Westteil der Kalkalpen bezeichnet, sonst mit einer Reihe von Lokalnamen belegt) und Haselgebirge mit Gips- und Salzlagerstätten und mit Resten von Bellerophon-dolomit als Vertreter des Perm. Werfener Quarzit (Buntsandstein im W), Werfener Schiefer und Werfener Kalk als Abfolge im Skyth. Haselgebirge und Grödener Schichten vertreten innerhalb des Perm einander weitgehend. Auf Schwellen kann die Haselgebirgsfazies gänzlich ausfallen, in den Trögen dazwischen rasch sehr mächtig werden. Im Skyth ist, wie in so vielen Schichtgliedern, im Westen der vorlandverwandte Buntsandstein statt der Werfener Schichten Äquivalent. In der voralpinen Serie (einschließlich Tirolikum samt Werfener und Admonter Schuppenzone) finden wir ihn auch noch im Osten im Basalteil der Skythfolge, weiter gegen das Innere des alpinen Geosynklinaltroges hingegen tritt mehr und mehr die eigenständige, vorlandfremde Fazies auf. Über die Stratigraphie dieses Permoskyth-Komplexes, über die Einordnung des Haselgebirges ausschließlich ins Perm, über die Entdeckung des nordalpiner Bellerophon-dolomites habe ich 1964 a bereits ausführlich berichtet. Hier bleibt noch die fazielle Situation im nordalpiner Faziesraum im Oberperm zu charakterisieren um auf Grund eines als Beispiel gewählten Horizontes ein Bild dieses zu Beginn der alpidischen Entwicklung noch reichlich unbekanntes Gesamttraumes zu geben.

Es herrschte damals in der sich bereits individualisierenden nordalpinen Fazieszone ein mehrfacher Wechsel zwischen Streifen mit detritischem Material und von austrocknenden Meeresarmen, ein Wechsel, der sich heute in dem Nebeneinander von Grödener Schichten und Haselgebirgszonen erkennen läßt. Die vielerorts erfolgte Gips- und Salzlagerstättenbildung unterscheidet diesen nordalpinen Faziesraum in seiner Gesamtheit bereits klar von zentralalpinen und noch vorlandnäheren Streifen, wo Gipsablagerungen gleichen Alters fehlen.

Im einzelnen ergibt sich nach Abwicklung der tektonischen Komplikationen folgendes paläogeographisches Bild vom Oberperm im nordalpinen Faziesraum. Die kalkvoralpinen Einheiten zeigen in ihrem Nordabschnitt überall dort, wo die Basis nicht tektonisch entfernt ist, Haselgebirge als Unterlage des Skyth, so z. B. die Lunzer Decke (Südteil) und die nördlichen Teildecken der Otscherdecke im Ostteil der Kalkalpen. Den Grödener Schichten vergleichbare Bildungen fehlen weitgehend; besonders grobe Quarz-Kristallin-Konglomerate mit faustgroßen Geröllen als Vertretung dieser Grödener Schichten im erwähnten Abschnitt konnte ich nur am Ostrand des Annaberger Fensters an der Basis der Annaberger Decke auf der Ebenbauernspitz-SW-Seite an einer Störung hochgeschürft vorfinden. S dieser voralpinen, lokal sehr mächtigen Gips und gelegentlich auch Salz führenden Haselgebirgszone folgt am Südrand des Tirolikums, am Kalkalpensüdrand, wo heute noch die Basalbildungen (Prebichschichten, Basalbrekzien), die Äquivalente der Grödener Schichten, in transgressiver Lagerung über der Grauwackenzone anzutreffen sind, eine Schwellenzone, in der das Haselgebirge primär ausfiel. Der zweite Haselgebirgstrog schloß im S an. Darauf weist die große Masse von Gips und Salzlager führendem Haselgebirge mit seltenen Bellerophonolomiteinschaltungen an der Basis der Hallstätter und Hochalpinen Decken hin. Noch weiter südlich setzte eine zweite Schwellenzone mit Grödener Schichten an, heute in Resten an der Basis der nordalpinen Trias am Rücken der Gurktaler Decke erhalten. Eine dritte Zone mit permischem Gips und nun bereits Bellerophonolomit setzt erst zögernd wiederum im einst SW davon gelegenen Teil, im Drauzug und im Gödnachgraben bei Lienz ein, wo man unzusammenhängend Gips-Dolomit-Linsen innerhalb der mächtigen Grödener Schichten antrifft. Die Bellerophonolomitentwicklung bindet demnach hier schön die südalpine Fazies an die südlichsten, bei der Fernüberschiebung liegen gebliebenen Reste der nordalpinen Fazies. Die Grenze, zwischen Bellerophonolomitentwicklung im S und Haselgebirgsentwicklung im N (mit nur sehr untergeordnetem Bellerophonolomitvorkommen) ist in der Mittelkärntner Schwelle gegeben. Die Verbindung der Salinartröge erfolgte nicht auf direktem Weg N—S, sondern weiter im E, im slowenisch-ungarischen Raum.

Bereits auf Grund dieses Permoskyth-Basalkomplexes kann man eine Erscheinung erkennen, die sich beim weiteren Vergleich der Triasschichtglieder als grobe Regel innerhalb der nordalpinen Entwicklung erweist: Der Umstand, daß in diesem Faziesgroßraum einerseits von N nach S hin der außeralpine bzw. randalpine Litho- und Biofazies-Einfluß in großen Zügen bis zur Hallstätter Entwicklung abnimmt, andererseits aber ebenso von W gegen E das Zurücktreten randalpiner Einflüsse zu bemerken ist. Diese Erscheinung der Zunahme der vorland- und randferneren Faziesmerkmale gegen S und gegen E hin könnte als „nordalpine Faziesregel“ bezeichnet werden. Sie gilt für den Abschnitt N und W der Hallstätter Zone; im Südteil bewirkt ein weiteres Vordringen dieses Westeinflusses eine leichte Rückläufigkeit. Diese Regel ist nicht

streng schematisch verwirklicht, aber sie spiegelt gut den Gesamtcharakter der Erscheinungen wider, beruhend auf vielen Beispielen. Eine Reihe lokaler Störungen ist daneben vorhanden.

Diese hier gezeigte Regelmäßigkeit der Faziesänderung auch von W gegen E ist insofern zu erwarten gewesen, da der nordalpine Trog ebenso wie die einst davorliegende mittelostalpine Pufferzone sich gegen W hin verschmälert, in dem Schweizer Bereich aber beide Zonen auch primär endeten. Deshalb kann von hier aus der randalpine Einfluß auch in den inneren Geosynklinalzonen in der Längsrichtung wirksam werden, wie er weiter im E nur in der Querrichtung Einfluß nehmen kann.

Einige markantere Beispiele für die Gültigkeit dieser nordalpinen Faziesregel seien angeführt. Das Perm ist im Westabschnitt der Nördlichen Kalkalpen bereits in Form des Alpenen Verrucano ohne Haselgebirge gegeben, eine Eigenheit, die man so generell sonst nur in der zentralalpiner und in randnäheren Regionen wiederfindet. Das Skyth liegt im Westen (Tiroler und Vorarlberger Kalkalpen) und mit seinem basalen Anteil im E in den voralpinen Einheiten bis ins Tirolikum gelegentlich in Form des Buntsandsteines (Skythquarzites) vor, in Westtirol noch mit einem schieferigen, Gips und Rauhwacke führenden Röthorizont (Flirsch), der in vielem jenem der zentralalpiner Entwicklung gleicht. Gegen E und innen hin hingegen erscheint im Skyth Werfener Schiefer, am Oberrand dann Werfener Kalk, in der Hallstätterzone des Salzkammergutes bereits Ammoniten führend. Das Anis Tirols und Vorarlbergs zeigt in bestimmten Typen in den Arlbergschichten sehr große Ähnlichkeit zu Serien in zentralalpiner Fazies (z. B. im Ladin: Partnachschichten der Radstädter Tauern). Das Karn, der Hauptdolomit mit der Seefelder Fazieseinschaltung bzw. hohem Bitumengehalt, Plattenkalk, Kössener Schichten und Oberhättkalk zeigen im Gegensatz zu den Gesteinen der zentralen Geosynklinale wie Dachsteinkalk und Hallstätterkalk wiederum einerseits im Nordteil der Kalkvoralpen, besonders in Tirol („Nordtiroler Fazies“), ferner aber auch wiederum im Westteil des Südabschnittes, im Drauzug, Gemeinsamkeiten. Das Auftauchen von Dachsteinkalk im Dobratsch zeigt den W—E gerichteten Gradienten im Drauzug an. Bei Beachtung dieses W—E-Einflusses wird die „Faziesrekurrenz“ im Drauzug verständlich. Als weiteres Beispiel für die nordalpine Faziesregel sei noch das Auftauchen der „Lungauer Biofazies“ im Rhät in Kössener Entwicklung in den Bergen Vorarlbergs erwähnt, einer Fazies, die sonst nur für die zentralalpiner Zonen des Unter- und Mittelostalpin bezeichnend ist.

Ein anderes, noch den Gesamttraum der nordalpinen Fazies betreffendes Phänomen stellt der Triasvulkanismus dar, dessen Paroxysmus ja in den Südalpen zu verzeichnen ist. In der südalpinen Trias trifft man ein zweifaches Maximum an vulkanischer Tätigkeit: Zunächst kennt man nach unbedeutenderen Pietra verde- und Tuff-Lagen im tieferen Anis die oberanisischen Tuffe bzw. Intrusiva von Kaltwasser und Recoaro, sodann eine zweite Eruptivmasse und Tuffstreuung mit Schwerpunkt im Mittelladin (Wengener Schichten), gegen unten und oben aber noch darüber hinausreichend. Gelegentlich treten in den Südalpen (im W und E) auch noch im Unterkarn Tuffhorizonte und zugehörige Porphyrite auf.

Die Tuffe und Vulkanite werden mit Recht als wertvolle Faziesindikatoren gewertet, da durch ihr Auftreten in den gleichen Niveaus im nord- und südalpinen Faziesraum gut deren einstige Nachbarschaft ohne primärer Zwischen-

schaltung des zentralalpiner und penninischen Faziesgebietes zum Ausdruck kommt. Besonders der Tuffhorizont nahe der Obergrenze des Anis erweist sich mehr und mehr als ein im Gesamtgebiet des Südschnittes der Nordkalkalpen verbreitetes Niveau — was bei einer derart weiten Verbreitung der Aschenstreu ohne dazugehörige Laven nach wie vor auf die großen südalpinen Eruptivzentren als Herkunftsgebiet auch der nordalpinen Tuffe deutet. Aber auch die Annahme von eigenen lokalen Eruptivzentren in der nordalpinen Fazies spräche für die Nachbarschaft der Räume. Im heute tektonisch zwischengeschalteten und penninischen Raum fehlt ja der Triasvulkanismus weitgehend, während nachtriadische Vulkanite, die der nordsüdalpinen Entwicklung fremd sind, dort gerade zum Charakteristikum werden.

Zur Verdeutlichung der weiten Verbreitung der Triasvulkanite auch im nordalpinen Faziesgebiet seien dessen wesentlichste Vorkommen angeführt.

Abgesehen von dem von L. HAUSER, 1942, S. 151 angegebenen Diabasvorkommen im anisischen Gutensteinerkalk bei Mariazell handelt es sich bei den anisischen Vulkaniten stets um Tuffe und Tuffite des Illyr. Sie sind nahe der Obergrenze des Anis in der nordalpinen Fazies weit verbreitet. In den im S liegendebliebenen Schollen, die auch ursprünglich dem südalpinen Gebiet am nächsten waren, ist durch A. PILGER & R. SCHÖNENBERG, 1959, S. 209 von der Südseite des Dobratsch im Drauzug eine mächtige „Liegende Tuffserie“ aus Porphyrituffen beschrieben worden. In den Nördlichen Kalkalpen gehören diesem Niveau an:

1. Lechtaler Alpen: Bis 4 m mächtige grüne Tuffe und Pietra-verde-Lagen beschrieb bereits O. AMPFERER, 1932, S. 50 aus Hornsteinknollenkalken des Muschelkalkes im Flexenpaßgebiet. R. HUCKRIEDE berichtete 1959, S. 49 über Tuffe in gleicher Position N Kridlonsee. Im Krabachjochgebiet entdeckte diese Tuffe E. KOCH (in R. HUCKRIEDE, 1959, S. 50).

2. Mieminger Gebirge: Seit O. AMPFERER, 1905, S. 485 sind die grünen Lagen im obersten Muschelkalk bekannt (Tajakopf). H. MILLER bestätigte neuestens (1963, S. 293) deren Natur als Tuffe und Tuffite.

3. Wettersteingebirge: Von H. VIDAL, 1953, S. 59—70 wurden die weithin im Platten- und Knollenkalk im Liegenden des Wettersteinkalkes hinziehenden Andesit- bzw. Porphyrit-Tuffe, Kristalltuffe, Aschentuffe und Tuffite von der Nordseite des Wettersteingebirges (Zugspitzensockel, Riffspitze usw.) bekanntgemacht. Entgegen H. VIDAL hat eine Reihe späterer Autoren auch diese Tuffe noch innerhalb des Oberanis eingereicht, nicht an die Basis des Ladin gestellt. Vom Waxensteinkamm hat H. MILLER, 1962, S. 412 solche Kristall-, Aschentuffe und Tuffite im obersten Muschelkalk (Oberanis) vermeldet.

4. Karwendel: Die grüne Lage im Knollenkalk des oberen Muschelkalkes ist seit langem bekannt (A. ROTHPELZ, 1888, S. 20; G. GEYER, 1889, S. 742; O. AMPFERER & W. HAMMER, 1899, S. 306; O. SCHMIDEGG, 1951, S. 165). In neuerer Zeit wurde in diesen blaßgrünen Kieselmergeln innerhalb der roten Knollenkalkes des oberen Muschelkalkes Pietra verde erkannt. Gerade im Karwendel gelang übrigens J. PIA die genaue Festlegung des Alters dieser Schichten mittels Diploporen als oberstanisich (H. P. CORNELIUS, 1937, S. 149).

5. Martinswand bei Innsbruck: Hier stecken die Pietra-verde-Tuffe im roten Schusterbergkalk des Illyr (R. HUCKRIEDE, 1959, S. 50).

6. Steinernes Meer: Die seit A. BITTNER, 1884, S. 104 bekannte grüne Lage im Reiflinger Knollenkalk im Liegenden des Wettersteindolomites vom Tiefenbachtal auf der Südseite des Gebirges wurde aus dem obersten Reiflinger Kalk und roten Schusterbergkalk des Illyr an der Clessinsperre im Oefenbachgraben bei Saalfelden als Pietra-verde-Tuff identifiziert (R. HUCKRIEDE, 1959, S. 50).

7. Ennstaler Alpen: Durch B. PLÖCHINGER wurde jüngst ein Andesittuff im Reiflinger Kalk bei St. Gallen, Steiermark, gefunden.

8. Hochschwab: Von den Wänden der Aflenzer Staritzen oberhalb Brandhof beschrieb E. SPENGLER, 1926, S. 49 gelbgrüne Kieselschiefer als Einschaltungen im Wettersteinkalk. 1931, S. 31 reihte er sie ins Oberanis ein.

9. Schneeealpe, Rax und Schneeberg: Die „grünen Schiefer“ in diesem Abschnitt sind seit G. GEYER, 1889, S. 742 und A. BITTNER, 1893, S. 323 bekannt. Sie sind auf die Schneebergdecke und deren Schollen (z. B. Rauhenstein-Deckscholle) beschränkt. Abgesehen von einer (nach H. P. CORNELIUS, 1951, S. 20 gegenüber E. SPENGLER, 1931, S. 31) angeblich in den tieferen Teil des Anis zu stellenden grünen Schicht zwischen Anisdolomit und Reiflinger Kalk bei der Windlochhöhe am Schneeberg handelt es sich um einen allgemein an die Grenze Anis/Ladin gestellten, weithin verfolgbaren, lokal verdoppelten Horizont von Pietra verde, der teils noch innerhalb der Reiflinger Schichten liegt (Hanfbrücke im Naßtal), teils an der Grenze Reiflinger Kalk — Wettersteinkalk (Schneeberg-NE), teils bereits in den tiefen Teilen des Wettersteinkalkes (SE-Ecke der Rax, Rauhenstein-Deckscholle): E. SPENGLER, 1931, S. 31; H. P. CORNELIUS, 1937, S. 148; 1951, S. 20; 1952, S. 29.

Bei einer derart weit ausgreifenden Verbreitung des oberstanischen Tuffhorizontes über das Gesamtgebiet des südlichen Teiles der Kalkalpen hinweg ist demnach die neuerdings von H. J. SCHNEIDER, H. MILLER u. a. geäußerte Auffassung von lokalen Ausbruchszentren in den Nördlichen Kalkalpen zur Bildung dieses Tuffhorizontes sehr unwahrscheinlich. Sonst wären auch in nennenswertem Maß die begleitenden Laven anzutreffen. Vielmehr entspricht die bisher gültige Auffassung von der Ableitung vom südalpiner Vulkanismus mehr den Gegebenheiten. Pietra-verde-Lagen sind dort übrigens nicht nur unterladinisch, sondern auch schon im Oberanis vorhanden.

Ladinische Vulkanite können über die nordalpinen Schollen im S und innerhalb der Zentralalpen, über die Wengener Tufflage in der Ebersteiner Trias in Kärnten (K. A. REDLICH, 1905, S. 330), über die „Hangende Tuffserie“ der Dobratsch-Südseite (A. PILGER & R. SCHÖNENBERG, 1959, S. 209; E. STREHL, 1960, S. 28) und die Porphyrittuffe und Porphyrite in den östlichen Lienzer Dolomiten (W. SCHLAGER, 1963, S. 58) ebenfalls in die Nördlichen Kalkalpen verfolgt werden: O. AMPFERER hatte in den mittleren und oberen Teilen der Arlbergkalke E Lech und am Kriegerhorngipfel N des Lech nicht nur Tuffe, sondern auch die dazugehörigen Melaphyr-Laven angetroffen (1930, S. 124; 1932, S. 47) — vgl. G. MUTSCHLECHNER, 1954, S. 390. 1954, S. 392 beschrieb G. MUTSCHLECHNER Tuffe aus Partnachsichten am Krabachjoch. Im Ladin kennt man also auch ein nordkalkalpines Ausbruchszentrum. In den ursprünglich randlichen Zonen aber, die heute in den Zentralalpen in den tektonisch tieferen Einheiten vorliegen, fehlt der Triasvulkanismus, so daß dieses süd-nordalpine Faziesmerkmal über den tektonisch tiefer liegenden mesozoischen Untergrund hinweg nur in den Schollen mit nordalpiner Fazies vom Süden zu den Nördlichen Kalkalpen hinüberleitet.

### Die Selbständigkeit der südalpinen Fazies

Vielfältig und stark individualisiert wie nur manche Abschnitte in der nordalpinen Faziesregion tritt uns die Mesozoikums-Entwicklung in den Südalpen entgegen. Kleinräumige Faziesverzahnung, Vulkanitreichum zwischen Riffen in der Mitteltrias, individuelle Schichtfolgen in den verschiedenen Teilabschnitten kennzeichnen die durch ihren Fossilreichtum berühmten Serien. Obgleich ursprünglich der nordalpine Faziesraum im N benachbart lag, ist doch eine klare Selbständigkeit der südalpinen Fazies gegeben. In den Arbeiten westalpiner Geologen wird häufig nord- und südalpiner Faziesraum als Einheit behandelt, manche Geologen dachten unter Betonung der Gemeinsamkeiten wenig Trennendes zu finden. So sehr auch bei einem Vergleich mit zentralalpiner Trias die Gemeinsamkeiten zwischen nord- und südalpiner Fazies hervortreten, die Unterschiede sind doch klar: Typisch südalpine Merkmale sind etwa — um nur einige markante Beispiele zu nennen — die mächtige Bellerophonkalk- und -dolomitfazies im Oberperm, die charakteristischen Oolithhorizonte in den Werfener Schichten, die roten Anisbasiskonglomerate (Richthofenkonglomerat), die eigenartige sandig-schieferige, auch Flysch mit gradiertem Schichtung in Mächtigkeiten von vielen Zehnermetern führende Anisfazies der Prager Dolomiten, die mächtigen Vulkanitserien im Mittel- und Oberladin (Wengener und Cassianer Schichten) und deren prächtige Verzahnung mit den Riffen, der ladinische Hallstätterkalk (Clapsavonkalk), die karnischen Schlernplateauschichten, die Verzahnung von karnischen Mergelserien und Dolomitriffen nach dem Beispiel Raibl usw.

All diese teils lokalen, teils weithin verfolgbareren Sonderheiten, schließlich aber die gesamte Detailgliederung, besonders der Unter- und Mitteltrias, zeigen in den Südalpen eine klare selbständige Faziesgroßprovinz. An der Nord-Südalpen-Grenze, der „Narbenzone“, mag durch die Verschluckung eines Teiles des Sockels der Faziesgegensatz zwischen N und S noch verstärkt worden sein.

### Allgemeine Bemerkungen

Nach Überblick über die Faziesgroßräume und deren genetische Beziehung sei abschließend noch hervorgehoben: Neben großräumigen Fazieszonen mit überraschend weitreichender Konstanz in der Ausbildung bestimmter Schichtglieder und Schichtfolgen, wie wir sie z. B. besonders im zentralalpinen Bereich finden, gibt es namentlich im nord- und südalpinen Faziesraum auch kleinräumige Faziesverzahnung und raschen Faziesübergang quer und längs zum Streichen der Zonen. Beide Erscheinungen sind gegeben: Enorm weit durchlaufende Fazieszonen (vgl. Briançonnais im ganzen Alpen-Westkarpatenbogen) und kleinräumige Verzahnung. Beide Erscheinungen müssen gebührend beachtet werden.

Ein weiterer Gesichtspunkt, jener der zeitlichen Verlagerung der Fazieszonen, tritt in den Ostalpen weniger stark als in den Westalpen hervor, verdient aber auch Erwähnung. So kann z. B. Unter- und Mitteltrias in gleichartiger Ausbildung weit durchziehen, die Obertrias aber einmal in Hauptdolomitfazies (Beispiel: Unterostalpin Radstädter Tauern), ein anderes Mal durch seitlichen Einfluß in Keuperfazies vorliegen (Beispiel: Unterostalpin Semmering). Jungsedimentablagerungen, schon durch die ersten kräftigen orogenetischen Umstellungen beeinflusst, decken sich nicht mit dem alten Untergrund, wie z. B. die Flyschzone, die vom Valaistrog im W zum Helvetikum-Nordstreifen im E hinauszieht. In

der überwiegenden Zahl der Fälle aber herrscht eine überraschende Konstanz des Verhaltens der Zonen über lange Zeiträume hin, so daß einheitliche Faziesräume entstehen konnten: Im kleinen sieht man diese Tendenz in der Nachwirkung der kalkalpinen Triasriffstöcke auf die Lias-Dogger-Sedimentation, im großen in den Schwellen und Trogzonen bestimmter Individualität (Briançonnais, Piemontais usw.).

Ferner verdient der seitliche Fazieseinfluß in den großen Geosynklinalzonen besondere Beachtung. In den Ostalpen ist er deshalb so stark, weil lange Zeit hindurch, vorgelagerte Böhmisches Masse, Vindelizischer Rücken und Briançonnais-Schwelle (Ultrapienidischer Rücken, Hochstegenschwelle) einen direkten N—S-Faziesausaustausch zwischen außeralpinen und inneren Zonen im zentralen Abschnitt unterbunden haben. Um so deutlicher macht sich daher die Beeinflussung in den inneren Zonen aus deren faziell abgeänderter Fortsetzung in den Westkarpaten (tiefes Hineinreichen der Keuperfazies ins Unterostalpin, des Lunzer Sandsteines in den Kalkvorlpen, des Wettersteinkalkes in den Kalkhochalpen von E her) und von W her der zentralalpine Fazieseinfluß bis in die nordalpine Fazies (vgl. nordalpine Faziesregel) bemerkbar.

In jüngerer Zeit schreitet mit der näheren Erforschung der Stratigraphie des Mesozoikums der Zentralalpen auch die fazielle Kenntnis dieser für die Gesamtvorstellung des Ostalpen-Ablagerungsraumes so wesentlichen Zonen rasch fort. Im Vorjahr konnten die ersten detaillierten säulenprofilmäßig veranschaulichten Zusammenstellungen aller wesentlichen Vorkommen dieses zentralalpiner Raumes gegeben werden. Man hat gelernt, durch den Schleier der Metamorphose hindurchzublicken und gefunden, daß der Großteil der metamorphen mesozoischen Serien noch sehr klar den einstigen Charakter mit vielen ursprünglichen Merkmalen erkennen läßt. Viele als tektonisch gedeuteten Brekzien haben bei näherem Zusehen ihre sedimentäre Natur erkennen lassen. Die Methode der Seriengliederung aber hat sich gerade in den primär fossilarmen Serien bestimmter Zonen der Zentralalpen als außerordentlich wertvoll erwiesen und uns die Grundlagen geschaffen, Zusammenhänge neu erkennen zu können.

#### Literatur

- AMPFERER, O.: Geologische Beschreibung des Seefeld-, Mieminger- und südlichen Wettersteingebirges. — Jb. Geol. R.-A., 55, 451—562, Wien 1905.
- AMPFERER, O.: Beiträge zur Geologie des obersten Lehtales. — Jb. Geol. B.-A., 80, 103—146, Wien 1930.
- AMPFERER, O.: Erläuterung zu den geologischen Karten der Lehtaler Alpen. — 122 S., Geol. B.-A., Wien 1932.
- AMPFERER, O., & HAMMER, W.: Geologische Beschreibung des südlichen Teiles des Karwendelgebirges. — Jb. Geol. R.-A., 48, 1898, 289—374, Wien 1899.
- ANDRUSOV, D.: Die geologische Entwicklung der Klippenzone und der zentralen Westkarpaten. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 51, 1958, 1—18, Wien 1960.
- BARBIER, R., u. a.: Problèmes paléogéographiques et structuraux dans les zones internes des Alpes Occidentales entre Savoie et Méditerranée. — Livre mém. P. Fallot, tome II, 331 bis 377, Paris 1963.
- BECK-MANNAGETTA, P.: Der Leckenschoberkamm in der Flattnitz. S. 313—321 in: Exkursion III/5. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 57, 291—330, Wien 1964.
- BIRKENMAJER, K.: Geology of the Pieniny Klippen Belt of Poland. — Jb. Geol. B.-A., 103, 1—36, Wien 1960.
- BITTNER, A.: Aus den Salzburger Kalkhochgebirgen. — Verh. Geol. R.-A., 1884, 99—114, Wien 1884.
- BITTNER, A.: Aus dem Schwarza- und dem Hallbachtale. Ebenda, 1893, 320—338, Wien 1893.

- BOESCH, H.: Geologie der zentralen Unterengadiner Dolomiten zwischen Ofenpaßhöhe und Val Laschadura. — Diss. Univ. Zürich, 110 S., Zürich 1937.
- BRAUMÜLLER, E.: Der Nordrand des Tauernfensters zwischen dem Fuscher- und Rauristal. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 30—31, 1937—1938, S. 37—150, Wien 1939.
- BRIX, F., & GÖTZINGER, K.: Die Ergebnisse der Aufschlußarbeiten der ÖMV-AG. in der Molassezone Niederösterreichs usf. I. — Erdöl-Z., 80, 57—76, Wien-Hamburg 1964.
- CLAR, E., & HORNINGER, G.: Übersichtsexkursion Baugeologie. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 57, H. 1, 107—145, Wien 1964.
- CORNELIUS, H. P.: Schichtfolge und Tektonik der Kalkalpen im Gebiete der Rax. — Jb. Geol. B.-A., 87, 133—194, Wien 1937.
- CORNELIUS, H. P.: Zur Auffassung der Ostalpen im Sinne der Deckenlehre. — Z. Dtsch. Geol. Ges., 92, 271—310, Berlin 1940.
- CORNELIUS, H. P.: Zur magmatischen Tätigkeit in der alpidischen Geosynklinale. — Ber. Reichsstelle Bodenforsch. Wien, 1941, 89—94, Wien 1941.
- CORNELIUS, H. P.: Zur Paläogeographie und Tektonik des alpinen Paläozoikums. — Sitzber. Akad. Wiss. Wien, m.-n. Kl., Abt. I, 159, 281—290, Wien 1950.
- CORNELIUS, H. P.: Die Geologie des Schneeberggebietes. — Jb. Geol. B.-A., Sdb. 2, 111 S., Wien 1951.
- CORNELIUS, H. P.: Die Geologie des Mürztalgebietes. — Jb. Geol. B.-A., Sdb. 4, 94 S., Wien 1952.
- CORNELIUS, H. P., & CLAR, E.: Erläuterungen zur geologischen Karte des Großglocknergebietes. — 34 S., Geol. B.-A., Wien 1935.
- CORNELIUS, H. P., & CLAR, E.: Geologie des Großglocknergebietes, 1. Tl. — Abh. Zweigst. Wien Reichsstelle Bodenforsch., 25, 1—305, Wien 1939.
- DEBELMAS, J., & GIDON, M.: Les coupes du Guil et de l'Ubaye au travers de la zone Briançonnaise. — Bull. Soc. Géol. France, 6 sér., t. 8, 641—650, Paris 1958.
- DEBELMAS, J., & LEMOINE, M.: État actuel de nos connaissances sur la stratigraphie du trias dans le Briançonnais s. str. — Colloque Trias France, 232—242, Montpellier 1961.
- DEBELMAS, J., & LEMOINE, M.: La structure tectonique et l'évolution paléogéographique de la chaîne alpine d'après les travaux récents. — L'informat. scientif., 1, 1—33, Paris 1964.
- EUXTER, H.: Beitrag zur Tektonik der Engadiner Dolomiten. — Ecl. geol. Helv., 52, 555 bis 562, Basel 1959.
- EXNER, CH.: Erläuterungen zur geologischen Karte der Umgebung von Gastein. — 168 S., Wien, Geol. B.-A., 1957.
- FRASL, G.: Zur Seriengliederung der Schieferhülle in den mittleren Hohen Tauern. — Jb. Geol. B.-A., 101, 323—472, Wien 1958.
- FRECH, F.: Die Trias der Centralalpen und der Lombardei. S. 391—416 in: G. ARTHABER: Die alpine Trias des Mediterrangebietes. Lethaea geognostica, II. Tl., 3. Abt., Stuttgart 1906.
- GEYER, G.: Beiträge zur Geologie der Mürztalher Kalkalpen und des Wiener Schneeberges. — Jb. Geol. R.-A., 39, 497—784, Wien 1889.
- GIDON, M.: La zone Briançonnaise en Haute Ubaye (Basse-Alpes) et son prolongement au sud-est. — Mém. Carte géol. France, 1962, 271 S., Paris 1962.
- GRILL, R.: Erläuterungen zur Geologischen Karte der Umgebung von Korneuburg und Stokkerau. — 52 S., Wien, Geol. B.-A., 1962.
- GÜMBEL, C. W.: Geognostische Beschreibung des Bayerischen Alpengebirges und seines Vorlandes. 952 S., Gotha, J. Perthes, 1861.
- GÜMBEL, C. W.: Geologische Bemerkungen über die warme Quelle des Brennerbades und ihrer Umgebung. — Sitzber. bayr. Akad. Wiss., m.-phys. Cl., 22, 1892, 139—187, München 1893.
- HAUSER, L.: Ein Diabasvorkommen im Gutensteinerkalk bei Mariazell. — Zbl. Min. etc., 1942, Abt. A, 151—160, Stuttgart 1942.
- HERITSCH, F.: Die Grundlagen der alpinen Tektonik. 259 S., Berlin, Borntraeger, 1923.
- HERITSCH, F.: Die Deckentheorie in den Alpen. — Fortschr. Geol. Pal., 6, H. 17, 75—210, Berlin 1927.
- HESS, W.: Beiträge zur Geologie der südöstlichen Engadiner Dolomiten usf. — Ecl. geol. Helv., 46, 39—142, Basel 1953.
- HESS, W.: Über den Jaggl am Reschenpaß, Südtirol, und seine Deutung. — Ebenda, 55, 407 bis 417, Basel 1962.
- HOLZER, H.: Der Nordrand des Tauernfensters zwischen dem Stubach- und Dietelsbachtal. — Mitt. Ges. Geol. Bergb. Stud., 1, H. 3, 1—30, Wien 1949.
- HOTTINGER, A.: Über geologische Untersuchungen in den zentralen Hohen Tauern. — Ecl. geol. Helv., 24, 167—190, Basel 1931.



- HOTTINGER, A.: Geologie der Gebirge zwischen der Sonnblick-Hocharn-Gruppe und dem Salzachtal in den östlichen Hohen Tauern. — Ebenda, 28, 249—368, Zürich 1935.
- HUCKRIEDE, R.: Trias, Jura und tiefe Kreide bei Kaisers in den Lechtaler Alpen (Tirol). — Verh. Geol. B.-A., 1959, 44—92, Wien 1959.
- JANOSCHEK, R.: Oil exploration in the Molasse Basin of western Austria. — Proc. fifth World Petrol. Congr., Sec. 1, pap. 47, 849—864, New York 1959.
- JANOSCHEK, R.: Über den Stand der Aufschlußarbeiten in der Molassezone Oberösterreichs. — Erdöl-Z., 77, 161—175, Wien 1961.
- JENNY, H.: Die alpine Faltung. 176 S., Berlin, Borntraeger, 1924.
- KARAGOUNIS, K.: Zur Geologie der Berge zwischen Ofenpaß, Spöital und Val del Gallo im schweizerischen Nationalpark (Graubünden). — Ergebn. wiss. Unters. schweizer. Nationalpark, N. F., 7, 375—452, Liestal 1962.
- KOBER, L.: Über Bau und Entstehung der Ostalpen. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 5, 368—481, Wien 1912.
- KOBER, L.: Mesozoische Breccien in der Schieferhülle der Sonnblickgruppe. — Zbl. Min. etc., Abt. B, 1928, 607—608, Stuttgart 1928.
- KOBER, L.: Bau und Entstehung der Alpen, 2. Aufl., 379 S., Wien, Deuticke, 1955.
- KOCKEL, W.: Die nördlichen Ostalpen zur Kreidezeit. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 15, 1922, 63—168, Wien 1923.
- KRAUS, E.: Die Baugeschichte der Alpen. — 1. Teil 552 S., 2. Teil 489 S., Berlin, Akademie-Verlag, 1951.
- KRISTAN-TOLLMANN, E., & TOLLMANN, A.: Die Mürzalpendecke — eine neue hochalpine Großeinheit der östlichen Kalkalpen. — Sitzber. Akad. Wiss. Wien, m.-n. Kl., Abt. I, 171, 7—39, Wien 1962.
- KRISTAN-TOLLMANN, E., & TOLLMANN, A.: Das mittelostalpine Rhät-Standardprofil aus dem Stangalm-Mesozoikum (Kärnten). — Mitt. Geol. Ges. Wien, 56, 1963, 539—589, Wien 1964.
- KÜBLER, H., & MÜLLER, W.-E.: Die Geologie des Brenner-Mesozoikums zwischen Stubai- und Pflerschtal (Tirol). — Jb. Geol. B.-A., 105, 173—242, Wien 1962.
- LEMOINE, M.: Observations nouvelles sur la stratigraphie de la zone Piémontaise. — Bull. Carte géol. France, No. 241, tome 52, 1954, 273—282, Paris 1955.
- LEMOINE, M.: Le Briançonnais interne et le bord de la zone des schistes lustrés dans les vallées du Guil et de l'Ubaye. — Trav. Labor. Géol. Fac. Sci. Grenoble, 37, 97—119, Grenoble 1961.
- LEMOINE, M.: La marge externe de la fosse piémontaise dans les Alpes Occidentales. — Rev. Géogr. phys. et Géol. dyn., 4, 163—180, Paris 1961 a.
- MILLER, H.: Der Bau des westlichen Wettersteingebirges. — Z. dtsh. geol. Ges., 113, 1961, 409—425, Hannover 1962.
- MILLER, H.: Die tektonischen Beziehungen zwischen Wetterstein- und Mieminger Gebirge (Nördliche Kalkalpen). — N. Jb. Geol. Paläont., Abh., 118, 291—320, Stuttgart 1963.
- MOSTLER, H.: Geologie der Berge des vorderen Großarl- und des Kleinarl-Tales (Salzburg). — Verh. Geol. B.-A., 1963, 132—135, Wien 1963.
- MUTSCHLECHNER, G.: Die Massengesteine der Nordtiroler und Vorarlberger Kalkalpen. — Tschermaks miner. petrogr. Mitt., 3. Folge, 4, 386—395, Wien 1954.
- PILGER, A., & SCHÖNENBERG, R.: Der erste Fund mitteltriadischer Tuffe in den Gailtaler Alpen (Kärnten). — Z. dtsh. geol. Ges., 110, 1958, 205—215, Hannover 1959.
- REDLICH, K. A.: Die Geologie des Gurk- und Görttschitztales. — Jb. Geol. R.-A., 55, 327 bis 348, Wien 1905.
- ROTHPLETZ, A.: Das Karwendelgebirge. — Z. Dtsch.-Öst. Alpenver., 1888, 5—74, München 1888.
- RUTTNER, A.: Das Flyschfenster von Brettl am Nordrand der niederösterreichischen Kalkalpen. — Verh. Geol. B.-A., 1960, 227—236, Wien 1960.
- SCHLAGER, W.: Zur Geologie der östlichen Lienzer Dolomiten. — Mitt. Ges. Geol. Bergbau-stud. Wien, 13, 1962, 41—120, Wien 1963.
- SCHMIDEGG, O.: Die Stellung der Haller Salzlagerstätte im Bau des Karwendelgebirges. — Jb. Geol. B.-A., 94, 2. Teil, 159—205, Wien 1951.
- SCHMIDEGG, O.: Neues zur Geologie des Brennermesozoikums (Blaserdecke und Serleskamm). — Mitt. Geol. Ges. Wien, 48, 1955, 271—295, Wien 1956.
- SPENGLER, E.: Die Puchberg-Mariazeller Linie und deren Bedeutung für den Gebirgsbau der östlichen Nordalpen. — Jb. Geol. B.-A., 81, 487—531, Wien 1931.
- SPENGLER, E.: Erläuterungen zur geologischen Spezialkarte, Blatt Schneeberg-St. Ägyd. 108 S., Wien, Geol. B.-A., 1931 a.

- SPENGLER, E.: Versuch einer Rekonstruktion des Ablagerungsraumes der Decken der Nördlichen Kalkalpen. III. Teil. — *Jb. Geol. B.-A.*, 102, 193—312, Wien 1959.
- SPENGLER, E.: Les zones de faciès du trias des Alpes Calcaires Septentrionales et leurs rapports avec la structure des nappes. — *Livre mém. P. Fallot*, tome 2, 465—475, Paris 1963.
- SPENGLER, E., & STINY, J.: Erläuterungen zur geologischen Spezialkarte, Blatt Eisenerz, Wildalpe und Aflenz. 100 S., Wien, *Geol. B.-A.*, 1926.
- STOWASSER, H.: Zur Schichtfolge, Verbreitung und Tektonik des Stangalm-Mesozoikums. — *Jb. Geol. B.-A.*, 99, 75—199, Wien 1956.
- STREHL, E.: Neue Funde mitteltriadischer Tuffe in den Gailtaler Alpen. — *Carinthia II*, 70, 28—35, Klagenfurt 1960.
- STREIFF, V.: Zur östlichen Beheimatung der Klippendecken. — *Ecl. géol. Helv.*, 55, 77—134, Basel 1962.
- TERMIER, P.: Les nappes des Alpes orientales et la synthèse des Alpes. — *Bull. Soc. Géol. France*, sér. 4, tome 3, 711—766, Paris 1903.
- TOLLMANN, A.: Semmering und Radstädter Tauern. Ein Vergleich in Schichtfolge und Bau. — *Mitt. Geol. Ges. Wien*, 50, 1957, 325—354, Wien 1958.
- TOLLMANN, A.: Geologie der Mosermanngruppe. — *Jb. Geol. B.-A.*, 101, 79—115, Wien 1958 a.
- TOLLMANN, A.: Das Stangalm-Mesozoikum. — *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Wien*, 9, 57 bis 73, Wien 1958 b.
- TOLLMANN, A.: Der Deckenbau der Ostalpen auf Grund der Neuuntersuchung des zentral-alpinen Mesozoikums. — *Ebenda*, 10, 1—62, Wien 1959.
- TOLLMANN, A.: Neue Ergebnisse über den Deckenbau der Ostalpen auf Grund fazieller und tektonischer Untersuchungen. — *Geol. Rdsch.*, 50, 506—514, Stuttgart 1961.
- TOLLMANN, A.: Vom Bau der Alpen. — *Universum*, 16, 439—445, Wien 1961 a.
- TOLLMANN, A.: Die mesozoischen Schichtglieder der österreichischen Zentralalpen. In: *Lexique stratigraphique internat.*, vol. I, Europe, fasc. 8, Österreich. Paris, Centre nat. rech. sci., 1962.
- TOLLMANN, A.: Der Baustil der tieferen tektonischen Einheiten der Ostalpen im Tauernfenster und in seinem Rahmen. — *Geol. Rdsch.*, 52, 226—237, Stuttgart 1962 a.
- TOLLMANN, A.: Ostalpensynthese. 256 S., Wien, Deuticke, 1963.
- TOLLMANN, A.: Die Faziesverhältnisse im Mesozoikum des Molasse-Untergrundes der West- und Ostalpen und im Helvetikum der Ostalpen. — *Erdöl-Z.*, 79, 41—52, Wien-Hamburg 1963 a.
- TOLLMANN, A.: Résultats nouveaux sur la position, la subdivision et le style structural des zones Helvétiques, Penniques et Austro-alpines des Alpes orientales. *Livre mém. P. Fallot*, tome 2, 477—490, Paris 1963 b.
- TOLLMANN, A.: Aufnahmebericht 1962. — *Verh. Geol. B.-A.*, 1963, A 60—63, Wien 1963 c.
- TOLLMANN, A.: Zur Frage der Faziesdecken in den Nördlichen Kalkalpen und zur Einwurzelung der Hallstätter Zone (Ostalpen). — *Geol. Rdsch.*, 53, 151—168, Stuttgart 1964.
- TOLLMANN, A.: Das Permoskyth in den Ostalpen sowie Stellung und Alter des „Hasegebirges“. — *N. Jb. Geol. Paläont., Abh.*, 1964, 270—299, Stuttgart 1964 a.
- TOLLMANN, A.: Exkursion Radstädter Tauern. — *Mitt. Geol. Ges. Wien*, 57, H. 1, 49—56, Wien 1964 b.
- TOLLMANN, A.: Exkursion Semmering-Grauwackenzone. — *Ebenda*, 57, H. 1, 193—203, Wien 1964 c.
- TRAUTH, F.: Geologische Studien in den westlichen niederösterreichischen Voralpen. — *Anz. Akad. Wiss. Wien*, m.-n. Kl., 71, 92—99, Wien 1934.
- TRÜMPY, R.: Quelques problèmes de paléogéographie alpine. — *Bull. Soc. Géol. France*, 6 sér., tome 7, 443—461, Paris 1957.
- TRÜMPY, R.: Paleotectonic evolution of the central and western Alps. — *Bull. geol. soc. America*, 71, 843—908, New York 1960.
- UHLIG, V.: Der Deckenbau in den Ostalpen. — *Mitt. Geol. Ges. Wien*, 2, 462—491, Wien 1909.
- VIDAL, H.: Neue Ergebnisse zur Stratigraphie und Tektonik des nordwestlichen Wettersteingebirges und seines nördlichen Vorlandes. — *Geol. Bavar.*, 17, 56—88, München 1953.
- ZAPFE, H.: Das Mesozoikum in Österreich. — *Mitt. Geol. Ges. Wien*, 56, 1963, 361—399, Wien 1964.

Verh. Geol. B.-A.	Sonderheft G	S. 134—146	Wien, Oktober 1965
Z. deutsch. geol. Ges. Jahrgang 1964	Band 116 2. Teil	S. 390—402	Hannover, Oktober 1965

## Helvetikum und „Ultrahelvetikum“ zwischen Bregenzer Ache und Subersach (Vorarlberg<sup>1</sup>)

VON K. ALEXANDER, P. BLOCH, W. SIGL & W. ZACHER \*) München

Mit 4 Abbildungen und 1 Tafel

### Inhalt

Zusammenfassung

A. Einleitung

B. Stratigraphie des Helvetikums i. e. S.

C. Schichten des „Ultrahelvetikums“ und der Flysch-Zone

D. Zur paläogeographischen Einordnung der „ultrahelvetischen“ Gesteine

E. Tektonik

### Zusammenfassung

Zwischen der Bregenzer Ache und der Subersach lassen sich mehrere tektonische Einheiten unterscheiden. Das als östliche Fortsetzung der Säntis-Decke anzusehende Helvetikum i. e. S. umfaßt eine von den Valendismergeln bis zu den Wangschichten reichende Schichtfolge. Es wird tektonisch von zahlreichen Schollen „ultrahelvetischer“ Gesteine überlagert, die aus einem Sedimentations-Gebiet stammen, das zwischen dem Helvetikum i. e. S. und dem Flyschtrogl gelegen hat. Bei der Nordüberschiebung der höchsten tektonischen Einheit, der Sigiswanger Flysch-Decke, ist das „Ultrahelvetikum“ nach N auf das Helvetikum verschleppt und mit ihm verfault und verschuppt worden.

### A. Einleitung

Der Bregenzer Wald ist im vergangenen Jahrzehnt geologisch nahezu vollständig neu kartiert worden. Nur ein kleines Gebiet blieb unbearbeitet; es liegt zwischen der Bregenzer Ache und der Subersach und erhebt sich mit der Winterstaude auf 1877 m. Da schon ARN. HEIM (1933, S. 156) auf die Unzulänglichkeit der älteren Bearbeitungen (VAN THIEL, 1924 und STRAETER, 1925) hingewiesen hatte, erschien eine Neukartierung sowohl in stratigraphisch-fazieller als auch in tektonischer Hinsicht lohnend. Die Untersuchungen erstreckten sich von der Molasse-Südgrenze nach S bis Bizau<sup>2</sup>).

Das Untersuchungsgebiet liegt im Nordteil des Vorarlberger Helvetikums, das man als allochthone östliche Fortsetzung der Säntis-Decke in der Schweiz annehmen muß. Östlich des Rheins bildet das Helvetikum ein großes Halbfenster, dessen nördlicher und südlicher Rahmen von der ostalpinen Flysch-Decke ein-

\*) Anschrift der Verfasser: Dipl.-Geol. K. ALEXANDER, Dipl.-Geol. P. BLOCH, Dipl.-Geol. W. SIGL und Dr. W. ZACHER, Institut für Geologie, Technische Hochschule, München 2, Arcisstraße 21.

<sup>1</sup>) Nach einem von W. ZACHER am 17. September 1964 auf der 116. Hauptversammlung der Deutschen Geol. Gesellschaft in Wien gehaltenen Vortrag.

<sup>2</sup>) Herrn Dir. Dr. F. BREYER verdanken wir eine finanzielle Unterstützung unserer Arbeiten durch die PREUSSAG, Hannover.

genommen wird. Der nördliche Fensterrahmen ist nicht ganz geschlossen, sondern weist zwischen der Bregenzer Ache und Subersach eine größere Unterbrechung auf.

Durch die Untersuchungen sollten vor allem folgende Fragen beantwortet werden:

1. Welche Faziesverhältnisse und welcher tektonische Bau kennzeichnen das Helvetikum zwischen Bregenzer Ache und Subersach?

2. Liegen noch Reste höherer tektonischer Einheiten, und zwar von „Ultrahelvetikum“ und Flysch auf dem Helvetikum i. e. S.?

Für die Bestimmung von rund 150 Mikrofaunen sind wir Herrn Prof. BETTENSTADT (Hannover), sowie Herrn Prof. HAGN und seinen Schülern W. OHMERT, U. PFLAUMANN und W. WITT (München) zu großem Dank verpflichtet.

## B. Stratigraphie des Helvetikums i. e. S.

Das Untersuchungsgebiet gehört faziell zum nördlichen und mittleren der von ARN. HEIM (1934, S. 246 ff.) im Helvetikum Vorarlbergs ausgeschiedenen Faziesbereiche.

### 1. Valendismergel

Über den nur im Klausberg-Stollen auftretenden Quintner Kalken und Zementstein-Schichten folgen die Valendismergel, dunkelgraue bis bräunliche Tonmergel mit vereinzelt eingeschalteten dm-dicken Mergelkalk oder Oolithkalk-Bänkchen. Im Hangenden gehen sie unter allmählicher Zunahme der Mergelkalke in den Oolithkalk über. Bei ARN. HEIM (1933) werden die Valendismergel als Oehrlimergel bezeichnet.

Die Mächtigkeit beträgt mindestens 60 m.

### 2. Oolithkalk

Die fossilschuttreichen, groboolithisch bis grobspätig oder mergelig ausgebildeten Oolithkalke können durch drei wenige Meter mächtige Mergelbänder weiter untergliedert werden. Im oberen Oolithkalk treten glaukonitische, sandige Kalkbänke mit Fossilien aus dem Grenzbereich Hauterive/Valendis auf. Da der Oolithkalk im Winterstauden- und Klausberg-Gebiet seine größte Mächtigkeit mit 120—190 m erreicht und der Kieselkalk (Hauterive) fehlt, reicht der Oolithkalk im Norden wohl bis ins Hauterive hinein. Nach S zu nimmt die Mächtigkeit rasch ab, während die Mergleinschaltungen und der Kieselkalk anschwellen.

### 3. Kieselschiefer und Kieselkalk

Im Süden des Arbeitsgebietes folgen über dem Oolithkalk schwärzliche, z. T. glaukonitische Kieselschiefer, darüber gutgebankter Kieselkalk (Bankdicke von einigen dm bis 2 m). Nur ein kleiner Teil des „Kieselkalkes“ besteht aus Kalken mit diffus verteilter Kieselsäure oder Hornsteinknuern, beim überwiegenden Teil handelt es sich um einen schwach glaukonitischen, quarzsandreichen (0,1 bis 0,8 mm Ø) spätigen Kalk. Die Mächtigkeit nimmt von N (2 m) nach S zu und erreicht am Bizauer Bach über 40 m. Als Alter des Kieselkalkes kann Hauterive angenommen werden.

#### 4. Drusberg-Schichten

An der Basis liegt die 1—2 m mächtige, sandig-glaukonitische Altmannschicht des unteren Barrême. Darüber folgen die im unteren Teil mergeligen Drusberg-Schichten. Nach oben nehmen Mergelkalle und Kalkeinschaltungen in Schrattenkalk-Fazies zu. Der Kalkgehalt nimmt außerdem noch von E nach W und von S nach N zu. Die Mächtigkeit der Drusberg-Schichten schwillt von N (40—60 m) nach S rasch an und erreicht bei Reuthe bereits 200 m.

#### 5. Schrattenkalk

Seine Ausbildung reicht vom gutgebankten Mergelkalk im unteren Teil bis zu grobgebankten, dichten, spätigen oder oolithischen Kalken mit reichlich Organodetritus. Eine Zweiteilung des Schrattenkalkes durch ein bis zu 4 m mächtiges Mergelband läßt sich südlich Greußing und bei der Rumpplatt-Alpe beobachten. Die Mächtigkeit schwankt auf kurze Entfernung hin zwischen 30 und 100 m. Die Urgonfazies des Schrattenkalkes setzt zwischen dem mittleren und oberen Barrême ein und reicht bis ins Apt.

#### 6. Die Gesteine der mittleren Kreide

Von ARN. HEIM (1934) sind die zwischen dem Schrattenkalk und dem Seewerkalk liegenden glaukonitischen Quarzpsammite der mittleren Kreide eingehend bearbeitet und sehr weit untergliedert worden. Gegen seine Vorstellungen über den Ablauf der Sedimentation erheben sich jedoch Bedenken. Sie gründen sich einerseits darauf, daß eine exakte lithologische Parallelisierung aller Horizonte der mittleren Kreide in Vorarlberg nicht durchführbar ist, weil die Ausbildung wechselt. Andererseits kann auch eine stratigraphische Einstufung in den meisten Fällen nicht oder nur ungenau vorgenommen werden. Bei reichlichen Fossilfunden wird dagegen (ARN. HEIM 1934, S. 186) der Altersspielraum um so größer, je mehr Fossilien vorliegen. Es muß demnach durchaus mit Transgressionen, Fossilumlagerungen (M. RICHTER 1960, S. 77) und Abtragung gerechnet werden; dafür spricht auch das plötzliche Verschwinden von Schichten ohne Andeutung fazieller Übergänge.

Folgende Horizonte, für die — soweit als möglich — die Bezeichnungen von ARN. HEIM beibehalten wurden, konnten ausgeschieden werden (vgl. Abb. 1):

oben	3	m	Mergel mit Albgrünsandstein-Brocken (Turon)
0,5	—	1	m Fugenschichten
0,4	—	1	m Knollen-Schichten
1,5	—	15	m Albgrünsandsteine mit Phosphoritknollen-Bänken
4	—	10	m Brisandstein
0,25	—	3,5	m Luiterezug-Schicht
unten			Schrattenkalk

Das untersuchte Gebiet enthält also die nördliche und mittlere Fazies des Helvetikums im Sinne von ARN. HEIM.

#### 7. Seewerkalk

Über den Grünsandsteinen der mittleren Kreide oder über Schrattenkalk (nördlich der Winterstaude) folgt der dichte helle, aus einem foraminiferenreichen Kalkpelit entstandene Seewerkalk. Seine Mächtigkeit schwankt zwischen 1,5 und 8 m; im N kann er auch ganz fehlen. Alter: Turon (bis Coniac ?).

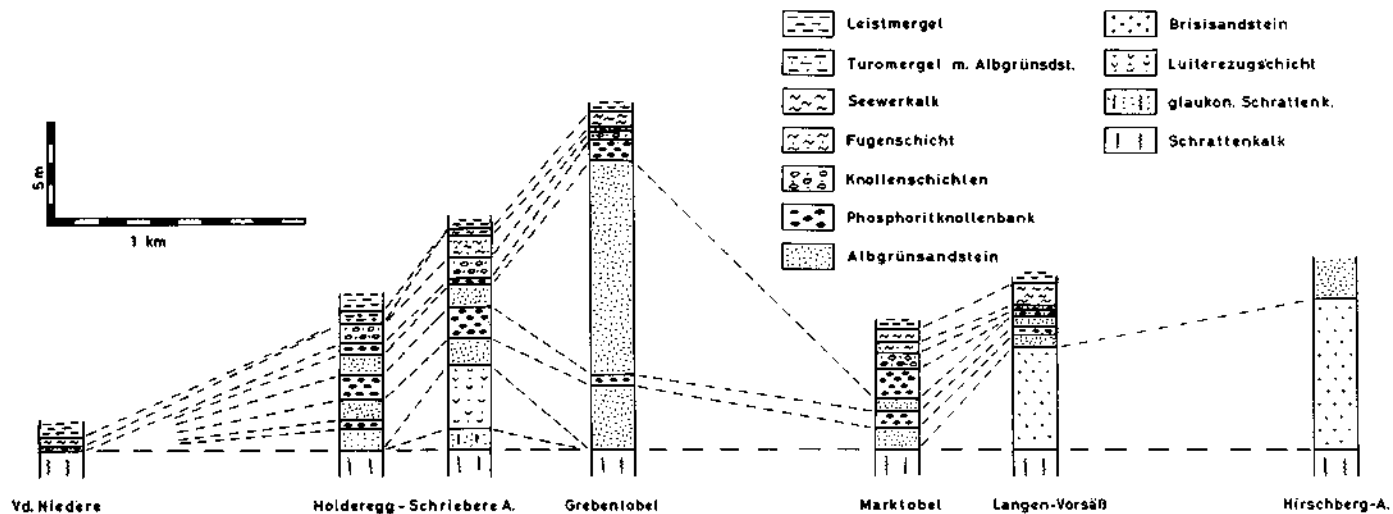


Abb. 1: Vergleichende Faziesprofile durch die Gesteine der mittleren Kreide (Apt — Cenoman) zwischen Vorderer Niedere und Hirschberg-Alpe (Bregenzer Wald). Falten ausgeglättet; Profile überhöht. Nach K. ALEXANDER 1964.

## 8. Amdener Schichten

Sie treten in zwei verschiedenen Fazies auf: als Leistmergel und als Bregenzerach-Schichten.

a) **Leistmergel**: Graue, gelbbraun ausbleichende, stets leicht sandige Mergel mit stengeligem Zerfall (Schieferung). Die Mächtigkeit liegt zwischen 100 und 200 m. Nordwestlich der Holderegg-Schriebere-Alpe transgrediert ein ca. 3 m mächtiges Konglomerat aus Seewerkalk-Platten und fossilbelegten Albgrünsandstein-Brocken in einer Leistmergel-Matrix mit Turon-Fauna auf Knollen-Schichten. Nach den reichen Mikrofaunen gehören die Leistmergel zum überwiegenden Teil ins Coniac/Santon.

b) **Bregenzerach-Schichten** (RIEDEL 1940): Nach den schlechten Aufschlüssen zu urteilen, scheinen sie sich nördlich des Klausberg-Winterstaude-Rückens mit den Leistmergeln zu verzahnen. Es handelt sich vor allem um harte sandige Kalkmergel, die dickbankige (bis 1,5 m) schwach glaukonitische kalkige Mergel enthalten und um weiche, graue bis dunkelgraue blättrige Mergel mit Kalkkonkretionen.

Beschränkt man die Bezeichnung Bregenzerach-Schichten auf die beschriebene Ausbildung und trennt sie von den übrigen in der Bregenzer Ache zwischen Bersbuch und Egg anstehenden Schichten ab, dann umfassen sie den Zeitraum von (? Coniac) Santon bis Untercampan. Die Mächtigkeit überschreitet sicher 100 m.

## 8. Wangschichten

Sie kommen nur in der Bizauer Mulde vor. Es sind harte, graue bis braungraue sandige Mergel mit Einschaltungen von grauen, schwach glaukonitischen Kalksandsteinbänken mit dunklen Schieferlagen. Die Mikrofauna ergab ein Alter von (? höherem) Campan und Maastricht. Als Mindestmächtigkeit können 100 m angegeben werden. Die Grenze gegen die Amdener Schichten wurde beim Auftreten der gebankten Mergel gezogen. Mit den Wangschichten endet im Untersuchungsgebiet die Schichtfolge des Helvetikums i. e. S.

## C. Schichten des „Ultrahelvetikums“ und der Flysch-Zone

### a) „Ultrahelvetikum“

Die unterschiedliche Anwendung der Bezeichnung „Ultrahelvetikum“ (entweder faziell, paläogeographisch oder tektonisch) hat in der Literatur viel Verwirrung gestiftet. M. RICHTER lehnte deshalb eine Weiterverwendung dieses Ausdruckes ab. Im folgenden werden, zur Vermeidung von Mißverständnissen, als „Ultrahelvetikum“ wie bei CADISCH (1953, S. 172) die Einheiten oder Schubketten, die wurzellos im alpinen Deckengebäude schwimmen und von älteren Gliedern einer Schichtenreihe abgesichert worden sind, definiert.

### 1. Mergel des Schmiede-Baches

Sie kommen nur in einem schmalen Streifen südlich der Molasse vor und sind als Schichten des Helvetikums nicht bekannt. Ein tektonischer oder stratigraphischer Kontakt zum benachbarten Helvetikum ist nirgends aufgeschlossen. Es handelt sich um dunkelgraue bis blauschwarze oder braungraue weiche Tonmergel, die gelegentlich schwach sandig und glimmerhaltig werden. Vereinzelt sind bis 20 cm dicke glaukonitische Quarzpsammite eingeschaltet; Sandstein- und Fein-

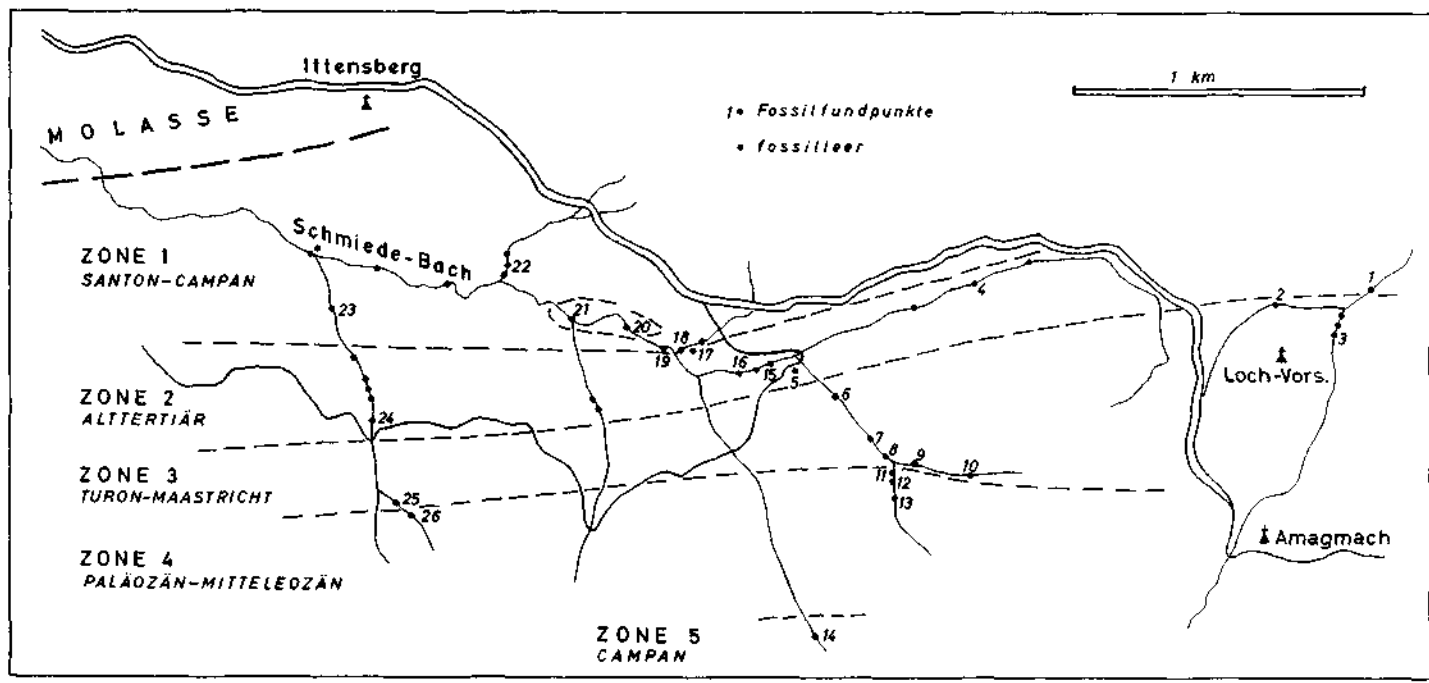


Abb. 2: Geologische Auswertung der in der Umgebung des oberen Schriede-Baches entnommenen Schlammproben. Nach K. ALEXANDER 1964.



breccien-Lagen erinnern an die Wildflysch-Fazies. Eine Austerbank steht im Graben nördlich Loch-Vorsäß (960 m) und im Mühl-Bach (555 m) an.

Die schlecht erhaltenen Mikrofaunen belegen ein Alter vom Turon bis Untereozän (vergl. Abb. 2). Als Mächtigkeit der Serie können 400 m geschätzt werden.

## 2. Nummulitenkalk und Begleitgesteine

Das Vorkommen liegt im Graben nördlich Gülki-Vorsäß. Es lassen sich vier Horizonte unterscheiden:

- a) 5 m rotbrauner, sandiger Kalk mit Brauneisengeröllen: Mittel-Lutet
- b) 1 m späterer Großforaminiferenkalk: Mittel-Lutet
- c) 3 m kalkiger Grünsandstein: Eozän
- d) einige Meter dunkle, glaukonitische Sandmergel: Oberpaleozän — Untereozän.

Nach freundlicher Mitteilung von Herrn Professor HAGN, München entsprechen die Horizonte a) dem Schwarzerz, b) und c) können als Äquivalente des Nebengesteins von Kressenberg (Oberbayern) angesehen werden.

## 3. Leimern-Schichten

An der Basis (Bizauer Mulde) oder als Einschaltungen (Patenner Kopf) enthalten sie geringmächtige (0,5—2 m) flaserige Foraminiferenkalke in der Fazies des Seewerkalkes. Das Alter der Leimernkalke ließ in Dünnschliffen oder Mergelschaltungen mit Turon (Bizau) bzw. Campan (Patenner Kopf) bestimmen.

Die Leimernmergel sind hell anwitternde kalkige Mergel mit grünlichem Farblich, die häufig dunkle Flecken zeigen. Vereinzelt treten, ohne Bindung an einen bestimmten Horizont, rote Tonmergel oder hellgrün gefleckte Mergel auf. Daneben kommen Gesteine vor, die faziell zu den gleichalten Amdener- und Wang-Schichten überleiten.

Die Mächtigkeit kann nicht überall ermittelt werden, weil tektonische Vorgänge und die schlechten Aufschlußverhältnisse kaum Einblicke gestatten. Westlich Mellenstock-Vorsäß erreichen die Leimern-Schichten des Obercampan bis Untereozän eine Mächtigkeit von 250 m; bei den übrigen Vorkommen bleibt die Mächtigkeit meist unter 100 m.

Stratigraphisch reichen die Leimern-Schichten vom Turon (Leimernkalk) bis ins Lutet; mit Ausnahme des Coniac sind alle Stufen dazwischen mikrofaunistisch belegt.

## 4. „Wildflyschfazies“

Die früher unter der Bezeichnung Wildflysch zusammengefaßten Gesteine werden von M. RICHTER (1958) in die hochhelvetische Schelpen-Serie und die nordpenninische (Feuerstätter) Obere Junghansen-Serie aufgegliedert. Diese Aufteilung war im Untersuchungsgebiet nicht durchführbar, deshalb wird der Name „Wildflyschfazies“ verwendet.

Die als „Wildflyschfazies“ zusammengefaßten Gesteine umfassen sehr verschiedene Typen: sandige, schwarze, rote oder hellgrüne Tonschiefer mit dicken Lagen von glaukonithaltigen Sandsteinen und Feinbreccien, glimmerreiche Sandsteine mit Strömungsmarken, dickbankige Sandkalke, dünnplattige Kalkpelite mit grünlichen Mergelzwischenlagen, zerfaserte und tektonisch stark durchbewegte schwarze Siltgesteine und sandige Mergel mit Gneisgeröllen, die im Wüstegraben bei 860 m über 1 m Durchmesser erreichen (Bolgenkonglomerat).

Die „Wildflyschfazies“ erreicht über 100 m Mächtigkeit. Altersmäßig ließ sich mit sehr schlecht erhaltenen Foraminiferen Oberkreide und mit reichlicher Fauna Paleozän und Untereozän nachweisen.

#### 5. Diabasbreccie

Die schon von MUHEIM (1933) gefundenen, bis zu 40 m mächtigen Diabasbreccien enthalten neben dunkelgrünen oder roten Diabaskomponenten noch Sandstein- und Gneisgerölle, sowie helle Radiolarienkalke (? Aptychen-Schichten). Fossilfunde glückten nicht, doch treten die Diabasbreccien nur in der Nachbarschaft tertiärer Gesteine auf, so daß man gleiches Alter vermuten könnte. Es läßt sich aber nicht ausschließen, daß es sich um Hörnlein-Serie handelt.

#### b) Flysch-Zone

Als Gesteine der Flysch-Zone kommen Untere bunte Mergel, Piesenkopf-Serie und Hällritzer Serie in der bekannten Ausbildung vor.

#### D. Zur paläogeographischen Einordnung der „ultrahelvetischen“ Gesteine

Die als „Ultrahelvetikum“ zusammengefaßten Gesteine treten im Normalprofil des Vorarlberger Helvetikums nicht auf. Außer der Klärung ihres Alters und der Lagerungsverhältnisse mußte das Problem ihrer paläogeographischen Einordnung gelöst werden. Da die „ultrahelvetischen“ Gesteine nur in wenigen Fällen aufgeschlossene Kontakte zu ihrer Umgebung zeigen, war es nur an einigen Stellen möglich, einen Nachweis ihrer tektonischen Auflage über dem Helvetikum zu erbringen.

Als noch schwieriger erwies es sich, ihren ursprünglichen Ablagerungsort zu ermitteln. Anhaltspunkte dafür konnten nur aus der Fazies und dem Faunencharakter gewonnen werden. Man muß sich dabei aber bewußt bleiben, daß mit diesen Hilfsmitteln kein zwingender Beweis über den Ablagerungsraum erbracht werden kann, sondern nur Wahrscheinlichkeitsaussagen gemacht werden können.

Für die im Schmiede-Bach auftretende Gesteins-Serie wäre es zunächst naheliegend, sie als parautochthon anzusehen. Das ist aber unwahrscheinlich, weil im Nordhelvetikum keine durchgehende Sedimentation vom Turon bis ins Eozän bekannt ist. Aber auch weiter im Süden sind keine Schichten bekannt, die der Serie im Schmiede-Bach petrographisch genau entsprechen würden. Da die Mikrofauna eine südhelvetische Zusammensetzung im Sinne von HAGN besitzt, dürfte diese Serie mit größter Wahrscheinlichkeit im Grenzbereich zwischen südhelvetischer und hochhelvetischer Fazies abgelagert und zusammen mit der Flysch-Decke nach Norden bis an den Südrand der Faltenmolasse geschoben worden sein.

Gegen die Vorstellung, von M. RICHTER (1957), daß die Leimern-Schichten im Allgäu vorwiegend tektonisch auf dem Helvetikum liegen (Liebensteiner Decke RICHTERS) hat BETTENSTAEDT (1958) eingewendet, daß ein tektonischer Kontakt in vielen Fällen nicht feststellbar sei. Im Falle der Bizauer Klippe (vgl. Abb. 3) und am Patenner-Kopf ist jetzt der eindeutige Nachweis gelungen, daß dort die Leimernkalke und Leimernmergel tektonisch auf dem Vorarlberger Helvetikum liegen, also einem tektonisch höheren Stockwerk angehören müssen, weil mikropaläontologisch belegte ältere Schichten mit abweichender Fazies auf jüngeren liegen und verschuppt sind.

Die Vorkommen von Leimern-Schichten am Schreiber-Sattel haben dagegen ein jüngerer Alter als ihre Unterlage; es wäre also möglich, sie dort im Sinne von

BETTENSTAEDT (1958) als normales Hangendes des Helvetikums aufzufassen. Das scheint aber nicht der Fall zu sein, denn es läßt sich keine normale stratigraphische Sequenz belegen. Es ist vielmehr wahrscheinlich, daß die Leimern-Schichten bei der Nordüberschiebung tektonisch amputiert worden sind und ihre ursprüngliche stratigraphische Unterlage weiter im Süden zurückgelassen haben. In solchen, wohl auch im Allgäu häufigen Fällen ist ein direkter tektonischer Nachweis ihrer allochthonen Lagerung nicht mehr möglich. Die Leimern-Schichten dürften nur im südlichsten, schon in hochhelvetischer Fazies ausgebildeten Teil des Vorarlberger Helvetikums (z. B. am Sünser Joch) im normalen stratigraphischen Verband auftreten.

Die tektonisch auf dem Helvetikum, aber unter der Flysch-Decke liegenden Gesteine in „Wildflyschfazies“ und die Diabasbreccien sind im Untersuchungsgebiet paläogeographisch südlich der hochhelvetischen Fazies, aber nördlich der Flysch-Zone (Sigiswanger Fazies) einzuordnen. Nach M. RICHTER (1960) ist die Obere Junghansen-Serie mit dem Bolgenkonglomerat südlich der nordpenninischen Schwelle abgelagert worden. HAGN (1960) nimmt dagegen den Ablagerungsraum des Wildflysches (der die Obere Junghansen-Serie RICHTERS enthält) auf der Nordflanke des Cretischen Rückens an; dafür können vor allem faunistische Argumente angeführt werden. Eine Stellungnahme zu diesem Problem erscheint gegenwärtig noch verfrüht, da über die Gesteine in „Wildflyschfazies“ aus der weiteren Umgebung noch zu wenig petrographische, faunistische und fazielle Beobachtungen publiziert sind.

## E. Tektonik

Folgende tektonische Einheiten lassen sich von unten nach oben unterscheiden:

Helvetikum i. e. S.

„Ultrahelvetikum“ (Liebensteiner und Feuerstätter Decke RICHTERS).

Sigiswanger Decke der Flysch-Zone.

In allen Gesteinen des Untersuchungsgebietes (mit Ausnahme der Molasse) tritt eine deutliche ausgeprägte 1. Schieferung auf (Abb. 3). Sie ist die Ursache für den schlechten Erhaltungszustand der Mikrofaunen; in vielen Fällen sind die Foraminiferen in den inkompetenten Mergeln sogar vollständig ausgelöscht worden. Die Mikrofossilien in den kompetenten Flysch-Sandkalken sind dagegen meist noch gut erhalten.

Die Schieferung in den Gesteinen des Helvetikums und der Flysch-Zone setzt etwa im Illertal ein und nimmt nach W und S, also in Richtung der Gebiete mit nachweisbar großen Deckenüberschiebungen zu (vgl. NABHOLZ & VOLL, 1963, S. 791 ff.).

### a) Helvetikum

An den steilstehenden Molasse-Südrand grenzen im Arbeitsgebiet nur Gesteine des „Ultrahelvetikums“ und der Sigiswanger Flysch-Decke (Subersach-Knie). Das Helvetikum i. e. S. taucht erst 2 km südlich der Molasse auf, ohne aufgeschlossenen Kontakt zur Umgebung. Da es als östliche Fortsetzung der Säntis-Decke angesehen werden muß, ist darunter liegend noch das parautochthone Helvetikum anzunehmen.

Den tektonischen Baustil des Helvetikums charakterisieren wohlausgebildete, nordvergente Faltenstrukturen mit  $35\text{--}85^\circ$  nach S fallenden Achsenflächen. Nur zwischen Bezegg und Ht. Niedere und nördlich Bizau haben sich aus durchgerissenen Faltenstrukturen Aufschiebungen entwickelt. Die Schichtreduktionen in den Faltschenkeln weisen allerdings darauf hin, daß den Faltenachsen parallele Störungen vorhanden sein müssen, deren Auswirkungen in der Tiefe nicht abzuschätzen sind. Die in der Profiltafel gezeichneten Muldenböden stellen deshalb den tektonischen Bau vereinfacht dar.



Abb. 3: Flach südfallende Schichtung und steiler einfallende erste Schieferung in den Drusberg-Schichten am Weg zur Hochgerach, südlich Schönenbach. Blickrichtung SE.

Die im Helvetikum i. e. S. von N nach S auftretenden, sich im Streichen z. T. ablösenden, besonders im Osten von zahlreichen Diagonalstörungen versetzten Faltenstrukturen sind:

1. Ställerhöhe-Sattel
- 1a Ställerhöhe-Mulde
2. Tristenkopf-Sattel
- 2a Tristenkopf-Mulde
3. Winterstauden-Sattel
- 3a Vordere Niedere Alpe-Mulde (im W)
- 3b Bullerschkopf-Mulde (im E)
4. Bullerschkopf-Sattel (im E)
- 4a Hintere Niedere-Mulde

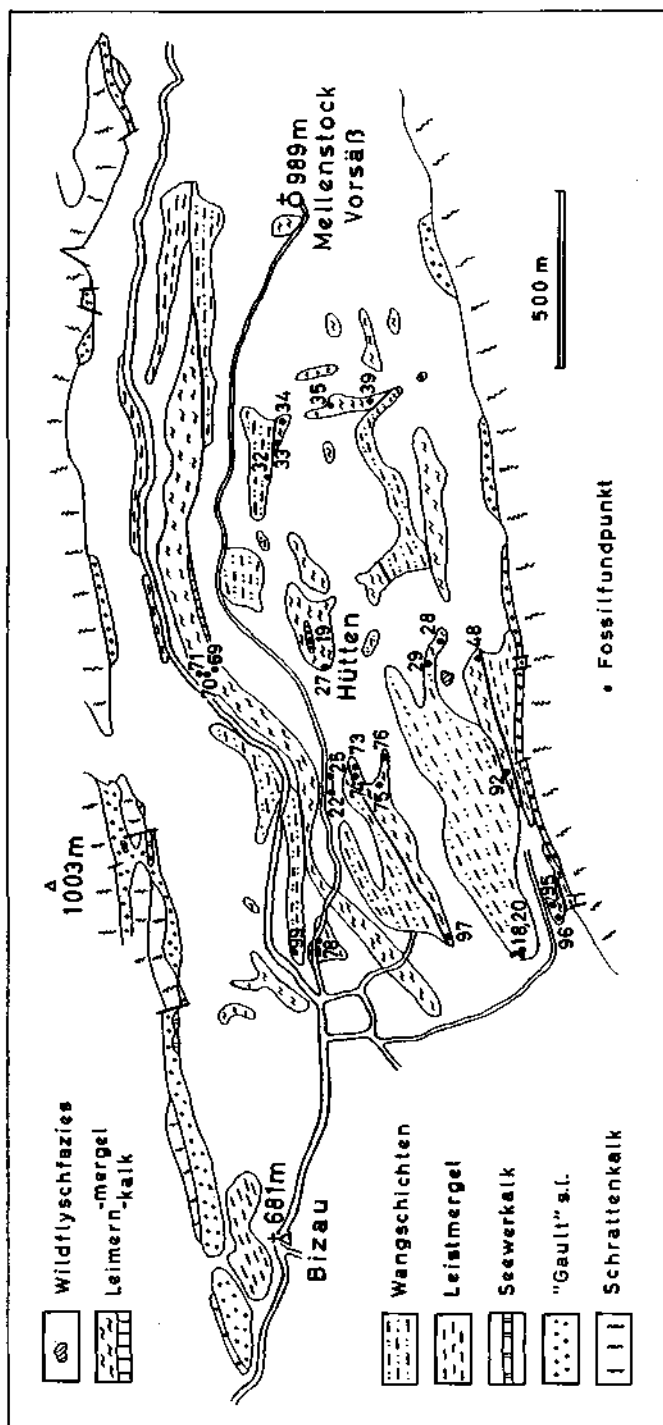
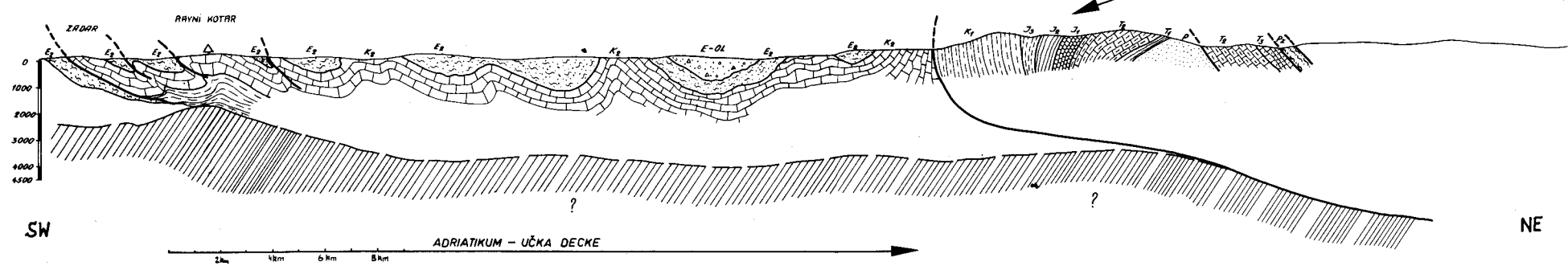


Abb. 4: Lageplan der Fossilfundpunkte (numeriert) östlich Bizau. 18 Maastricht; 19 Turon; 22 Maastricht; 25 Campan; 27 Obersanton — Unteracampan; 28 Campan; 29 höheres Campan; 32 Campan; 33 ? Campan; 34 Oberacampan — Maastricht; 35 Oberkreide; 39 Eozän; 48 Oberpaläozän — Eozän; 69 Oberkreide (?Santon); 70 ? Campan; 71 Alttertiär; 73 Santon — Campan; 74 Unteres Eozän; 75 Santon — Campan; 76 Santon; 78 Obersanton — Unteracampan; 92 Oberpaläozän; 95 Maastricht; 96 ? Oberacampan; 97 Unteracampan; 99 Oberacampan — Untermaastricht. Nach K. ALEXANDER und W. SIGL 1964.

PROFIL I : Zadar - Velebit (Profillänge ca. 50 km)

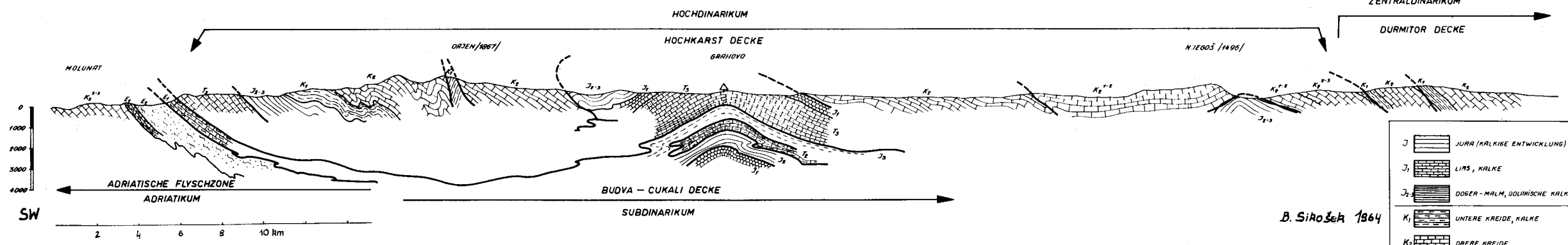


SIKOŠEK

E-OL	WILDFLYSCH (Promina Sch.)
E <sub>1</sub>	FORAMINIFERENKALKE/EOZÄN/
E <sub>8</sub>	FLYSCH/EOZÄN/
K <sub>2</sub>	OBERE KREIDE, RUDISTENKALKE
K <sub>1</sub>	UNTERE KREIDE, KALKE
J <sub>3</sub>	OBERE JURA, KALKE
J <sub>2</sub>	DOBER-MALM, DOLINISCHE KALKE u. MERGEL
J <sub>1</sub>	LIAS, KALKE u. HORNSTEINE
T <sub>3</sub>	OBERE TRIAS, KALKE + DOLOMITE
T <sub>2</sub>	MITTEL u. O. TRIAS, KALKE + DOLOMITE
T <sub>1</sub>	UNTERE TRIAS, SCHIEFER u. SANDSTEINE, MERGEL
P	PERM, SANDSTEINE
P <sub>2</sub>	KARBON, SANDSTEINE u. SCHIEFER
	ANHYDRIT
△	TIEFBOHRUNG

Abb. 3

PROFIL II : Molunat - Njegaš (Profillänge ca. 70 km)



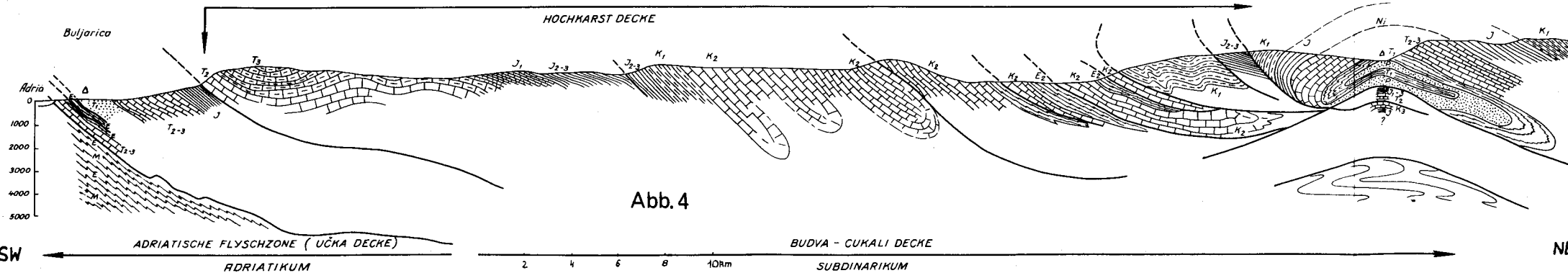
ZENTRALDINARIKUM

DURMITOR DECKE

J	JURA (KALKISE ENTWICKLUNG)
J <sub>1</sub>	LIAS, KALKE
J <sub>2-3</sub>	DOBER-MALM, DOLINISCHE KALKE
K <sub>1</sub>	UNTERE KREIDE, KALKE
K <sub>2</sub>	OBERE KREIDE
K <sub>3</sub>	OBERSTE KREIDE
T <sub>1</sub>	UNTERE TRIAS, SCHIEFER u. SANDSTEINE, MERGEL
T <sub>2</sub>	MITTELTRIAS, KALKE + DOLOMITE
T <sub>3</sub>	OBERE TRIAS, KALKE + DOLOMITE
T <sub>2-3</sub>	MITTEL u. O. TRIAS, KALKE + DOLOMITE
E <sub>2</sub>	FLYSCH (EOZÄN)
E <sub>1</sub>	FORAMINIFERENKALKE (EOZÄN)
E <sub>M</sub>	FLYSCH (EOZÄN-MIOZÄN?, MEZOZOIKUM?)
P <sub>3</sub>	O. PERM, SANDSTEINE u. KONGLOMERATE
PL	SANOE, PLIOZÄN
△	TIEFBOHRUNGEN

Abb. 4

PROFIL III : Buljarica - Nikšićka Župa (Profillänge ca. 65 km)



5. Hintere Niedere-Sattel
- 5a Baumgartenalpe-Mulde (im W)
6. Klausberg-Sonderdach-Sattel (im W)
- 6a Wildmoos-Mulde
7. Rumplatt-Sattel
- 7a Grebentobel-Mulde
8. Luguntenkopf-Sattel
- 8a Seefluh-Mulde
9. Exhalder-Sattel
- 9a Bizauer Synklinorium
10. Hirschberg-Sattel

#### b) „Ultrahelvetikum“

Das auf dem Helvetikum i. e. S. liegende „Ultrahelvetikum“ bildet keine eigenständige Deckeneinheit, sondern besteht aus einer Vielzahl, von der Flysch-Decke mitgerissenen Schubfetzen. Eine Gliederung des „Ultrahelvetikums“ in zwei Decken (Liebensteiner und Feuerstätter Decke RICHTERS ließ sich wegen der schlechten Aufschlußverhältnisse nicht bestätigen.

Die „ultrahelvetischen“ Gesteine liegen bei Bizau und am Schreibere-Sattel in Synkinalstrukturen des Helvetikums eingefaltet und eingeschuppt. Der etwa 2 km breite Streifen mit „Ultrahelvetikum“ zwischen der Molasse-Südgrenze und dem Klausberg—Winterstaude-Bergrücken zeigt einen komplizierten, nur unzureichend aufgeschlossenen, tektonischen Bau mit intensiver Verschuppung der Schichten.

#### c) Flysch-Zone

Die ostalpine Flysch-Decke bildet die höchste tektonische Einheit mit der Klippe aus Piesenkopf-Serie am Patenner-Kopf und mit dem Westende der Sigiswanger Decke im Subersach-Knie. Sie liegt in beiden Fällen auf Gesteinen des „Ultrahelvetikums“.

#### Schriften

- ALEXANDER, K.: Geologische Spezialuntersuchungen im Helvetikum und Ultrahelvetikum des Bregenzer Waldes im Bereich der Winterstaude (Vorarlberg). — Ungedr. Dipl.-Arb., Techn. Hochschule München, 1964.
- BETTENSTAEDT, F.: Zur stratigraphischen und tektonischen Gliederung von Helvetikum und Flysch in den Bayerischen und Vorarlberger Alpen auf Grund mikropaläontologischer Untersuchungen. — Z. deutsch. geol. Ges. 109, S. 566—592, Hannover 1958.
- BETTENSTAEDT, F.: Mikrofaunen aus dem Alpenen Raum 108 u. 109 (Subersach). — Ungedr. Ms., Hannover (PREUSSAG) 1964.
- BLOCH, P.: Geologische Spezialuntersuchungen im Helvetikum und „Ultrahelvetikum“ des Bregenzer Waldes, Vorarlberg (Bereich des östlichen Winterstaudengebietes zwischen Schönenbach und Sibratsgfall). — Ungedr. Dipl. Arb. Techn. Hochschule München 1965.
- BOLLI, H.: Zur Stratigraphie der Oberen Kreide in den höheren helvetischen Decken. — *Eclog. geol. Helv.* 37, Basel 1944, S. 217.
- BREYER, F.: Die orogenen Phasen der gefalteten Molasse, des Helvetikums und des Flysches im westlichen Bayern und in Vorarlberg. — *Abh. deutsch. Akad. Wiss., Kl. III, KRAUS-Festschrift*, Berlin 1960, S. 95—98.
- CADISCH, J.: *Geologie der Schweizer Alpen*. — Basel 1953.
- CORNELIUS, H. P.: *Das Klippengebiet von Balderschwang*. — *Geol. Archiv* 4, München 1926.

- HAGN, H.: Die stratigraphischen, paläogeographischen und tektonischen Beziehungen zwischen Molasse und Helvetikum im östlichen Oberbayern. — *Geologica Bavarica* 44, München 1960, 208 S.
- HEIM, ARN., BAUMBERGER, E., & FUSSENEGGER, S.: Jura und Unterkreide in den helvetischen Alpen beiderseits des Rheins (Vorarlberg und Ostschweiz). — *Denkschr. Schweiz. Naturforsch. Ges.* 68, Abh. 2, Zürich 1933, S. 155—219.
- HEIM, ARN., SEITZ, O., & FUSSENEGGER, S.: Die Mittlere Kreide in den helvetischen Alpen von Rheintal und Vorarlberg und das Problem der Kondensation. — *Denkschr. Schweiz. Naturforsch. Ges.* 69, Abh. 2, Zürich 1934, S. 185—310.
- HÖFFNER, B.: Bemerkungen zur Paläogeographie und Tektonik des Helvetikum zwischen Iller und Lech. — *Jber. u. Mitt. oberrh. geol. Ver.*, NF 44, Stuttgart 1962, S. 93—109.
- HÜGEL, G. W.: Zur Geologie des nordwestlichen Bregenzerwaldes. — *Jahrb. Vorarlberger Landesmuseumsvereins*, Jg. 1961, Bregenz 1962, S. 204—228.
- KRAUS, E.: Der nordalpine Kreideflysch. — *Geol. u. paläontol. Abh.*, N. F., 19, Jena 1932.
- MASCHKE, W.: Geologie zwischen Gopfberg und Blasenka (Hinterer Bregenzer Wald/Vorarlberg). — *Dissert. Univ. Innsbruck*, 1951.
- MUHEIM, F.: Die subalpine Molasse im östlichen Vorarlberg. — *Eclog. geol. Helvetiae* 27, Basel 1933, S. 181—296.
- NABHOLZ, W. K., & VOLL, G.: Bau und Bewegung im gotthardmassivischen Mesozoikum bei Ilanz (Graubünden). — *Eclog. geol. Helv.* 56, Basel 1963, S. 755—808.
- OBERHAUSER, R.: Zur Geologie des Gebietes zwischen Kanisfluh und Hohem Ifen (Bregenzerwald). — *Jb. Vorarlberger Landesmuseumsvereins*, Bregenz 1956, S. 124—126.
- OBERHAUSER, R.: Neue Beiträge zur Geologie und Mikropaläontologie von Helvetikum und Flysch im Gebiet der Hohen Kugel (Vorarlberg). — *Verh. Geol. B.-A.*, Wien 1958, S. 121 bis 140.
- RESCH, W.: Vorbericht über geologische Aufnahmen in der subalpinen Molasse zwischen Rheintal und Bregenzer Ach (Vorarlberg). — *Verh. Geol. B.-A.*, Wien 1963, S. 128—130.
- RICHTER, M.: Die Allgäu-Vorarlberger Flyschzone und ihre Fortsetzungen nach Westen und Osten. — *Z. deutsch. geol. Ges.* 108, Hannover 1957, S. 156—174.
- RICHTER, M.: Ergebnisse neuer Untersuchungen im Helvetikum des Vorarlberg und Allgäu. — *Abh. dtsh. Akad. Wiss.*, Kl. III (KRAUS-Festschrift), Berlin 1960, S. 77—94.
- RICHTER, M.: Problèmes posés par le Flysch des Alpes orientales. — *Soc. Géol. France (FALLOT-Festschrift Bd. II)*, Paris 1960—63, S. 453—363.
- RIEDEL, L.: Zur Stratigraphie der Oberkreide in Vorarlberg. — *Z. deutsch. geol. Ges.*, 92, Berlin 1940, S. 69—107.
- SCHMIDT-THOME, P.: Zur Geologie und Morphologie des Ifengebirgsstockes (Allgäu). — *Erdkunde* 14, Bonn 1960, S. 181—195.
- SCHMIDT-THOME, P.: Der Alpenraum. In: *Erläuterungen zur Geol. Karte v. Bayern 1:500.000*, S. 245—341, München 1964.
- SIGL, W.: Geologische Spezialuntersuchungen im Helvetikum und Ultrahelvetikum des Bregenzer Waldes im Bereich von Bezaun, östlich der Bregenzer Ache. — *Ungedr. Dipl.-Arb.*, Techn. Hochschule München, 1964.
- STRAETER, H. E. G.: Geologische Untersuchungen zwischen Winterstaude und Subersach (Vorarlberg). — *Dissert. Univ. Zürich*, Haag 1925.
- VAN THIEL, P.: Geologische Forschungen zwischen Bezaun und Egg (Vorarlberg). — *Dissert. Univ. Zürich*, Haag 1924.
- WAGNER, G.: Rund um Hochifen und Gottesackergebiet. — *Oehringen* 1950.



Verh. Geol. B.-A.	Sonderheft G	S. 147—170	Wien, Oktober 1965
Z. deutsch. geol. Ges. Jahrgang 1964	Band 116 2. Teil	S. 403—426	Hannover, Oktober 1965

## Herkunft und Transport der Sedimente im bayerischen Flyschtrogl<sup>1)</sup>

Von R. HESSE \*), München

Mit 5 Abbildungen und 4 Tafeln

### Abstract

Outcrops of the „Flysch-Gault“, Lower Cretaceous, Bavarian Alps, have been correlated bed-by-bed over an area of 120 km (W—E) × 10 km (N—S). The criteria for the correlation are: a) thickness of the graywacke beds and of the shales between them, b) mineral composition at the base of the beds. The correlated series has a thickness of about 200 m.

The graywacke beds are 1 m thick on an average. Grain size in most beds continuously decreases from W to E; feldspar content of feldspar-rich beds shows the same tendency. Current directions from W to E have been proved by flute casts, groove casts etc.

The three facts: 1) bed-by-bed correlation over long distances, 2) direction of decrease of grain size and feldspar content, 3) direction of sediment structures lead to the conclusion, that sediments have been brought from W into the flysch trough and were transported parallel to its axis. Directional structures of Middle Cretaceous flysch sediments indicate transport from the opposite side (from W to E). The currents of Upper Cretaceous time again came from W (s. a. v. RAD, 1964).

These observations are interpreted by the following hypothesis: During Cretaceous time the deep-sea flysch trough was occupied by a horizontally circulating current. It seems that in Lower and Upper Cretaceous times our observations deal with one (? southern) part (direction: W to E) and in Middle Cretaceous time with the other (? northern) part (direction: E to W) of this ? counter-clockwise circulating current.

Der Flysch in Bayern gehört der ostalpinen Flyschzone an, die sich am Nordrand der Ostalpen in meist geringer Breite über eine Länge von mehr als 500 km vom Bodensee bis Wien hinzieht und die nach Osten weiter fortsetzt in den Karpatenflysch (PREY, 1960). Dieser Flyschzone entspricht im paläogeographischen Bild der Kreidezeit ein langgestreckter Sedimentationstrog, in dem vom Barrême bis zur höchsten Oberkreide — im Wiener-Wald-Flysch sogar bis ins Alttertiär — eine über 1000 m mächtige Sedimentfolge abgelagert wurde. Angesichts der hier angehäuften beträchtlichen Sedimentmengen, die bei einer angenommenen primären Trogbreite von 50 km ca. 25.000 km<sup>3</sup> umfassen, erhebt sich die Frage nach der Herkunft des Sedimentmaterials. Für das langgestreckte Flyschbecken lautet sie: Gibt es Anzeichen dafür, daß die Sedimente des bayerischen Flysches von den Seitenrändern des Beckens l a t e r a l eingeschüttet worden sind, wie das von älteren Autoren vielfach angenommen wurde, oder sind die Sedimente vorwiegend an den Enden des Beckens zugeführt und l o n g i t u-

<sup>1)</sup> Auszug aus der von der Fakultät für Allgemeine Wissenschaften der Technischen Hochschule München genehmigten Dissertation: „Zur Sedimentologie des bayerischen Flysches mit besonderer Berücksichtigung des Flysch-Gault“. Als Vortrag gehalten auf der 116. Hauptversammlung der Deutschen Geologischen Gesellschaft am 17. September 1964 in Wien.

<sup>\*)</sup> Anschrift des Autors: Reinhard Hesse, Institut für Geologie, Technische Hochschule, 8 München 2, Arcisstraße 21.

d i n a l durch den schlauchförmigen Trog weiterverfrachtet worden, wie das bei ähnlich länglich gestalteten Flyschbecken, z. B. dem Karpatenflysch (DZULYNSKI, KSIĄZKIEWICZ & KUENEN, 1959) und dem Apenninenflysch (TEN HAAF, 1959) großenteils der Fall ist? Eine dritte Möglichkeit wäre, daß die Sedimente lateral eingeschüttet worden sind und später in den zentralen Bereichen des Flyschbeckens, die heute meist allein sichtbar sind, in die longitudinale Richtung umgelenkt wurden.

Diese Fragen wurden im bayerischen Flysch mit sedimentpetrographischen Methoden untersucht. Dazu wurden Detailprofile im Maßstab 1 : 50 und 1 : 100 aufgenommen, sämtliche richtungsanzeigenden Gefüge gemessen und petrographische Analysen (Dünnschliffauszählungen, Anschliffuntersuchungen, Schwermineral-, Korngrößen- und Kornrundungsanalysen, quantitative Karbonatbestimmungen mittels Titration und Thermowaage, Tonmineralbestimmungen durch Differentialthermo-Analysen (DTA), Röntgenreflex-Analysen und Phasenkontrast-Verfahren) ausgeführt. Die Untersuchungen wurden von Herrn Professor Dr. P. SCHMIDT-THOME im Rahmen eines umfassenderen Programms zur sedimentologischen Bearbeitung der klastischen Gesteine der Bayerischen Alpen angeregt. Für viele Ratschläge bei den Arbeiten bin ich Herrn Professor SCHMIDT-THOME außerordentlich dankbar. Für die langfristige Förderung durch die Preußische Bergwerks- und Hütten-A. G., Hannover, danke ich Herrn Direktor Dr.-Ing. F. BREYER. Meinem Studienkollegen, Dr. U. v. RAD, der gleichzeitig die Sedimente des Westteils der bayerischen Flyschzone im Allgäu bearbeitete, verdanke ich Vergleichsmaterial sowie manche klärende Diskussion im Institut oder Gelände.

Flysch-Serien bestehen aus Wechsellagerungen von harten, grauackeartigen Gesteinsbänken mit weniger harten, tonigen Zwischenmitteln. Eine einzelne derartige Abfolge — Grauackebank & Tonsteinlage — kann man als *S e d i m e n t a t i o n s z y k l u s* bezeichnen, die Flyschsedimentation als zyklische Sedimentation. In der Wiederholung von Zyklen kommt ein Rhythmus zum Ausdruck, weshalb man beim Flysch auch von rhythmischer Sedimentation spricht.

Der Sedimentationszyklus — Grauacke & Tonstein — stellt zugleich ein *g r a d e d b e d d i n g* der Korngrößen dar. An der Basis der Grauackebank finden sich normalerweise die größten Korngrößen, die im bayerischen Flysch meist im Zehntelmillimeter-Bereich und darunter liegen. Im Reiselberger Sandstein sind auch 0,5—1 cm große Komponenten keine Seltenheit. Gegen das Hangende der Zyklen nehmen die Korngrößen mehr oder weniger kontinuierlich ab. Häufig ist ein erneutes Einsetzen größerer Korngrößen über schon abgelagertem feinerkörnigem Material in den höheren Bankteilen zu beobachten, wodurch z. T. auch die Feinschichtung bedingt wird. In den Tonsteinlagen sind nur mehr die feinen Kornfraktionen vertreten, deren Häufigkeitsmaximum in der Regel unter 1  $\mu$  liegt.

Der Korngrößenabnahme vom Millimeter- oder Zehntelmillimeter-Bereich zum  $\mu$ -Bereich entspricht (nach HJULSTRÖM, 1935, S. 298) eine Abnahme der *S t r ö m u n g s g e s c h w i n d i g k e i t e n* des transportierenden Mediums von 10, 20 oder 30 cm/sec auf fast Null. Derartige Schwankungen wiederholen sich im Flyschbecken unzählige Male, wie die monotone Wechsellagerung von Bänken und Zwischenmitteln zeigt, die ununterbrochen über das mehr als 1000 m mächtige Flyschprofil anhält.

Dabei bleibt die Frage offen, ob die Schwankungen gleichmäßig sinusförmig erfolgen — ob also die Zunahme der Geschwindigkeiten ebenso langsam erfolgt wie die Abnahme — oder ob die hohen Geschwindigkeiten plötzlich einsetzen (s. Abb. 1). Das *g r a d e d b e d d i n g* scheint zunächst für die zweite Möglichkeit zu sprechen: daß der scharfe Einsatz der groben Korngrößen durch ein schlagartiges Einsetzen der hohen Geschwindigkeiten bedingt ist.

Es ist jedoch ebenso möglich, daß auch die Geschwindigkeitszunahme langsam erfolgt. Da während der Phase des Geschwindigkeitsanstiegs nichts sedimentiert werden kann, weil alles einmal in Bewegung geratene Material weitertransportiert wird, entsteht auch auf diesem Wege graded bedding (SCHLIEMENZ, 1960, S. 44 f). Die Frage, ob die Schwankungen der Strömungsgeschwindigkeiten im Flyschbecken tatsächlich zyklisch verlaufen, wie es bei normalen Meeresströmungen möglich ist, oder ruckartig, wie für turbidity currents angenommen wird, läßt sich am graded bedding also nicht entscheiden. Rekurrenzen der Korngrößen innerhalb eines gradierten Sedimentationszyklus (multiples graded bedding) sprechen dafür, daß das Abklingen der Geschwindigkeiten ein pulsierender Vorgang ist (Abb. 1).

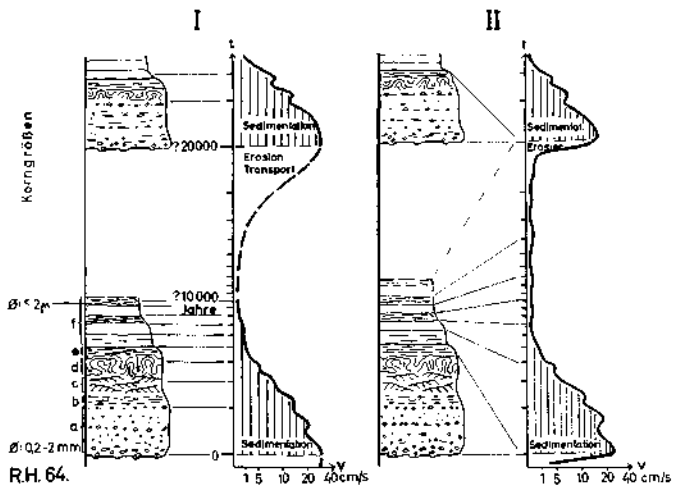


Abb. 1: Graded bedding und Strömungsgeschwindigkeiten  
a—f: Schichtungsintervalle von Flyschzyklen (modifiziert nach BOUMA 1962). (a) gradiertes Intervall, (b) unteres parallel geschichtetes Intervall, (c) Kreuzschichtungsintervall, (d) Verfäلتungsintervall, (e) oberes parallel geschichtetes, z. T. pelitisches Intervall, (f) tonpelitisches Intervall. (I) Sinusförmiger Verlauf der Geschwindigkeitsschwankungen bei normalen Meeresströmungen. (II) Plötzlicher Einsatz hoher Geschwindigkeiten (turbidity currents).

Das graded bedding als auffälligstes Gefügemerkmal der Flyschsedimente gibt Auskunft über die zeitliche Variation der Strömungsgeschwindigkeiten im Flyschbecken (während der Sedimentationsphase). Aus zahlreichen linear geregelten Sedimentgefügen lassen sich die Richtungen der sedimentierenden Strömungsvorgänge bestimmen. Im Flysch sind dafür die Strömungsmarken auf Bankunterseiten am wichtigsten. Unter ihnen sind Strömungswülste (flute casts, Taf. 1, Bild 1) und Schleifmarken (groove cast) die häufigsten. Auf Taf. 1, Bild 2 sind zwei sich durchkreuzende Richtungen von Schleifspuren abgebildet, wodurch bezeugt wird, daß die Strömung Zeit hatte, ihre Richtung etwas zu ändern, ehe die Sedimentation begann.

Untergeordnet können im Flysch auch Schrägschichtung (small scale cross bedding, Taf. 2, Bild 1) sowie bestimmte Formen bankinterner Verfäلتung

(convolute lamination, Taf. 2, Bild 2) als richtungsanzeigende Gefüge ausgewertet werden. Die aus solchen bankinternen Gefügen ermittelten Richtungen zeigen im bayerischen Flysch generell Übereinstimmung mit den Parallelgefügen auf Bankunterseiten, woraus gefolgert werden kann, daß die Strömungen während des gesamten Ablagerungsvorganges einer Bank ungefähr ihre Richtung beibehalten haben.

Meist sind auch die Richtungen mehrerer aufeinanderfolgender, markentragender Bänke eines Aufschlusses mehr oder weniger konstant oder schwanken nur innerhalb eines kleinen Sektors. Sogar für die einzelnen Flysch-Serien oder mehrere Serien zusammen ergeben sich auch über größere Gebiete hinweg einheitliche Richtungen, wie die regionale Auswertung der Richtungsmessungen im bayerischen Flysch zeigt (Abb. 2). Zweierlei ist dabei bemerkenswert:

1. In der bayerischen Flyschzone herrschen longitudinale Transportrichtungen vor.
2. Der Richtungsinne der Strömungen schlägt während der Zeit vom Apt bis Maastricht mehrfach um.

In der Unterkreide, der Zeit der Ablagerung der Tristelschichten und des Flysch-Gault, kommen die Strömungen ausschließlich aus dem Westen. In diesen beiden Serien wurde in dem Gebiet zwischen Iller und Inn keine einzige Gegenrichtung gemessen. Im Allgäu ist eine leichte Schwenkung der Richtungen von W—E nach SW—NE zu beobachten, noch weiter im Westen im Gebiet des Rätikon ergaben einige Messungen für den Gault der Falknis-Decke Richtungen von SSW nach NNE.

Während der „mittleren“ Kreide, der Zeit der Ofterschwanger Schichten und des Reiselberger Sandsteins, bietet sich das umgekehrte Bild — die Strömungen kommen nun aus dem Osten. Gelegentlich treten in diesen Serien, besonders in den südlichen Vorkommen des Allgäus (nach v. RAD, 1964), auch Gegenrichtungen auf.

Beim Übergang in die weiteren Serien der Oberkreide findet ein erneuter Umschlag der Richtungen statt, wie die Darstellung v. RADS (1964, Taf. 4) zeigt: die Richtungen für die Piesenkopf-Schichten, die Zementmergel-Serie und die Hällritzer Serie zeigen wieder von Westen nach Osten, wobei auch für diese Serien einzelne quer- oder entgegengerichtete Pfeile zu verzeichnen sind.

In der höchsten Oberkreide, der Bleicherhorn-Serie, scheint sich ein nochmaliger Wechsel der Richtungen anzubahnen (v. RAD, l. c.). Hier kommen im Trauchberg-Flysch einige Bänke mit nun wieder von Ost nach West gerichteten Strömungsmarken vor, jedoch sind die Aufschlüsse in dieser Serie zu vereinzelt, um ein geschlossenes Bild daraus gewinnen zu können.

Es ist verschiedentlich darauf hingewiesen worden, daß die aus den Strömungsmarken ermittelten Richtungen des Sedimenttransportes nur die letzte Bewegungsrichtung des Sedimentes vor der endgültigen Ablagerung im Flyschbecken darstellen (PLESSMANN, 1961, S. 542), und daß deshalb diese Transportrichtungen nicht identisch sein müssen mit den Einschüttungsrichtungen in den Flyschtrogl. Obwohl die auffällige Fazieskonstanz in der Längsrichtung der ostalpinen Flyschzone und die raschen Faziesänderungen im

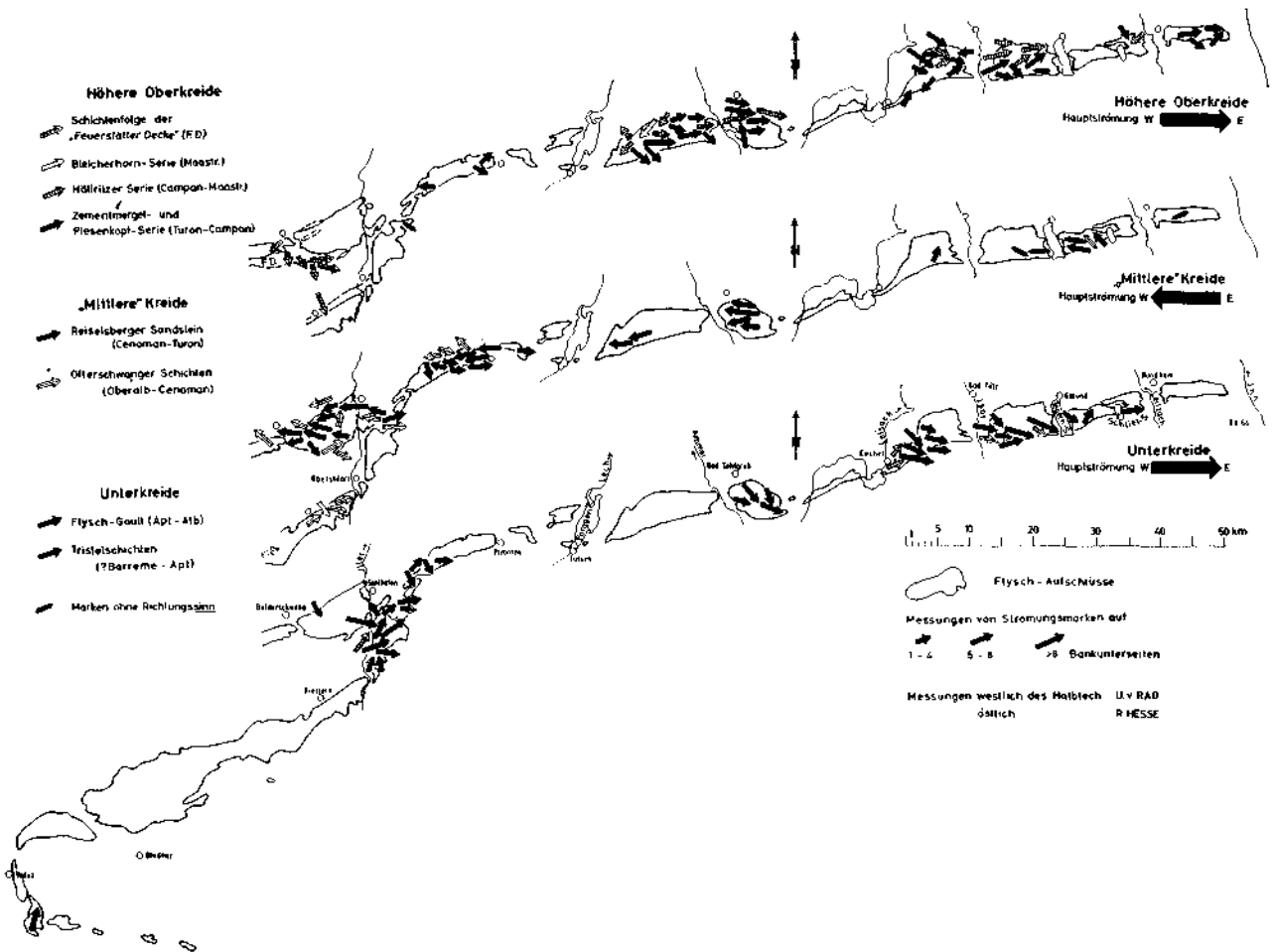


Abb. 2: Strömungsrichtungen in der bayerischen Flyschzone, ermittelt aus Lineargefügen auf Bankunterseiten.

Querprofil<sup>2)</sup> die Annahme longitudinaler Sedimentschüttungen unterstützen, muß der Beweis dafür doch eigens angetreten werden. Dazu besteht die Möglichkeit durch Einbeziehung petrographischer Vergleichsuntersuchungen in die Betrachtungen. Wenn man allerdings durch petrographische Analysen Veränderungen im Mineralbestand oder den Korngrößen feststellen und daraus Schüttungsrichtungen ermitteln will, muß man in stratigraphisch enggefaßten und genau definierten Horizonten arbeiten. Denn die richtungsabhängigen Veränderungen solcher petrographischer Eigenschaften sind auch bei konstant gerichteten, submarinen Transportvorgängen über größere Entfernungen nur gering. Das bedeutet für den Flysch, daß bei der Bestimmung der Schüttungsrichtungen anzustreben ist, möglichst nur Probenmaterial von der gleichen Bank und auch dort nur aus dem gleichen Niveau, z. B. der Basis der Bank, miteinander zu vergleichen. Dazu ist es zunächst erforderlich, Einzelbänke in den gut gebankten, aber monotonen Flysch-Serien zu erfassen.

Im Flysch-Gault ist es gelungen, als Grundlage für diese petrographischen Vergleiche eine *Bankfolgen-Korrelation* über eine Entfernung von mehr als 100 km durchzuführen. Die korrelierte Serie umfaßt 200 m Mächtigkeit und ist durch 3 Tonstein-Zonen untergliedert, zwischen denen 2 bankreiche Zonen mit zusammen 43 ständig wiederkehrenden Bänken auftreten (Taf. 3). Die Korrelierungen wurden zunächst durch Vergleich der Mächtigkeiten der Bänke und der Zwischenlagen vorgenommen. Bei größeren Entfernungen zwischen den Aufschlüssen, bereits bei über 20 km, ließ sich mit der Methode des *Mächtigkeitsvergleichs* allein keine Sicherheit in den Korrelierungen mehr erzielen. Es wurde deshalb nach einem zweiten charakteristischen Merkmal der Bänke gesucht, das zu ihrer Identifizierung dienen konnte. Dafür kam die Petrographie der Bänke in Betracht. Die Psammitbänke des Flysch-Gault sind glaukonitreiche Quarz-Grauwacken, die an der Basis eine durchschnittliche Zusammensetzung von 50% Quarz, 1% Feldspat, 6% Glaukonit, 27% Karbonaten, 1% Schwermineralen und 15% silikatischer „Matrix“ (feinverfilztes Gemenge von Tonmineralen und kryptokristalliner Kieselsubstanz) aufweisen (Mittelwerte aus 216 Dünnschliff-Analysen). Diese Werte schwanken jedoch zwischen den Einzelbänken beträchtlich — bei Quarz z. B. zwischen 20 und 70% —, und diese Schwankungen konnten nun als Merkmal für die Korrelierungen ausgenutzt werden. Aus den 41 korrelierten Profilen, deren Korrelation auf Grund der Mächtigkeiten allein zunächst noch unsicher war, wurden 5 Profile ausgewählt und aus ihnen Bank für Bank Handstückproben (von der Basis der Bänke) genommen. Von diesem Material wurden die Mineralgehalte im Dünnschliff (nach dem Punktzählverfahren) bestimmt. Die für Feldspat, Quarz und Glaukonit erhaltenen Werte sind in Abb. 3 graphisch dargestellt. Die Werte für die gleiche Mineralart wurden für alle Bänke eines Profils zu Kurven verbunden und dann diese *Mineralkurven* für alle fünf untersuchten Profile (— im oberen Teil des Gault standen nur mehr drei Profile zur Verfügung —) neben-

<sup>2)</sup> Diese Konstanz geht in der Oberkreide so weit, daß Serien des Wiener-Wald-Flysches (Kahlenberger Schichten, Altlenzbacher Schichten) lithologisch unmittelbar mit altersgleichen Schichtserien Bayerns (Teilen der Zementmergel-Serie und mit der Hällritzer Serie und Bleicherhorn-Serie) sowie Vorarlbergs (Planknerbrücke-Serie, Fanola-Serie) verglichen werden können. Demgegenüber sind äquivalente Serien im Nord- und im Südteil der Flyschzone faziell so deutlich voneinander unterschieden, daß sich eine Nord- und eine Südfazies — in Bayern Sigiswanger und Oberstdorfer Fazies genannt — gegenüberstellen lassen.

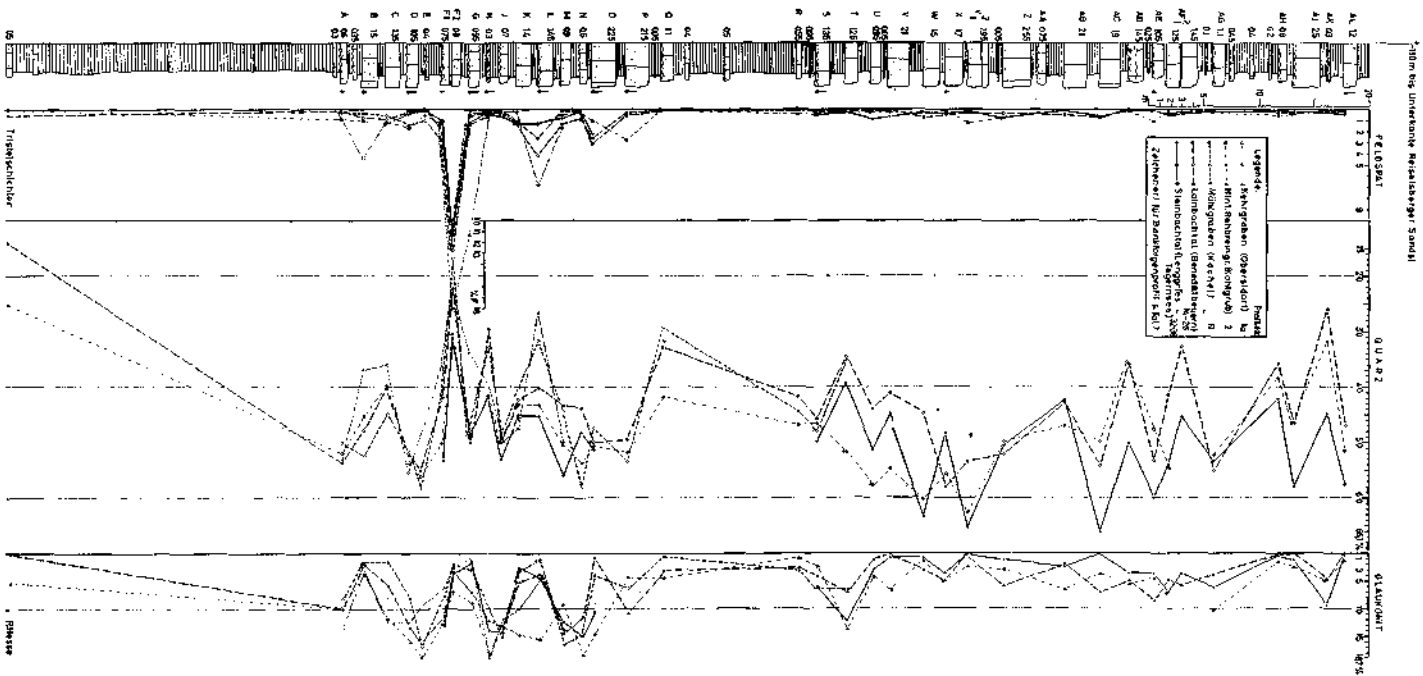


Abb. 3: Flysch-Gault: Bankfolgen-Normalprofil Bayern-Allgäu und Mineralkurven für die untersuchten Profile. (Die Hangende Tonstein-Zone über der Bank AL ist nicht dargestellt.)

einander gestellt. Der Vergleich der Kurven bringt den Beweis für die Richtigkeit der Korrelationen. Der Verlauf der Kurven zeigt über 120 m Profilmächtigkeit im ganzen gute Übereinstimmung, insbesondere bei Quarz und Feldspat. Beim Glaukonit ergeben sich stellenweise stärkere Abweichungen. Karbonate und „Matrix“ waren nicht geeignet für die Korrelationen, wahrscheinlich, weil sie z. T. diagenetische Mineralneubildungen einschließen.

Im unteren Drittel der Profile fällt eine Bank besonders auf durch ihren hohen Feldspatgehalt, während sonst keine weiteren petrographischen Leitbänke erkannt werden konnten, auch nicht in den Schwermineralspektren. Die abweichende Zusammensetzung der „Feldspatbank“ ist korngrößenbedingt — diese Bank ist wesentlich gröberkörnig als die übrigen Bänke.

Das Aushalten der Bänke des Flysch-Gault in annähernd gleicher Mächtigkeit über einen 115 km langen Abschnitt der bayerischen Flyschzone ist erstaunlich, da die Ablagerung des psammitischen Sedimentmaterials Strömungsvorgänge mit Geschwindigkeiten bis 20 cm/sec verlangt. Die Folgerung daraus ist, daß auch die Strömungsvorgänge und ihre zeitlichen Schwankungen über lange Zeiten sehr gleichmäßig und stetig verlaufen sind und über relativ große Entfernungen konstant gerichtet waren.

Durch die für die Korrelationen ausgeführten Dünnschliff-Analysen (Punktzahl-Analysen) ist zugleich das petrographische Vergleichsmaterial gewonnen worden, um zusätzliche Aussagen über die Schüttungsrichtungen machen zu können. Aus Abb. 3 geht hervor, daß die Feldspatkurve des westlichsten Profils (Kehrgraben) für die meisten Bänke über den Werten der anderen Profile liegt, umgekehrt erreicht beim Quarz die Kurve des östlichsten Profils (Steinbadtal) meist die höchsten Werte. D. h. das Quarz-Feldspat-Verhältnis verschiebt sich bei einer großen Anzahl von Bänken in östlicher Richtung zugunsten von Quarz. Dies ist auf eine relative Anreicherung des stabilen Minerals Quarz gegenüber den anderen Mineralen zurückzuführen, die beim Transport stärker ausgemerzt werden. Die aus dieser Erscheinung abgeleitete Richtung von Westen nach Osten stimmt mit der aus den Strömungsmarken für den Flysch-Gault erhaltenen Transportrichtung überein.

Für die „Feldspatbank“ sind die Verhältnisse in Abb. 4 noch einmal gesondert dargestellt. Auch bei dieser Einzelbank ist die gleiche Erscheinung zu beobachten: das Feldspatfeld wird von der westlichsten Probe zur östlichsten Probe immer kleiner, das Quarzfeld umgekehrt größer. Gleichzeitig nehmen die Korngrößen, die bei diesen nach dem Sehnenschnitt-Verfahren (MÜNZER & SCHNEIDERHÖHN, 1953) gewonnenen Analysen im Dünnschliff bestimmt wurden, von Westen nach Osten ab: bei Oberstdorf liegt der Median noch über 500  $\mu$ , im Osten am Tegernsee unter 200  $\mu$ .

Die charakteristische Verschiebung des Quarz-Feldspat-Verhältnisses und die Abnahme der Korngrößen in östlicher Richtung sprechen sehr deutlich für West—Ost gerichtete Sedimenttransporte im Flysch-Gault. Gleichzeitig können damit wesentliche laterale Einschüttungen in den Flyschtrog zumindest für den untersuchten Bereich zwischen Iller und Tegernsee ausgeschlossen werden; andernfalls wären die beobachteten Verhältnisse nicht möglich.

Die Sedimente des Flysch-Gault sind insgesamt sehr feinkörnig; der Medianwert liegt bei den durchschnittlichen Grauwacke-Bänken (Basis) unter 200  $\mu$ . Der Aufbereitungsgrad ist hoch; die Komponenten sind zum großen Teil (abgesehen von den reichlich vorhandenen Karbonatfragmenten) freie Minerale. Die Schwer-



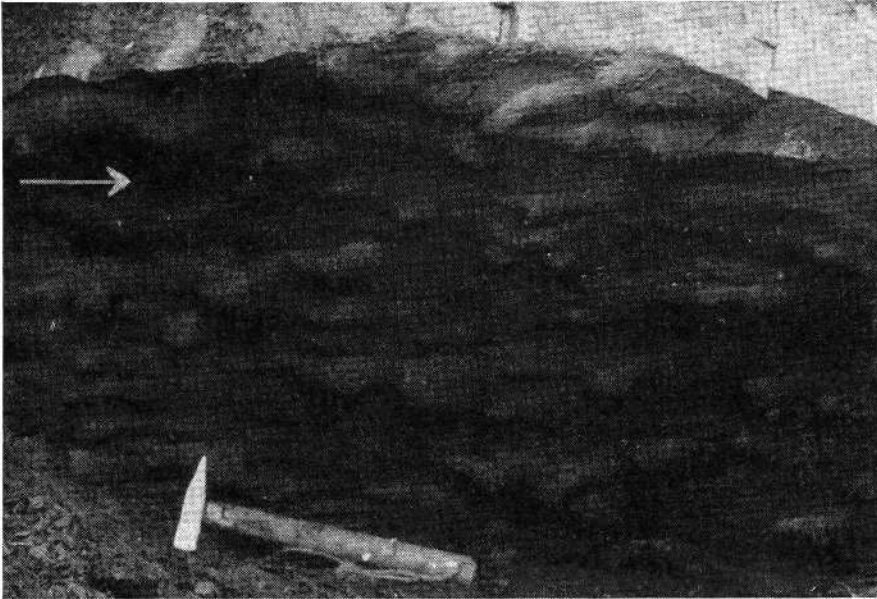


Bild 1: Strömungswülste mit postsedimentären Wurm Spuren (an der Vorderkante der Bank).  
Wüstige, tief erodierte Formen. Pfeil = Strömungsrichtung.  
Atzl-Bach, 1050 m ü. NN, mittlere Bleicherhorn-Serie, Teisenberg-Flysch.

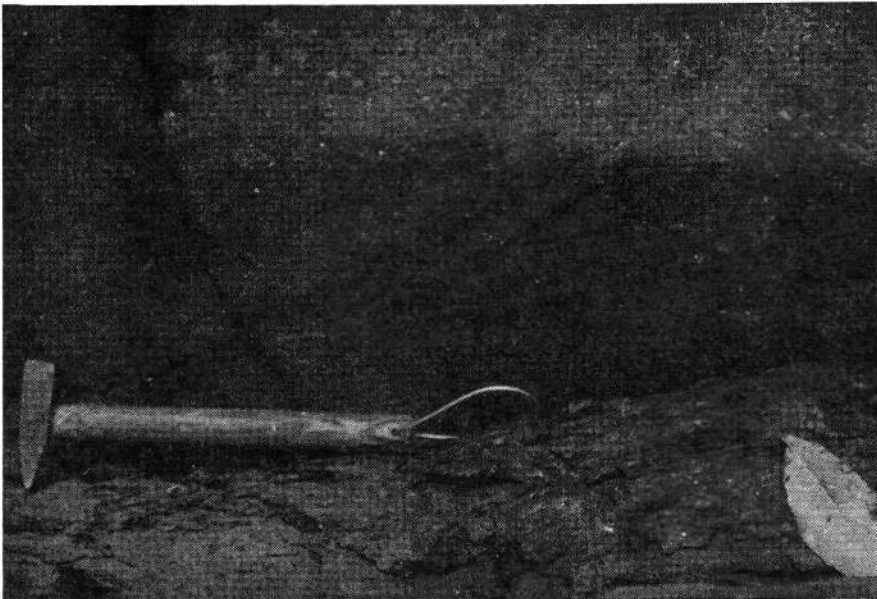


Bild 2: Zwei sich kreuzende Richtungen von Schleifmarken (Winkel = 30°). Die steilere Richtung durchkreuzt die flachere und ist etwas später entstanden.  
Jenbachtal bei Feilnbach, 665 m ü. NN, Reiselberger Sandstein.

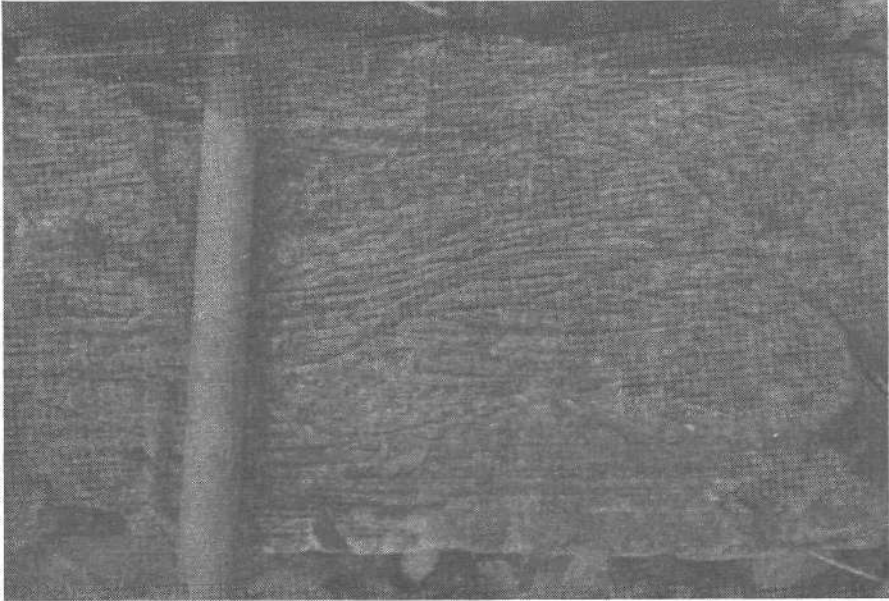


Bild 1: Kleinmaßstäbliche Kreuzschichtung in einer Kalkarenit-Bank. Der Hammerstiel zeigt ins Liegende.  
Locher Graben 850 m ü. NN, Steinbachtal bei Bichl, Tristelschichten, Zwiesel-Flysch.

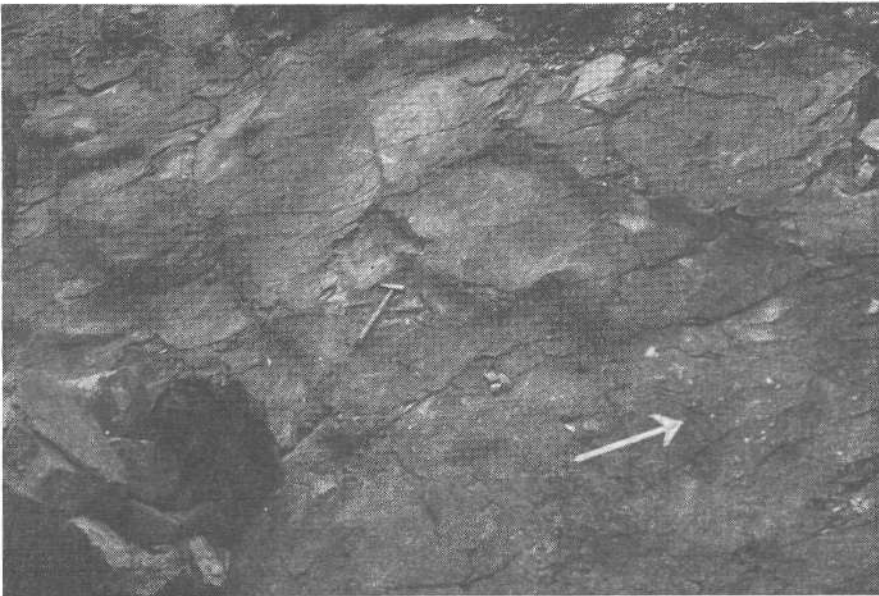
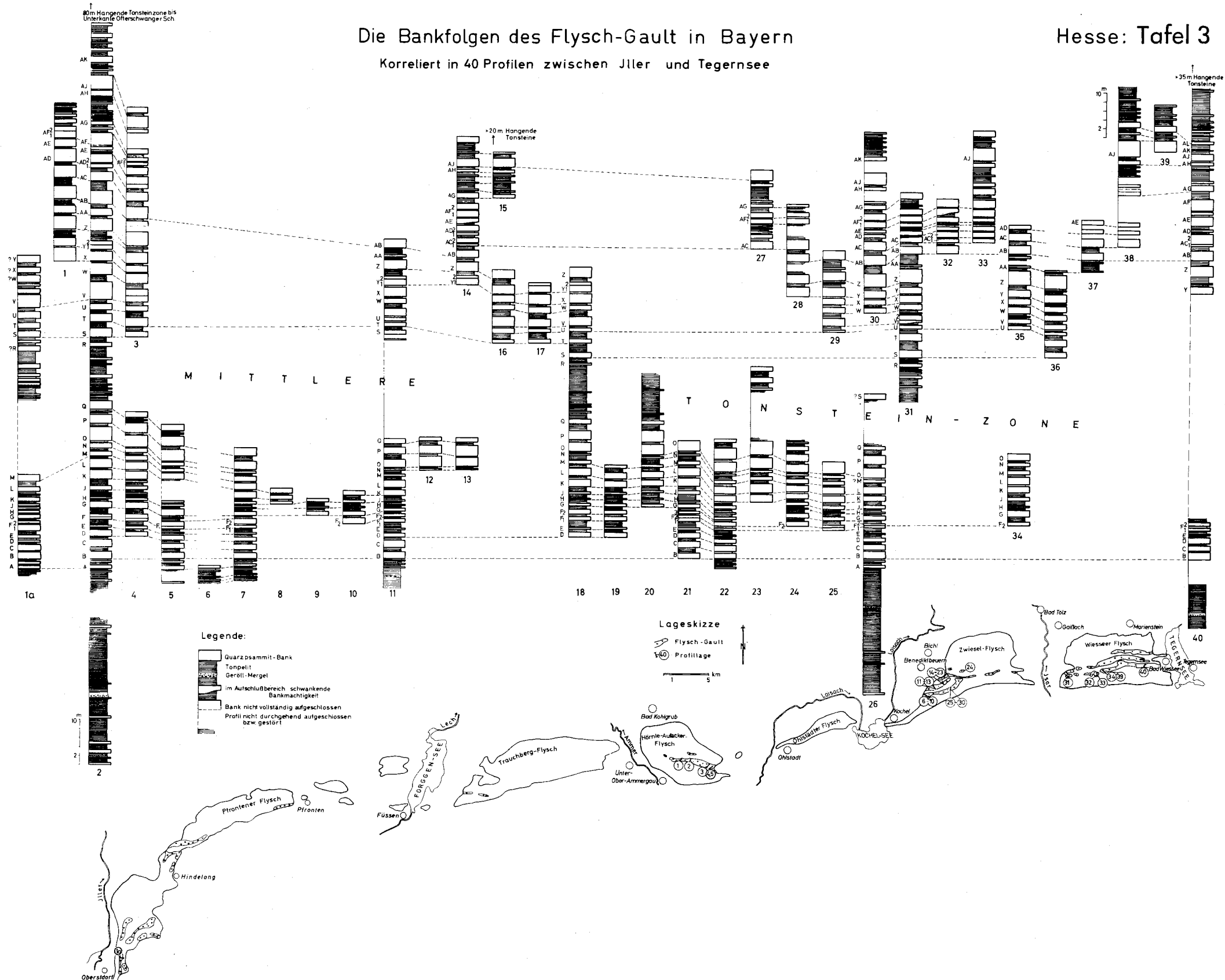


Bild 2: Mit bankinterner Verfältelung korrespondierende Wellenfläche auf der Oberseite einer Quarz-Grauwacke-Bank. Pfeil = Strömungsrichtung auf Unterflächen benachbarter Bänke (flute casts), mit der die Richtung normal zu den Wellenzügen annähernd übereinstimmt.  
Schönau-Graben bei Bad Kohlgrub, 980 m ü. NN, Zementmergel-Serie (Sigiswanger Fazies), Hörnle-Aufacker-Flysch.



# Die Bankfolgen des Flysch-Gault in Bayern

Korreliert in 40 Profilen zwischen Jller und Tegernsee



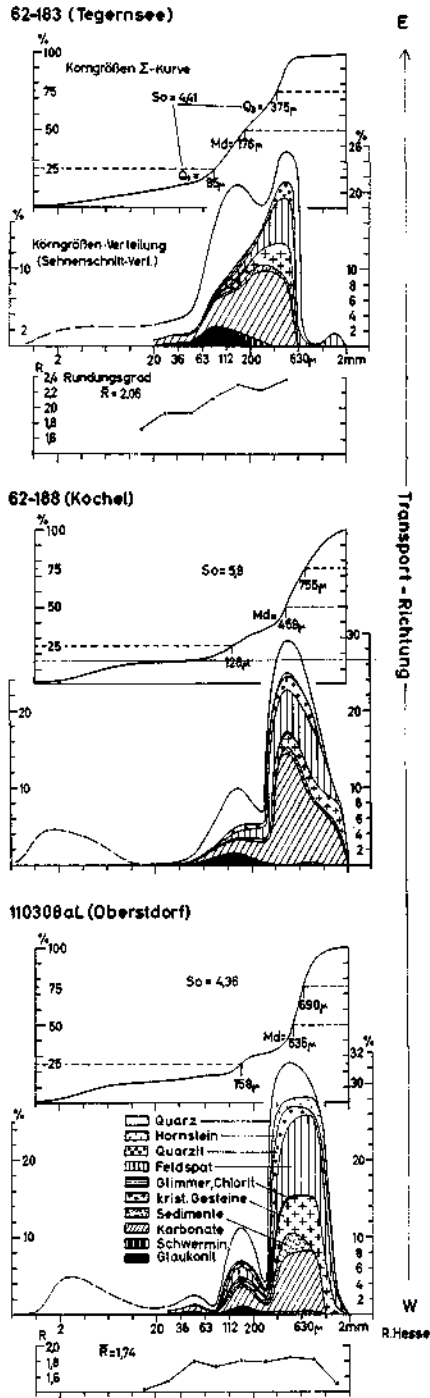


Abb. 4: Korngrößen und Rundung der Komponenten der Bank F2 („Feldspatbank“) im Flysch-Gaut.

mineral-Fraktion stellt mit einer Zirkon-Turmalin-Assoziation eine stabile Restgemeinschaft dar. Diese Kennzeichen, die auch für die westlichsten Vorkommen des Flysch-Gault im Allgäu zutreffen, sprechen dafür, daß die Gault-Sedimente bereits längere Transportwege hinter sich gehabt haben, ehe sie abgelagert wurden.

Es besteht nun eine auffällige Verwandtschaft des bayerischen Flysch-Gault zum unterostalpinen Gault der Falknis-Decke, die bereits SCHMIDT-THOMÉ (1936, S. 8) hervorgehoben hat. Auch hier liegt eine rhythmisch gegliederte Sedimentserie vor, die in petrographischer Hinsicht große Ähnlichkeit zum bayerischen Flysch-Gault aufweist. Die pelitischen Zwischenlagen treten zwar im Falknis-Gault etwas zurück, die Psammitgesteine überwiegen. In der Großgliederung ergibt sich aber eine auffällige Übereinstimmung beider Serien. Hier wie dort treten eine basale und eine hangende Tonschiefer-Zone im Profil auf. Die „Mittlere Tonstein-Zone“ Bayerns wird dagegen bereits im Allgäu durch von Westen her einschiebende Bänke aufgelöst und im Falknis-Gault sind im Mittelteil des Profils nur mehr Bänke vorhanden. Im unteren Drittel tritt auch im Falknis-Gault ein feldspatreicher Horizont auf, der der „Feldspatbank“ Bayerns entsprechen dürfte. Die Analogie der Gesteine reicht bis ins Dünnschliff-Bild. Auch in der Schwermineralführung besteht Übereinstimmung. In den glaukonitischen Quarz-Grauwacken beider Serien treten charakteristische „Quarz-Ooide“ (D. TRÜMPY, 1916, S. 122) auf, die als Leitkomponenten angesehen werden können. Es handelt sich um Quarzkörner, die mit einer kieseligen, von toniger und pyritischer Substanz durchstäubten Rinde überzogen sind. TRÜMPY (l. c.) deutet die Entstehung der Kieselrinden durch sekundäre Verkieselung ursprünglicher Karbonat-Ooide. Auch Glaukonit, Feldspat sowie karbonatische und kristalline Gesteinsfragmente sind von Kieselrinden umkleidet, die durch die eingelagerten feinsten Fremdkörperchen tiefschwarz erscheinen können (Taf. 4, Bild 1). Da auch zerbrochene Individuen solcher „Krustenkörner“ auftreten (Taf. 4, Bild 2), kann angenommen werden, daß diese Körner bereits mit ihren Kieselrinden eingeschwemmt worden sind. Diese Folgerung ist aufschlußreich hinsichtlich des Glaukonites, der teilweise ebenfalls umkrustet wird und sicher zum großen Teil allothigen ist (wie auch aus der Verwendbarkeit des Glaukonitgehaltes für die Mineralkurven-Vergleiche zu schließen ist).

Die Vergleichs-Untersuchungen im Gault der Falknis-Decke sind noch nicht abgeschlossen. Falls sich aber die angedeuteten Zusammenhänge sicher beweisen lassen, ergeben sich daraus Konsequenzen für die paläogeographischen Verhältnisse im West-Ostalpen-Grenzbereich. Da es nach J. CADISCH (1961, S. 119) „immer noch Anhaltspunkte gibt, die wenigstens für eine räumliche Zusammen-

#### Erläuterungen zu Tafel 4:

Bild 1: Ellipsenförmige „Krustenkörner“ mit Kieselrinden, deren konzentrischer Aufbau durch feinste Einlagerungen von Tonpartikelchen und Pyrit hervorgehoben wird. Kieselsubstanz in der Rinde des rechten Kornes zu Quarzkörnern von 10–15  $\mu$  Ø umkristallisiert. Im Kern dieses Kornes kalzitisierte Feldspat, im Zentrum des linken Kornes Bruchstück von Kalzilit.

Lainbach bei Benediktbeuern 670 m ü. NN, Basis der Bank AH des Flysch-Gault in Profil 14 (Taf. 3), Zwiesel-Flysch.

Bild 2: Zerbrochenes „Krustenkorn“. Im Kern Karbonatfragment. Verkieselte Quarz-Grauwacke. Gratweg zwischen Mittlerspitz und Mazorahöhe an der Liechtenstein-Schweizer Grenze, 1950 m ü. NN, Gault der Falknis-Decke (Schliff angefarbt).

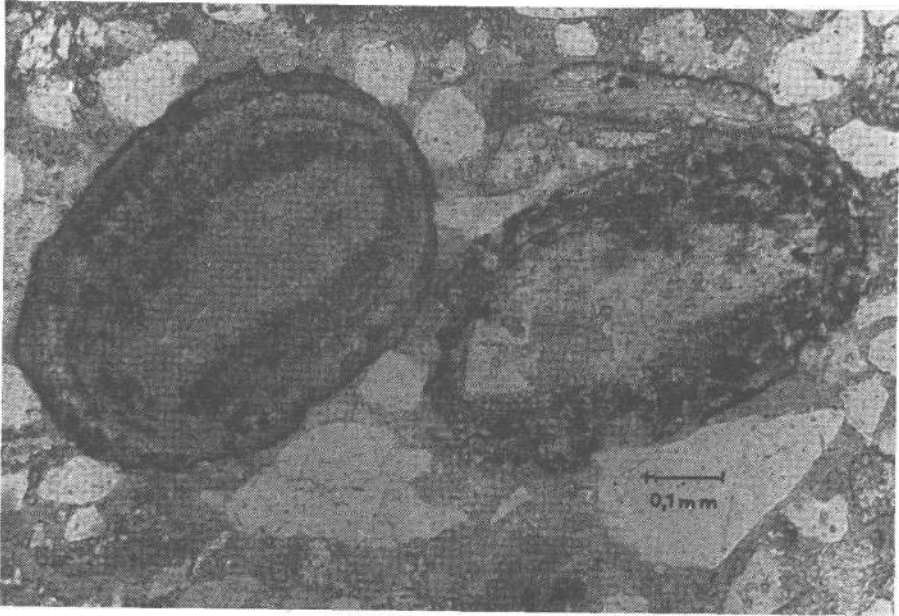


Bild 1



Bild 2





gehörigkeit von nordbündnerischem Unterostalpin (Falknis- und Sulzfluh-Serie) mit südbündnerischen Schubmassen (Err- und Bernina-Decke) sprechen“, ist es wahrscheinlich, daß ein unterostalpiner Sedimentationstrog zur Unterkreidezeit trennend zwischen der penninischen Fazies des Unterengadiner Fensters und der des Prätigau, bzw. des Oberhalbsteins eingreift und nach NE einen Ausläufer in Gestalt des bayerischen Flyschtroges entsendet. Alles, was über die Zusammenhänge in Gault gesagt wurde, gilt in gleicher Weise auch für die unterlagernden Tristelschichten.

Mit dem Cenoman erfolgt ein deutlicher Umschlag in den Sedimentationsverhältnissen. Die Schüttungen des Reiselberger Sandsteins kommen von Osten, zumindest was die Transportrichtungen im Flyschbecken betrifft. Als mögliches Herkunftsgebiet kommt das Moldanubikum bzw. ein westlicher Ausläufer davon in Frage. Der unterostalpine Sedimentationsraum der Falknis-Sulzfluh-Decke scheint dagegen zu dieser Zeit bereits abgeriegelt zu sein vom bayerischen Flyschtrog und zu Beginn des Cenoman stellenweise sogar eine Sedimentationsunterbrechung aufzuweisen (ALLEMANN, 1956, S. 192). Die Schüttungen des Reiselberger Sandsteins erreichen den unterostalpinen Trog jedenfalls nicht mehr. Sie gehen nördlich an ihm vorbei und führen in westlicher Richtung offenbar bis in den penninischen Sedimentationsbereich, wie die Vorkommen des sogenannten „Sandstein-Flysch“ der östlichen Wildhauser Mulde und des „Gipfelsandsteins“ des Fährners im Rheintalgebiet zeigen, die beide dem Reiselberger Sandstein sehr ähnlich sind.

Der Reiselberger Sandstein ist lithologisch deutlich unterschieden von den Gesteinen der unterlagernden Serien. Die Annahme eines anderen Liefergebietes für diesen Schichtkomplex findet darin eine starke Stütze. Im Gegensatz zu den übrigen Serien ist der Reiselberger Sandstein reich an grobkörnigen Bänken, die unter ihren Komponenten sehr viel Gesteinsbruchstücke enthalten. Aber auch die feinkörnigen Varietäten haben hohe Anteile an kristallinen Gesteinsbruchstücken und sehr viel mehr Glimmer und Cholorite als gleich feinkörnige Psammite anderer Serien. Glaukonit fehlt fast völlig im Reiselberger Sandstein. Die Unterschiede erstrecken sich bis in die petrographischen Einzelheiten. So tritt bei den Plagioklasen des Reiselberger Sandsteins als Zwillinggesetz des Periklin-Aklin-Gesetz relativ häufig auf, während die Plagioklase der „Feldspatbank“ des Flysch-Gault vorzugsweise nach (010)-Gesetzen verzwillingt sind. Unterschiede ergeben sich bei den Schwermineralen (Flysch-Gault: Zirkon-Turmalin- Rutil-Vormacht; Reiselberger Sandstein: Granat-Apatit-Vormacht) ebenso wie bei den Tonmineralen. Während die Tonsteine des Flysch-Gault aus einer sehr einförmigen Mineralgesellschaft von Illit, Quarz, etwas Chlorit sowie organischer Substanz aufgebaut werden (— Karbonate kommen nur in den grauen und untergeordnet auch in den schwarzen Varietäten, nicht aber in den grünen vor —), sind die Tonsteine und Mergel des Reiselberger Sandsteins mannigfaltig zusammengesetzt und führen neben Illit und unzersetzten oder nur wenig zersetzten Glimmern geringe Mengen an Chlorit, Montmorillonit und gelegentlich auch Kaolinit. Quarz und Feldspat, Karbonate sowie organische Substanzen sind meist an den Tonmineralfraktionen beteiligt.

In der höheren Oberkreide verlaufen die Strömungsrichtungen im bayerischen Flysch wieder wie in der Unterkreide von Westen nach Osten (v. RAD, l. c.). Die Sedimenteinschüttung, im Material deutlich unterschieden von der vorhergehenden Schüttung des Reiselberger Sandsteins, erfolgt jedoch nun nicht mehr aus



ders bei Annahme von turbidity currents ist das Umschlagen der Richtungen schwer erklärbar. Bei einer Verteilung des Sedimentmaterials durch turbidity currents über Gebiete von mehreren hundert Kilometern Längserstreckung spielt die Boden­neigung eine große Rolle. Die Suspensionsströme können über diese weiten Strecken nur in Richtung des Gefälles des Meeresbodens fließen, nicht aber dagegen. Man müßte deshalb die Annahme machen, daß der Flyschtrog mehrfach in seiner Längsachse gekippt worden ist. Da jedoch auch innerhalb einzelner Serien und vereinzelt auch im gleichen Aufschluß auf verschiedenen Bank­unterseiten entgegengesetzte Strömungsrichtungen beobachtet wurden (z. B. durch v. RAD, 1964, in den Ofterschwanger Schichten des Löwenbaches bei Imberg/Allgäu, Diss.-Original, Abb. 42), müßte man sogar kurzfristige Verkippungen der Trogachse postulieren, denn es gibt sonst keine befriedigende Erklärung für Gegenrichtungen in der Längsachse des Troges bei Zugrundelegung des Turbidity-current-Modells.

Die beschriebenen Verhältnisse sind leichter verständlich, wenn die zur Ausbreitung des Sedimentes über große Flächen erforderliche Energie nicht als potentielle Energie aus dem Gefälle des Meeresbodens bezogen werden muß, sondern direkt als Bewegungsenergie z. B. von aktiven Meeresströmungen hergeleitet werden kann. Daß ständige Meeresströmungen auch im bodennahen Tiefsee-Bereich periodisch Sandtransporte in Gang setzen können, haben die Berechnungen und Beobachtungen von Strömungsgeschwindigkeiten in der Tiefsee in den letzten Jahren gezeigt (HANSEN, 1958, WÜST, 1958). Für die konstant gerichteten und stetig verlaufenden Sedimentationsvorgänge im Flysch sind sehr wahrscheinlich Tiefseebedingungen anzunehmen. Meeresströmungen können in großen Tiefen durch Temperatur- und Salzgehaltsunterschiede ausgelöst werden. In langen, schlauchförmigen Becken besteht dabei unter der Einwirkung von Corioliskräften die Tendenz zur Ausbildung von Strömungssystemen, wie die heutige Adria zeigt (Abb. 5). Es wäre denkbar, daß ein solches Strömungssystem auch im bayerischen Flyschtrog bestanden hat, bei dem abwechselnd Strom und Gegenstrom, gelegentlich sich etwas gegenseitig verdrängend, sedimentiert haben.

#### Schriften

- ABERER, F., & BRAUMÜLLER, E., 1956: Über Helvetikum und Flysch im Raum nördlich Salzburg. — Mitt. Geol. Ges. Wien 49, 1—59, 1 geol. Karte 1 : 50.000.
- ALLEMANN, F., 1956: Geologie des Fürstentums Liechtenstein. III. Teil. Selbstverl. Hist. Ver. Fürstentum Liechtenstein, 224 S., Vaduz.
- ARBENZ, P., 1919: Probleme der Sedimentation und ihre Beziehungen zur Gebirgsbildung in den Alpen. — Vierteljahresschr. Naturf. Ges. Zürich 64, 246—275 (HEIM-Festschrift).
- BELL, H. D., 1942: Density currents as agents for transporting sediments. — Jour. Geol. 50, 512—547, Chicago.
- BETTENSTAEDT, F., 1957: Zur stratigraphischen und tektonischen Gliederung von Helvetikum und Flysch in den Bayerischen und Vorarlberger Alpen auf Grund mikropaläontologischer Untersuchungen. — Z. deutsch. geol. Ges. 109/2, 566—592, Hannover.
- BIRKENMAJER, K., 1961: Remarks on the Geology of the Grestener Klippenzone, Voralpen (Austria). — Bull. Acad. Polon. Sci., Sér. géol. et géogr. 9, 4, 205—211, Warschau.
- BLASER, R., 1952: Geologie des Fürstentums Liechtenstein. II. Teil. Selbstverl. Hist. Ver. Fürstentum Liechtenstein, 228 S., Vaduz.
- BLÜHER, H.-J., 1935: Molasse und Flysch am bayerischen Alpenrand zwischen Ammer und Murnauer Moos. — Abh. Geol. Landesunters. Bayer. Oberbergamt, H. 16, 7—55, 1 geol. Karte 1 : 25.000, München.
- BOUMA, A. H., 1962: Sedimentology of some flysch deposits: A graphic approach to facies interpretation. 168 S., 8 Taf., Elsevier, Amsterdam-New York.

- BREYER, F., 1960: Die orogenen Phasen der Gefalteten Molasse, des Helvetikums und des Flysches im westlichen Bayern und in Vorarlberg. — *Abh. Deutsch. Akad. Wiss. Berlin*, Kl. III, H. 1, 1960, 95—98.
- BRINKMANN, R., 1938: Schwerminerale und Paläogeographie. — *Geol. Rdsch.* 29, 348—356, Stuttgart.
- BRINKMANN, R., GUNDLACH, K., LÖGTERS, H., & RICHTER, W., 1937: Mesozoische Epirogenese und Paläogeographie in den österreichischen Nordalpen. — *Geol. Rdsch.* 28, 438—447, Stuttgart.
- CADISCH, J., 1932: Die Schichtreihe von Ardez (Steinsberg) im Unterengadiner Fenster. — *Eclogae geol. Helv.* 25, 17—22, Basel.
- CADISCH, J., 1961: Geologie des Grenzgebietes zwischen Ost- und Westalpen. — *Verh. Geol. B.-A. Wien*, 115—124.
- CAROZZI, A., 1957: Tracing turbidity currents deposits down the slope of an Alpine basin. — *Jour. Sed. Petrol.* 27, 3, 271—281, Menasha.
- CHARNOCK, H., 1959: Turbidity currents. — *Nature* 183, 4662, 657—659, London.
- CROWELL, J. C., 1955: Directional-current structures from the prealpine Flysch, Switzerland. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 66, 1351—1384, New York.
- CURRAY, J. R., 1961: Tracing sediment masses by grain sizes modes. — XXI. *Int. Geol. Congr.*, Part XXIII, *Int. Ass. Sedimentology*, 119—130, Kopenhagen.
- CUSTODIS, A., & SCHMIDT-THOME, P., 1939: Geologie der bayerischen Berge zwischen Hindelang und Pfronten im Allgäu. — *N. Jb. Mineral. usw.*, B.-Bd. 80 B, 1 geol. Karte 1 : 25.000, 307—463, Stuttgart.
- DORN, P., 1958: Problematik des Vindelizischen Landes. — *Geologie* 7, 319—341, Berlin.
- DOTT, R. H., & HOWARD, J. K., 1962: Convolute lamination in non-graded sequences. — *Jour. Geol.*, 70, 1, 114—121, Chicago.
- DZULYNSKI, S., 1963: Directional structures in flysch. — *Stud. Geol. Polon.* 12, 136 S., 61 Taf., Warschau.
- DZULYNSKI, S., KSIAZKIEWICZ, M., & KUENEN, PH. H., 1959: Turbidites in flysch of the Polish Carpathian mountains. — *Bull. Geol. Soc. Amer.* 70, 1089—1118, New York.
- DZULYNSKI, S., & SLACZKA, A., 1959: An example of large scale bottom erosion in the flysch basin. — *Rocz. Pol. Tow. Geol. (Ann. Soc. Géol. Pologne)*, 29, 4, 327—333, Krakau.
- DZULYNSKI, S., & WALTON, E. K., 1962: Experimental production of sole markings. — *Trans. Edinb. Geol. Soc.*, 19, 3, 279—305, 10 Taf., Edinburgh.
- EINSELE, G., 1963 a: „Convolute bedding“ und ähnliche Sedimentstrukturen im rheinischen Oberdevon und anderen Ablagerungen. — *N. Jb. Geol. Paläont., Abh.* 116, 2, 162—198, Stuttgart.
- EINSELE, G., 1963 b: Über Art und Richtung der Sedimentation im klastischen rheinischen Oberdevon (Famenne). — *Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch.* 43, 60 S., Wiesbaden.
- EMERY, K. O., 1960: The Sea off Southern California. (A modern habitat of petroleum). 366 S., 247 Abb. J. Wiley & Sons, Inc., New York-London.
- ERICSON, D. B., EWING, M., & HEEZEN, B. C., 1952: Turbidity currents and sediments in North Atlantic. — *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, 36/3, 489—511, Tulsa.
- FABER, F. J., 1961: Size and shape analysis of sand grains. — XXI. *Int. Geol. Congr.*, Part XXIII, *Int. Ass. Sedimentology*, 45—51, Kopenhagen.
- FISCHER, G., 1934: Die Petrographie der Grauwacken. — *Jb. Preuß. Geol. L. A.*, 54, 320 bis 343, Berlin.
- FLÜGEL, E., & KIRCHMAYER, M., 1962: Zur Terminologie der Ooide, Onkoide und Pseudooide. — *N. Jb. Geol. Paläont., Mh.* 1962, 113—123, Stuttgart.
- FRANK, M., 1930: Das Wandern der tektonischen Vortiefe in den Alpen. — *Cbl. Mineral. usw.*, B, 1930, 9—22, Stuttgart.
- FREIMOSER, M., 1964: Geologische Spezialuntersuchungen des Teisenberger Flysches (Oberbayern), Nordwestteil. 50 S. Ungedr. Dipl. Arb. Techn. Hochsch. München.
- FÜCHTBAUER, H., 1958: Die Schüttungen im Chatt und Aquitan der deutschen Alpenvorlandmolasse. — *Eclogae geol. Helv.* 51, 3, 928—941, Basel.
- FÜCHTBAUER, H., 1959: Zur Nomenklatur der Sedimentgesteine. — *Erdöl und Kohle* 12, 605—613, Hamburg.
- GÖTZINGER, G., 1951: Neue Funde von Fossilien und Lebensspuren und die zonare Gliederung des Wienerwald-Flysches. — *Jb. Geol. B.-A.* 94 (Festband), 223—273, Wien.
- GÖTZINGER, G., GRILL, R., KÜPPER, H., LICHTENBERGER, E., & ROSENBERG, G., 1952: Erläuterungen zur geologischen Karte der Umgebung von Wien 1 : 75.000. 138 S., 4 Tab., 15 Taf., Geol. B.-A. Wien.

- GOHRBANDT, K., KOLLMANN, K., KÜPPER, H., PAPP, A., PREY, S., WIESENEDER, H., & WOLETZ, G., 1960: Beobachtungen im Flysch von Triest (Wiener Beiträge zum Flysch-Problem. Nr. 1). — Verh. Geol. B.-A. Wien, Wiss. Mitt. 2, 162—196.
- GOULD, H. R., 1951: Some quantitative aspects of Lake Mead turbidity currents. — Soc. Econ. Paleontologists and Mineralogists, Spec. Publ. 2, 34—52, Tulsa.
- HÄNTZSCHEL, W., 1955: Lebensspuren als Kennzeichen des Sedimentationsraumes. — Geol. Rdsch. 43, 2, 551—562, Stuttgart.
- HAGN, H., 1954: Geologisch-paläontologische Untersuchungen im Helvetikum und Flysch des Gebietes von Neubauern am Inn (Oberbayern). — Geologica Bavarica 22, 136 S., 1 geol. Karte 1:12.500, München.
- HAGN, H., 1955: Fazies und Mikrofauna der Gesteine der Bayerischen Alpen. — Internat. Sed. Petrogr. Ser. 1, 174 S., E. J. Brill, Leiden.
- HAGN, H., 1960: Die stratigraphischen, paläogeographischen und tektonischen Beziehungen zwischen Molasse und Helvetikum im östlichen Oberbayern. — Geologica Bavarica 44, 1—208, München.
- HANSEN, W., 1958: Der Einfluß der Tiefengestalt der Meeresbecken auf die Stromgeschwindigkeit und deren Rückwirkung auf die Bodenform. — Geol. Rdsch. 47, 1, 177—186, Stuttgart.
- HEEZEN, B. C., & EWING, M., 1952: Turbidity currents and submarine slumps, and the 1929 Grand Banks earthquake. — Amer. Jour. Sci. 250, 849—873, New Haven/Connect.
- HEITFELD, H., 1963: Zur Frage der Anwendbarkeit chemisch-feinstratigraphischer Methoden in der Oberkreide am Nordoststrand des Sauerlandes zwischen Möhnetalsperre und Altenbeken. — N. Jb. Geol. Paläont. Abh. 117, 1/3 (Festband LOTZE), 135—146, Stuttgart.
- HELMBOLD, R., 1952: Beitrag zur Petrographie der Tanner Grauwacken. — Heidelb. Beitr. Mineral. Petrogr. 3, 253—288, Berlin-Göttingen-Heidelberg.
- HENNINGSSEN, D., 1961: Untersuchungen über Stoffbestand und Paläogeographie der Gießener Grauwacke. — Geol. Rdsch. 51, 2, 600—626, Stuttgart.
- HERB, R., 1962: Geologie von Amden. Mit besonderer Berücksichtigung der Flyschbildungen. — Beitr. Geol. Karte d. Schweiz, N. F. 114, 130 S., 23 Textfig., 4 Tab., 3 Taf. Kümmerly & Frey, Bern.
- HERBST, G., 1938: Zur Geologie der Bayerischen Flyschzone. — Abh. Preuß. Geol. L.-A., N. F. 187, 3—61, Berlin.
- HESSE, R., 1961: Das Flyschgebiet des Zwiesel westlich von Bad Tölz (Obb.). — Z. deutsch. geol. Ges. 113, 293—304, Hannover.
- HJULSTRÖM, F., 1935: Studies of the morphological activity of rivers as illustrated by the River Fyris. — Bull. Geol. Inst. Uppsala 25, 221—527.
- Hsu, K. J., 1959: Flute and groove casts in the Pre-alpine Flysch, Switzerland. — Amer. Jour. Sci. 257, 529—536, New Haven/Connect.
- Hsu, K. J., 1960: Paleocurrent structures and paleogeography of the Ultrahelvic Flysch basins, Switzerland. — Bull. Geol. Soc. Amer. 71/5, 577—610, New York.
- HUCKENHOLZ, H. G., 1959: Sedimentpetrographische Untersuchungen an Gesteinen der Tanner Grauwacke. — Beitr. Mineral. Petrogr. 6, 261—298, Berlin-Göttingen-Heidelberg.
- HUCKENHOLZ, H. G., 1963: A contribution to the classification of sandstones. — Geol. Fören. Stockholm Förhandl. 85, 156—172.
- JESSEN, W., 1956: Allgemeine Erkenntnisse aus feinstratigraphisch erarbeiteten Faunen- und Sedimentzyklen des Ruhrkarbons. — Geol. Rdsch. 45, 1, 119—128, Stuttgart.
- JUBITZ, K.-B., 1958: Zur feinstratigraphisch-geochemischen Horizontierungsmethodik in Kalksedimenten (Trias). — Geologie 7, 863—923, Berlin.
- KELLING, G., & WALTON, E. K., 1957: Load-cast structures: Their relationship to upper-surface structures and their mode of formation. — Geol. Mag. 94, 481—490, Hertford.
- KNILL, J. L., 1959: Axial and marginal sedimentation in geosynclinal basins. — Jour. Sed. Petrol. 29, 3, 317—325, Menasha.
- KOCKEL, C. W., 1922: Die nördlichen Ostalpen zur Kreidezeit. — Mitt. Geol. Ges. Wien 15, 63—168.
- KOCKEL, C. W., RICHTER, M., & STEINMANN, H. G., 1931: Geologie der bayerischen Berge zwischen Lech und Loisach. — Wiss. Veröff. DOAV 10, 231 S., 1 geol. Karte 1:25.000, Innsbruck.
- KRAUS, E., 1932: Der Nordalpine Kreideflysch. Teil I. — Geol. Paläont. Abh., N. F. 19, 2, 136 S., Jena.
- KRAUS, E., 1942: Neue Wege der nordalpinen Flyschforschung. Der Nordalpine Kreideflysch. Teil II. — N. Jb. Min usw., B.-Bd. 87 B, 1—243, Stuttgart.

- KRUMBEIN, W. C., 1941 a: Measurement and geological significance of shape and roundness of sedimentary particles. — Jour. Sed. Petrol. 11, 2, 64—72, Menasha.
- KRUMBEIN, W. C., 1941 b: The effects of abrasion on the size, shape and roundness of rock particles. — Jour. Geol. 49, 482—520, Chicago.
- KSIĄZKIEWICZ, M., 1958: Sedimentation in the Carpathian Flysch Sea. — Geol. Rdsch. 47, 1, 418—425, Stuttgart.
- KUENEN, PH. H., 1951: Properties of turbidity currents of high density. — Sec. Econ. Paleontologists and Mineralogists, Spec. Publ. 2, 14—33, Tulsa.
- KUENEN, PH. H., 1952: Estimated Size of Grand Banks Turbidity Current. — Am Jour. Sci. 250, 874—884, New Haven/Connect.
- KUENEN, PH. H., 1957: Longitudinal filling of oblong sedimentary basins. — Verh. Konink. Ned. Geol. Mijnb. Gen., Geol. Ser., 18, 189—195, Amsterdam.
- KUENEN, PH. H., 1958: Problems concerning source and transportation of flysch sediments. — Geol. Mijnb. (N. S.), 20, 329—339, s'Gravenhage.
- KULP, J. L., 1960: The geological time scale. — Rpt. XXI. Int. Geol. Congr., Part III, 18—27, Kopenhagen.
- LAMPRECHT, J., 1954: Die GLAGOLEWSCHE „Punktmethode“ und ihre Anwendung. — Geologie 3, 1085—1094, Berlin.
- LANGE, P. R., 1955: Die Vorarlberger Flyschzone am Südrand des helvetischen Halbfensters zwischen Hohem Ifen und Widderstein im Kleinen Walsertal. — Geologie 5, 182—218, Berlin.
- LOMBARD, A., 1958: Sédimentologie du flysch. — Eclogae geol. Helv. 51/3, 1022—1026, Basel.
- LOMBARD, A., 1963: Stratonomie des séries du Flysch. — Eclogae geol. Helv. 56, 2, 481—512, Basel.
- LOTZE, F., 1952: Feinstratigraphische Studien I. Methodisches zur Feinstratigraphie des Turonpläners im Osning bei Lengerich. — N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 1952, 442—448, Stuttgart.
- MATTIAT, B., 1960: Beitrag zur Petrographie der Oberharzer Kulmgrauwacke. — Beitr. Mineral. Petrogr. 7, 242—280, Berlin-Göttingen-Heidelberg.
- MEGERSA, B., 1964: Der Flysch des östlichen Teisenberges. 42 S. Ungedr. Dipl. Arb. Techn. Hochschule München.
- MENARD, F. P., 1951: Transportation of sand into deep water. — Soc. Econ. Paleontologists and Mineralogists, Spec. Publ. 2, 53—65, Tulsa/Oklahoma.
- MÜLLER-DEILE, G., 1940: Geologie der Alpenrandzone beiderseits vom Kochel-See in Oberbayern. — Mitt. Reichsst. Bodenforsch., Zweigst. München, H. 34, 109 S., 32 Abb., 9 Bildtaf., 1 geol. Karte 1 : 25.000, 1 Profiltaf., 1 tekton. Übers.-Karte, München.
- MÜNZNER, H., & SCHNEIDERHÖHN, P., 1953: Das Sehnenschnittverfahren, eine Methode zur Bestimmung der Korngrößenverteilung klastischer Sedimentgesteine aus Dünnschliffen. — Heidelb. Beitr. Mineral. Petrogr. 3, 456—471, Berlin-Göttingen-Heidelberg.
- NÄNNY, P., 1946: Neuere Untersuchungen im Prätigauflysch. — Eclogae geol. Helv., 39, 2, 115—132, Basel.
- NIEHOFF, W., 1958: Die primär gerichteten Sedimentstrukturen, insbesondere die Schrägschichtung im Koblenzquarzit am Mittelrhein. — Geol. Rdsch. 47, 1, 252—321, Stuttgart.
- OBERHAUSER, R., 1951: Geologische Untersuchungen im Flysch und Helvetikum der Hohen Kugel (Vorarlberg) mit mikropaläontologischen Beiträgen von F. BETTENSTAEDT und C. A. WICHER. — Verh. Geol. B.-A. 1951, 3, 176—183, Wien.
- OHMERT, W., 1964: Geologisch-Paläontologische Untersuchungen in der Alpenrandzone zwischen Ostin und Marienstein (Tegernsee). 111 S. Ungedr. Dipl. Arb. Univ. München.
- PFLAUMANN, U., 1964: Geologisch-mikropaläontologische Untersuchungen in der Flysch-Oberkreide zwischen Wertach und Chiemsee in Bayern. 180 S., 14 Taf. Gedr. Diss. Univ. München.
- PIESSMANN, W., 1961: Strömungsmarken in klastischen Sedimenten und ihre geologische Auswertung. — Geol. Jb. 78, 503—566, 41 Abb., Hannover.
- POTTER, P. E., & PETTIJOHN, F. J., 1963: Paleocurrents and basin analysis. 296 S. Springer, Berlin-Göttingen-Heidelberg.
- POWERS, M. C., 1953: A new roundness scale for sedimentary particles. — Jour. Sed. Petrology 23, 117—119, Menasha.
- PREY, S., 1951: Geologie der Flyschzone im Gebiete des Pernecker Kogels westlich Kirchdorf a. d. Krems (O.-Ö.). — Jb. Geol. B.-A. Wien 94, 1949/51, Festband, Teil 1, 93—165.
- PREY, S., 1960: Gedanken über Flysch und Klippenzonen in Österreich anlässlich einer Exkursion in die polnischen Karpaten. — Verh. Geol. B.-A. Wien 1960, 197—214.
- RAD, U. v., 1962: Die Flyschzone des östlichen Allgäus zwischen Iller und Lech. — Jb. u. Mitt. oberrh. geol. Ver., N. F. 44, 31—42, Taf. 2—3, Stuttgart.

- RAD, U. v., 1964: Mineralbestand und Ablagerungsbedingungen der Flyschsedimente im Allgäu. — Diss. Techn. Hochsch. München, 131 S., sowie 1 Beil.-Bd. (gedr. Diss.-Auszug, 16 S., 4 Taf.).
- RADOMSKI, A., 1961: On some sedimentological problems of Swiss flysch series. — *Eclogae geol. Helv.* 54, 451—459, Basel.
- REICHEL, R., 1960: Die bayerische Flyschzone im Ammergau. — *Geologica Bavarica* 41, 55—98, 12 Abb., 3 Taf., München.
- RICHTER, M., 1956: Die Allgäu-Vorarlberger Flyschzone und ihre Fortsetzungen nach Osten und Westen. — *Z. deutsch. geol. Ges.* 108, 156—173, Hannover.
- RICHTER, M., CUSTODIS, A., NIEDERMAYER, J., & SCHMIDT-THOME, P., 1939: Geologie der Alpenrandzone zwischen Isar und Leitzach in Oberbayern. — *Z. deutsch. geol. Ges.* 91, 649—704, 1 geol. Karte 1 : 25.000, Berlin.
- RICHTER, M., & MÜLLER-DEILE, G., 1940: Zur Geologie der östlichen Flyschzone zwischen Bergen (Oberbayern) und der Enns (Oberdonau). — *Z. deutsch. geol. Ges.* 92, 416—430, Berlin.
- RICHTER, R., 1935: Marken und Spuren im Hunsrückschiefer. I. Gefließmarken. — *Senckenbergiana* 17, 244—263, Frankfurt/Main.
- RICHTER, W., 1937: Sedimentpetrographische Beiträge zur Paläogeographie der ostalpinen Oberkreide. — *Mitt. Geol. Staatsinst. Hamburg* XVI, 59—84, Hamburg.
- RICHTER-BERNBURG, G., 1960: Zeitmessung geologischer Vorgänge nach Warvenkorrelationen im Zechstein. — *Geol. Rdsch.* 49/1, 132—148, Stuttgart.
- RUSSELL, D. R., & TAYLOR, R. E., 1937: Roundness and shape of Mississippi river sands. — *Jour. Geol.* 45, 3, 225—267, Chicago.
- SANDERS, J. E., 1960: Origin of convolute laminae. — *Geol. Mag.* 97, 409—421, Hertford.
- SCHIDLowski, M., 1960: Die geologischen Verhältnisse am Klesenza-Fenster in den Vorarlberger Alpen. — *N. Jb. Geol. Paläont., Mh.*, 1960, 10, 458—469, Stuttgart.
- SCHIEMENZ, S., 1960: Fazies und Paläogeographie der Subalpinen Molasse zwischen Bodensee und Isar. — *Beih. Geol. Jb., H.* 38, 119 S., Hannover.
- SCHMIDT-THOME, P., 1936: Geologie der Alpenrandzone zwischen der Wertach und Pfronten im Allgäu. 69 S. Gedr. Diss. Bonn.
- SCHMIDT-THOME, P., 1939: Geologische Aufnahme der Alpenrandzone zwischen Bergen und Teisendorf in Oberbayern. — *Z. deutsch. geol. Ges.* 91, 273—289, Berlin.
- SCHMIDT-THOME, P., 1950: Untersuchungen im Flyschgebiet von Tölz (Oberbayern). — *Z. deutsch. geol. Ges.* 102, 212—215, Hannover.
- SCHNEIDER, A., 1959: Geologie der Berge zwischen Breitach und Stillach im Allgäu. Gedr. Inauguraldiss. Techn. Univ. Berlin.
- SCHOTT, W., 1938: Über die Sedimentationsgeschwindigkeit rezenter Tiefseesedimente. — *Geol. Rdsch.* 29, 322—329, Stuttgart.
- SEGELHANDBUCH FÜR DAS MITTELMEER. VI. Teil: Das Adriatische Meer. Reichsmarineamt, Berlin 1907.
- SEIBOLD, E., 1952: Chemische Untersuchungen zur Bankung im unteren Malm Schwabens. — *N. Jb. Geol. Pal.*, Abh. 95, 337—370, Stuttgart.
- SEIBOLD, E., 1958: Jahreslagen in Sedimenten der mittleren Adria. — *Geol. Rdsch.* 47, 1, 100 bis 117, Stuttgart.
- SEIBOLD, E., 1963: Geological investigation of near-shore sand-transport. — *Progr. Oceanography* 1, 1—70, Oxford-London-New York-Paris.
- SEILACHER, A., 1954: Studien zur Palichnologie: II. Die fossilen Ruhespuren (cubichnia). — *N. Jb. Geol. Paläont., Abh.* 98, 87—121, Stuttgart.
- SEILACHER, A., 1962: Paleontological studies on turbidite sedimentation and erosion. — *Jour. Geol.* 70, 2, 227—234, Chicago.
- SHEPARD, F. P., 1961: Deep sea sands. — *Rept. XXI. Int. Geol. Congr., Part XXIII, Int. Ass. Sedimentology*, 26—41, Kopenhagen.
- SHEPARD, F. P., & EINSELE, G., 1962: Sedimentation in San Diego Trough and contributing submarine canyons. — *Sedimentology* 1, 2, 81—133, Amsterdam.
- STANLEY, D. J. & BOUMA, A. H., 1964: Methodology and paleogeographic interpretation of flysch formations: a summary of studies in the Maritime Alps. — In BOUMA & BROUWER (Editors): *Turbidites*, 34—64, Elsevier, Amsterdam.
- STONELEY, R., 1957: On Turbidity Currents. — *Verh. Kon. Ned. Geol. Mijnb. Gen.* 18, 279 bis 285, Amsterdam (VENING-MEINESZ-Gedenkbund).
- TEN HAAF, E., 1956: Significance of convolute lamination. — *Geol. Mijnb.* 18, 188—194, s'Gravenhage.

- TEN HAAF, E., 1959: Graded beds of the northern Apennines. Proefschrift Rijksuniversiteit te Groningen, 102 S., 1 geol. Übersichtskarte, Groningen.
- TERCIER, J., 1947: Le Flysch dans la sédimentation alpine. — *Eclogae geol. Helv.* 40, 2, 163 bis 198, Basel.
- THEOBALD, G., 1864: Geologische Beschreibung der nordöstlichen Gebirge von Graubünden. — *Beitr. z. Geol. Karte Schweiz* 2.
- TOLLMANN, A., 1963: Die Faziesverhältnisse im Mesozoikum des Molasse-Untergrundes der West- und Ostalpen und im Helvetikum der Ostalpen. — *Erdöl-Zeitschr.* 79, 2, 41—52, Wien-Hamburg.
- TOLLMANN, A., 1963: Ostalpensynthese. 256 S., 11 Taf. Deuticke, Wien.
- TRÜMPY, D., 1916: Geologische Untersuchungen im westlichen Rätikon. — *Beitr. Geol. Karte Schweiz*, N. F. 46, 43—163, Bern.
- TRÜMPY, R., 1960: Paleotectonic evolution of the central and western Alps. — *Bull. Geol. Soc. Amer.* 71, 843—908, New York.
- VALETON, I., 1958: Zur Bildung von Glaukonitsedimenten im nordwestdeutschen Tertiär. — *Eclogae geol. Helv.* 51, 3, 803—814, Basel.
- VAN STRAATEN, L. M. J. U., 1964: Turbidite sediments in the southeastern Adriatic Sea. — In BOUMA & BROUWER (Editors): *Turbidites*, 142—147, Elsevier, Amsterdam.
- WALKER, R. G., 1963: Distinctive types of ripple drift cross lamination. — *Sedimentology* 2, 173—188, Amsterdam.
- WASSOJEWITSCH, N. B., 1948: Flysch i metodika jewo isutschenija (Der Flysch und seine Untersuchungsmethode). — *Bsjes. Neft. Geol. Rasw. Nautsch. Issled. Inst., Leningrad-Moskau.*
- WITT, W., 1963: Geologisch-paläontologische Untersuchungen in der Alpenrandzone zwischen Schliersee und Ostin. Unveröff. Dipl. Arb. Univ. München.
- WOLETZ, G., 1963: Charakteristische Abfolgen der Schwermineralgehalte in Kreide- und Alttertiärschichten der nördlichen Ostalpen. — *Jb. Geol. B.-A. Wien* 106, 89—119.
- WÜST, G., 1958: Über Stromgeschwindigkeiten und Strommengen in der Atlantischen Tiefsee. — *Geol. Rdsch.* 47, 1, 187—195, Stuttgart.
- WUNDERLICH, H. G., 1964: Zur tektonischen Synthese der Ost- und Westalpen nach 60 Jahren ostalpiner Deckentheorie. — *Geol. Mijnb.* 43, 2, 35—51, s'Gravenhage.
- ZEIL, W., 1956: Fazies-Unterschiede in den kretazischen Teiltrögen der alpinen Geosynklinale Bayerns. — *Geol. Rdsch.* 45, 134—143, Stuttgart.
- ZEIL, W., 1960: Merkmale des Flysch. — *Abh. dtsh. Akad. Wiss. Berlin, Kl. III, H. 1*, 206 bis 215 (KRAUS-Festschrift).
- ZEIL, W., 1961: Zur Frage der Faltungszeiten in den deutschen Alpen. — *Z. deutsch. geol. Ges.* 113, 359—366, Hannover.



Verh. Geol. B.-A.	Sonderheft G	S. 171—183	Wien, Oktober 1965
Z. deutsch. geol. Ges. Jahrgang 1964	Band 116 2. Teil	S. 427—439	Hannover, Oktober 1965

## Zur Paläogeographie der Raibler Schichten in den westlichen Nordalpen <sup>1)</sup>

Von H. JERZ <sup>2)</sup>, München

Mit 9 Abbildungen

Zusammenfassung

Auf Grund von Profilaufnahmen der Raibler Schichten, sedimentpetrographischen Ergebnissen und Faziesuntersuchungen wird für die westlichen Nordalpen ein Bild der Paläogeographie im Karn entworfen.

1. Der nordalpine, karnische Sedimentationsraum bildete im Untersuchungsgebiet eine eigenständige, geographische Einheit. Das Sedimentationsbecken hatte Troglcharakter. Die Achse größter Senkungstendenz verlief durch die zentral gelegenen Gebiete.

2. Nach der Lithofazies können 3 Faziesräume unterschieden werden: Raibler Schichten in nördlichen und westlichen Vorkommen sind küstennahe, in zentralen Bereichen küstenfernere Bildungen. Überraschend zeigen auch die südlichen Profile Merkmale einer Randfazies.

3. Nach der Biofazies lassen sich 2 Faziesräume unterscheiden: Eine fossilarme „Nordfazies“ und eine fossilreichere „Südfazies“.

4. Die Verbreitung der terrigenen Sedimente, ihre Mineralfazies und ihr Kornaufbau weisen auf nördliche und südliche Liefergebiete mit verschiedenen Ausgangsgesteinen hin. Sandsteine der stratigraphisch höheren Horizonte wurden von Süden und Südwesten (und ? Westen) in den Ablagerungsraum eingeschüttet.

5. Weitere Hinweise für küstennahe Bereiche geben relative Anhäufungen von Pflanzenresten bzw. Kohleflözchen, Einschwemmungen von Hydrargillit und das Auftreten von Evaporiten.

6. Gegen eine Untergliederung des ostalpinen Faziesraumes in „voralpin“ für den Nordrand und in „hochalpin“ für den Südrand der Nördlichen Kalkalpen spricht der Randfaziescharakter der südlichen Raibler Vorkommen. Zusätzlich bestehen fazielle Beziehungen der Raibler Vorkommen diesseits des Inn zu den Raibler Schichten der Kalkkögel (Stubai Mesozoikum).

„Untersuchungen über Stoffbestand, Bildungsbedingungen und Paläogeographie der Raibler Schichten zwischen Lech und Inn (Nördliche Kalkalpen)“ war das Thema einer Dissertation (JERZ 1964), die von Herrn Professor Dr. P. SCHMIDT-THOME angeregt und am Institut für Geologie der Technischen Hochschule München durchgeführt wurde<sup>3)</sup>. Da eine Veröffentlichung der gesamten Arbeit vorbereitet wird<sup>4)</sup>, ist es möglich, sich auf einen Teil der paläogeographischen Ergebnisse zu beschränken. Den einzelnen Darstellungen liegen Raibler Spezialprofile zugrunde, die in dem Abschnitt der Nördlichen Kalkalpen aufgenommen wurden, der vom Kalkalpenrand im Norden, vom Lech im Westen und vom Inn im Süden und Osten begrenzt wird. Weitere interessante Vorkommen im Allgäu, in Vorarlberg, sowie südlich und östlich des Inn wurden in die Untersuchungen einbezogen. Die Aussagen stützen sich ferner auf sedimentpetrographische Ergebnisse und auf Faziesuntersuchungen.

<sup>1)</sup> Vortrag, gehalten auf der 116. Hauptversammlung der Deutschen Geologischen Gesellschaft am 17. September 1964 in Wien.

<sup>2)</sup> Anschrift des Autors: Dr. Hermann JERZ, Bayerisches Geologisches Landesamt, 8 München 22, Prinzregentenstraße 28.

<sup>3)</sup> Meinem verehrten Lehrer, Herrn Professor Dr. P. SCHMIDT-THOME, München, sowie Herrn Dipl.-Geol. H. BÖGEL, München, bin ich für ihre Anregungen und Ratschläge bei meinen Untersuchungen zu großem Dank verpflichtet. Herrn Direktor Dr. F. BREYER, Hannover, danke ich für die finanzielle Unterstützung durch die Preußische Bergwerks- und Hütten-A. G.

<sup>4)</sup> In „Geologica Bavarica“, Schriftenreihe des Bayerischen Geologischen Landesamtes München.

Mächtige Ablagerungen mit mehreren tausend Meter Sediment kennzeichnen die geosynklinale Blütezeit der ostalpinen Tethys während der Trias.

Im Karn, der tieferen Obertrias, erreichen die Schichtmächtigkeiten bei weitem nicht die Ausmaße der älteren ladinischen Bildungen ( $> 1000$  m) und der jüngeren norischen Gesteinsserien ( $> 2000$  m). Statt dessen sind sie ausgezeichnet durch eine für die Trias-Geosynklinale sonst untypische Folge detritischer Sedimente wie Schiefertone und Sandsteine, ferner durch Karbonatgesteine besonderer Art (z. B. Rauhacken) sowie durch das Auftreten von Evaporiten.

Ihr ursprünglicher Ablagerungsbereich hat im heute aufgeschlossenen, nordalpinen Bereich nirgends eine natürliche Begrenzung. Die alpidische Tektonik hat die Schichten nicht nur verfaltet und gebietsweise überschoben, sondern den Kalkalpenkörper als Ganzes im Norden und im Süden tektonisch reduziert.

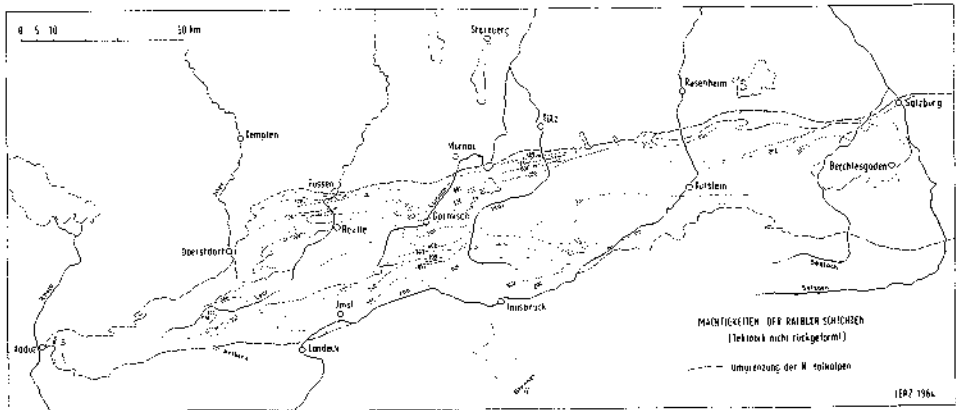


Abb. 1: Gesamtmächtigkeiten der Raibler Schichten, dargestellt in Linien gleicher Mächtigkeit (Isopachen). Faltung nicht rückgeformt.

Die im folgenden diskutierten Verhältnisse können daher nur ein ungefähres Bild des Sedimentationsraumes im Karn vermitteln.

Die größten Gesamtmächtigkeiten der Raibler Schichten werden im Zentralgebiet der untersuchten Nördlichen Kalkalpen angetroffen (Abb. 1). Im Bereich der östlichen Wetterstein-Mulde und der Wamberger Sattelzone sind die Raibler Sedimente 400 bis 550 m mächtig. Überdurchschnittlich mächtig sind die Raibler Profile ferner im zentralen und südwestlichen Karwendel (350 bis 380 m), an der Heiterwand (300 m) und im Kaiser-Gebirge (280 bis 300 m)<sup>4)</sup>. Die „Tiefenbezirke“ im Wettersteinvorland und im Karwendel sind durch eine „Untiefe“ getrennt, die im Puitental westlich Leutasch in den nur 160 m mächtigen Raibler Schichten besonders zur Geltung kommt, nach Osten jedoch an Einfluß verliert. Möglicherweise hat diese Zone eine indirekte Fortsetzung in den Vorkommen im Vorkarwendel (220 m) und im Achensee-Gebiet (150 bis 200 m).

Weitere Mächtigkeitsminima finden sich in einer Zone, die sich vom Benediktenwand-Gebiet (u. a. Latschen-Kopf mit 45 m mächtigen Raibler Schichten) über

<sup>4)</sup> Für das Rauschberg-Gebiet (Östliche Chiemgauer Alpen) geben ANGERMEIER, PÖSCHL & SCHNEIDER (1963, S. 93, Abb. 3) rund 300 m mächtige Raibler Schichten an.

die Ammergauer Alpen (u. a. Laber-Gebirge, 40 m; Hochplatte, 50 bis 60 m) bis in die Vilser Alpen (rd. 70 m) verfolgen läßt. Nach Süden und auch nach Norden nehmen die Mächtigkeiten zu, so daß sich in dem Verlauf der Isopachen eine ungefähr West—Ost streichende „Schwellenzone“ abzeichnet. Sie drückt sich nicht nur in den geringmächtigen und wenig differenzierten Profilen aus, sondern sie wird auch in der Lithofazies deutlich: In den klastischen Sedimenten sind die stabilen Minerale angereichert, die vorwiegend dolomitischen Karbonatgesteine führen häufig Sedimentärbreccien, kalkige Rohwacken treten zurück. Weitere Raibler Profile mit geringen Gesamtmächtigkeiten sind im nördlichen Randbereich im Wendelstein- und Heuberg-Gebiet (80 bis 130 m).

Eine kontinuierliche Abnahme der Mächtigkeiten ist von den Zentralgebieten nach Süden zu verzeichnen, und zwar einerseits vom Südflügel der Wetterstein-

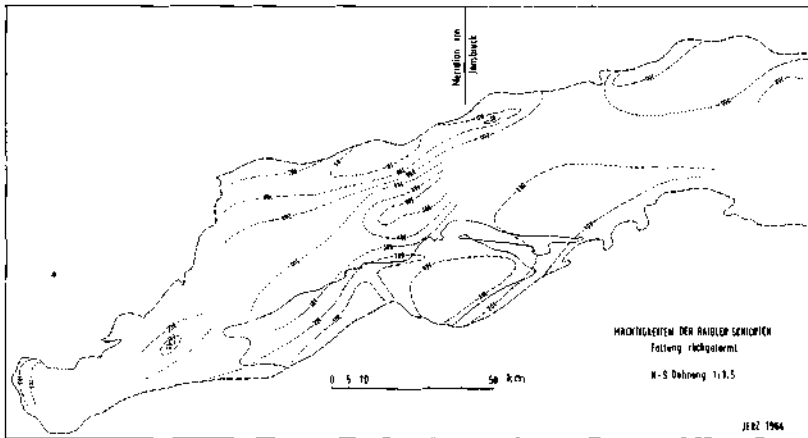


Abb. 2: Gesamtmächtigkeiten der Raibler Schichten. Faltung rückgeformt (Nord-Süd-Dehnung 1 : 1,5).

Mulde (400 bis 300 m) und der Heiterwand (300 m) über das Mieminger Gebirge (200 bis 100 m) und den Tschirgant-Zug (60 m) zu den Vorkommen bei Imst (< 50 m), andererseits vom zentralen Karwendel (max. 380 m) zu den Raibler Profilen südlich der Innsbrucker Nordkette (200 bis 150 m). In den Vorkommen südlich des Inn (Rattenberg—Wörgl) ist vergleichsweise eine starke Mächtigkeitsreduzierung der *Cardita*-Schichten nachgewiesen. Eine genaue Mächtigkeit der Torer Schichten ist in den überlagernden karnisch-norischen Dolomiten nicht zu ermitteln. Das gleiche gilt für die Raibler Vorkommen der Kalkkögel.

Gegen das Westende des rekonstruierten Ablagerungsraumes werden die Raibler Profile ebenfalls geringer mächtig. Westlich Lech am Arlberg umfassen sie noch rd. 200 m, in Liechtenstein nehmen die Mächtigkeiten nach Angaben von BLASER (1952, S. 172) und SCHÄETTI (1951, S. 75 ff.) von Osten (200 bis 160 m) nach Westen (100 bis 70 m) ab<sup>5)</sup>.

In Abb. 2 wurde versucht, die Faltenstrukturen der westlichen Nordalpen auszuglätten und die Isopachen entzerrt wiederzugeben. Auf Grund von Profil-

<sup>5)</sup> Eine Untersuchung der Raibler Schichten in Vorarlberg, Liechtenstein und im Rätikon wird z. Z. von Dipl.-Geol. W. HARSCH, München, durchgeführt.

ausmessungen wurde mit einer mittleren Ausweitung auf das 1,5fache der tektonischen Einengung gerechnet. Die gesamte Einengung durch die Faltung beträgt nicht mehr als ein Drittel. Überschiebungsstrukturen bleiben Unbekannte und wurden nicht berücksichtigt. Die Mächtigkeitsmaxima bezeichnen im karnischen Sedimentationsraum Bereiche größter Senkungstendenz. Die Achse maximaler Senkung nahm im Karn eine SW—NE-Richtung ein. Darüber hinaus deuten sich in Isopachen natürliche Grenzen des Ablagerungsraumes an. Lediglich zwischen dem südlichen Karwendel und den Kalkkögeln fehlt ein größerer Bereich.

Besonders bemerkenswert ist ein isoliert auftretendes, kondensiertes Schichtprofil (rd. 50 m) östlich von Lech am Arlberg. Es wurde zuerst von STENGEL-RUTKOWSKI (1960, S. 29 ff.) beschrieben. In den westlichen Nordalpen ist dies die einzige bekannte, transgressive Auflagerung der Raibler Schichten auf ihrer Unterlage. In diesem inselförmigen Vorkommen setzen die Raibler Sandsteine mit einem Transgressionskonglomerat ein (Abb. 3).

Im weiteren Untersuchungsgebiet konnte keine präkarnische Regression bis zu einer völligen Emersion festgestellt werden. So gibt es in den westlichen Ammergauer Alpen (Hochplatte, Oberer Pöllat-Bach) im Gegensatz zu KOCKEL, RICHTER & STEINMANN (1931, S. 14 ff.) keine Anhaltspunkte für eine präkarnische Festlandszeit mit tiefgründiger Verkarstung des Wettersteinkalkes. Nach WALDVOGEL (1964) und eigenen Untersuchungen handelt es sich bei den feinklastischen Einschaltungen im Oberen Wettersteinkalk nicht um eine Verfüllung von Karrentaschen mit Raibler Sandsteinen, sondern es sind schichtparallel eingeschaltete Sandkalken, die sich wesentlich von den dort auftretenden Raibler Arkose-Sandsteinen unterscheiden (Abb. 4 und 5). Nicht selten ist ein Auskeilen der Sandkalkbänke festzustellen. Gleichzeitig ändert sich ihr Stoffbestand, der Anteil an karbonatischem Detritus wird höher.

Auch im Benediktenwand-Gebiet ist im Gegensatz zu LEUCHS & MOSEBACH (1936, S. 1 ff.) und MÜLLER-DEILE (1940, S. 10 f.) eine spätladinische Trockenlegung nicht zu beweisen. Dasselbe gilt für eine entsprechende Vermutung OSSWALD's (1928, S. 18) für das Wendelstein-Gebiet. Ebenso ist die von ERHARDT (1931, S. 18) aus dem Staufenberg-Gebiet beschriebene „schwache Diskordanz“ nach ANGERMEIER, PÖSCHL & SCHNEIDER (1963, S. 91) nicht festzustellen. Eindeutig ist nach SCHULZ (1955, S. 103 ff.) und eigenen Beobachtungen im Untertageaufschluß von Lafatsch (Karwendel)<sup>6)</sup> die konkordante Auflagerung der Raibler

<sup>6)</sup> Für die Erlaubnis einer Befahrung des Stefanie-Stollens im Blei-Zink-Bergwerk von Lafatsch danke ich Herrn Direktor Dr. H. HOLLER, Klagenfurt.

Abb. 3: Transgressionskonglomerat der Raibler Schichten von Lech am Arlberg. Dünnschliff Nr. 292602 (Balkenmaßstab = 2 mm). Bei der Lokalität „Auf den Kluppen“ transgredieren die Raibler Sandsteine auf Mergelkalken der Arlberg-Schichten. Das matrixreiche Konglomerat enthält neben wenig gerundeten Quarz- und Feldspatmineralen Dolomitgesteinsbruchstücke und Fetzen feingeschichteter Mergelkalken.

Abb. 4: Sandkalk im Oberen Wettersteinkalk vom oberen Pöllat-Bach (Westliche Ammergauer Alpen). Dünnschliff Nr. 392801 (Balkenmaßstab = 0,2 mm). Mittelkörniger, matrixreicher, stark sandiger Kalk, mit sehr schlechter Sortierung. (Die Integration des gesamten Schliffes ergab u. a. 10% Quarz und 7% Feldspat.)

Abb. 5: Arkose-Sandstein der Raibler Schichten vom oberen Pöllat-Bach (Westliche Ammergauer Alpen). Dünnschliff Nr. 190102 (Balkenmaßstab = 0,2 mm). Mittelkörniger, matrixarmer, kieseliges Arkose-Sandstein, mit schlechter Sortierung (Quarz 33%, Feldspat 23%).

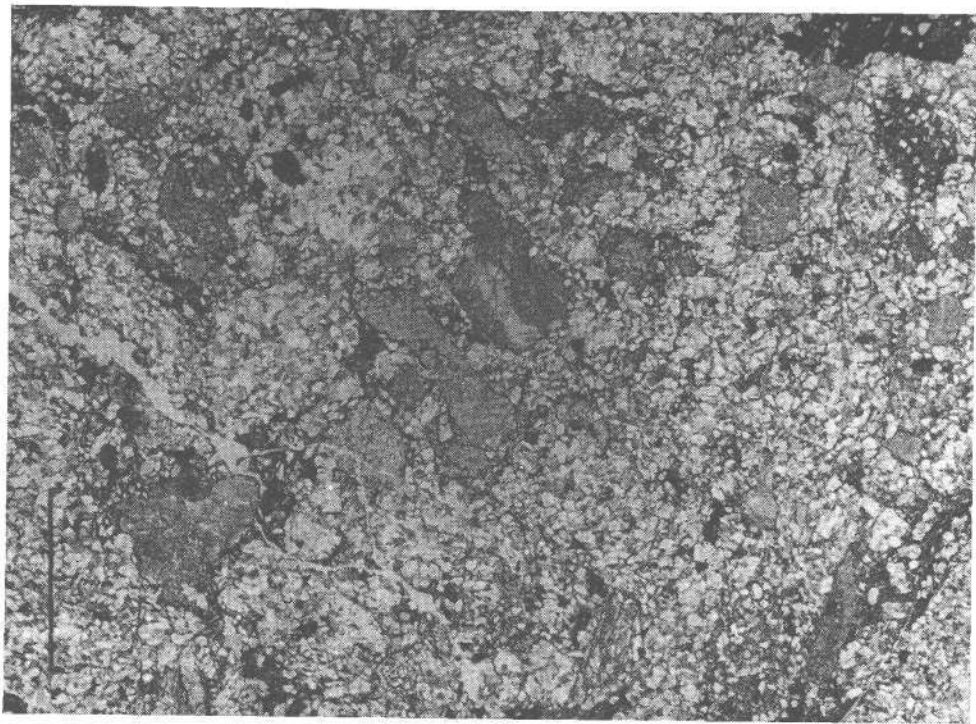


Abb. 3

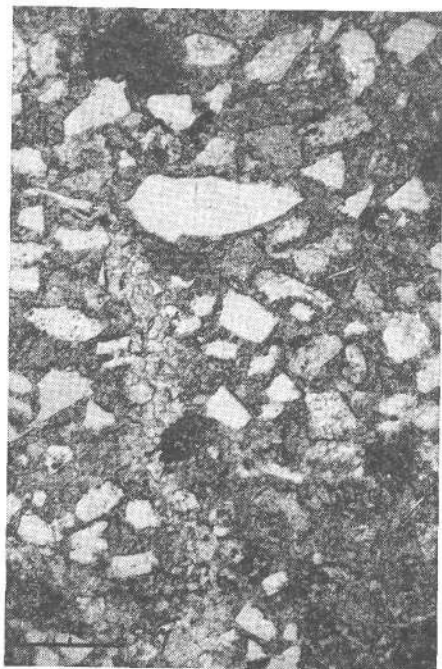


Abb. 4

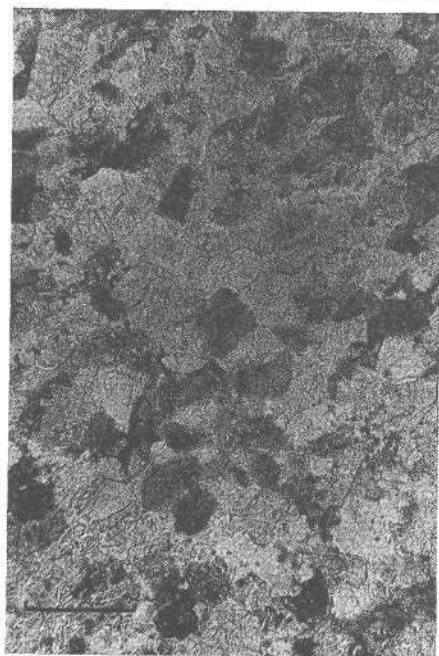


Abb. 5

Schiefertone auf den Wettersteinkalk.

Eine Reihe schematisierter Raibler Profile ist in Abb. 6 dargestellt. Die Säulenprofile beziehen sich auf Vorkommen im Mittelabschnitt des Untersuchungsgebietes.

Das linke Säulenprofil veranschaulicht die Gliederung nach v. WÖHRMANN (1889, 1893). Das Schema nach ANGERMEIER (1960) gilt für die östlichen Chiemgauer Alpen. Zum Vergleich sind diesen Schemata vereinfachte Profile folgender Gebiete (von Norden nach Süden) gegenübergestellt: Benediktenwand-Gebiet (Tennenalm; S Hennenkopf); Östliches Wetterstein-Gebirge (Umgebung von Klais; Zirbelkopf); Südwestliches Karwendel-Gebirge (Zirler Klamm); Südliches Mieminger Gebirge (Kochen-Tal, NE Telfs; Stettl-Bach, N Barwies) und Tschirgant (W Mötzt); Kalkalpine Trias südlich des Inn (E Rattenberg) und Kalkkögel (N Saile). Neben den wechselnden Mächtigkeiten kommen deutlich

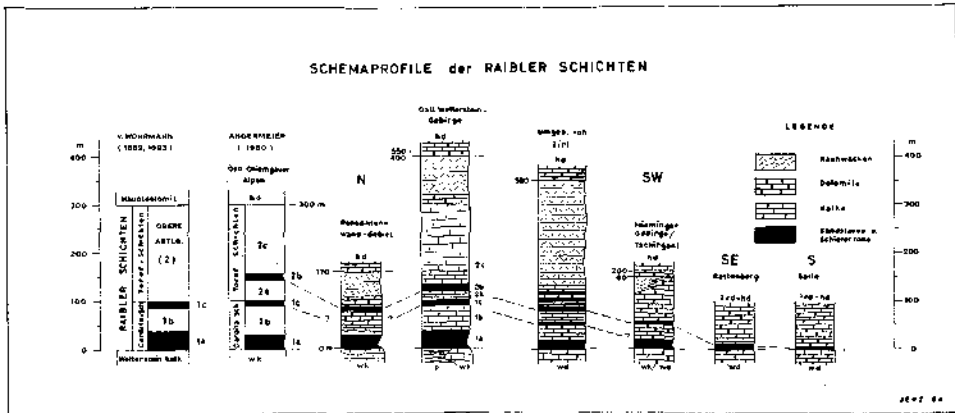


Abb. 6: Säulenprofil-Serie der Raibler Schichten etwa im Meridian von Innsbruck. (wk) Wettersteinkalk; (wd) Wettersteindolomit; (p) Partnach-Schichten; (rd) Raibler Dolomit; (hd) Hauptdolomit.

Gliederung nach v. WÖHRMANN (1889, 1893):

(1) Untere Abteilung: Cardita-Schichten: Horizont 1 a: Unterer Mergelzug, Horizont 1 b: Dolomitischer und kalkiger Zug, Horizont 1 c: Oberer Mergelzug. (2) Obere Abteilung: Torer Schichten im allgemeinen: Kalk- und Mergelbänke, Rauhwacken und Dolomite (Horizont der *Ostrea montis caprillis* KLIPST.).

Gliederung nach ANGERMEIER (1960):

(1) Cardita-Schichten: Horizont 1 a: Untere Schiefertong-Folge, Horizont 1 b: Untere Kalk-Dolomit-Folge, Horizont 1 c: Mittlere Schiefertong-Folge. (2) Torer Schichten: Horizont 2 a: Mittlere Kalk-Dolomit-Folge, Horizont 2 b: Obere Schiefertong-Folge, Horizont 2 c: Obere Kalk-Dolomit-Folge.

die Unterschiede in der Fazies-Differenzierung zum Ausdruck. Außerdem zeigt sich, daß sich nicht alle Raibler Profile in obige Schemata einfügen lassen. Teils müßten sie erweitert, teils eingeschränkt werden.

Von besonderer Bedeutung für paläogeographische Aussagen sind die Einschaltungen terrigener Sedimente. Im Profil der Zirler Klamm — hier sind die Raibler Schichten am vielfältigsten entwickelt — sind fünf charakteristische Schiefertonghorizonte ausgebildet. Sandsteine treten in vier dieser Horizonte auf. Der Horizont 1 c führt schwach kalkige Schiefertone. Eine ver-



gleichbare Schichtenfolge zeigen die Profile im Karwendel und Wettersteingebirge. Unterschiede sind auf die Torer Schichten beschränkt. In den Profilen des zentralen Karwendels sind im 4. Horizont an Stelle von Sandsteinen nur noch schwach sandige Schiefertone entwickelt. Im Wettersteingebirge und -vorland sowie im Vorkarwendel sind nur die drei untersten Schiefertonzonen nachgewiesen. Zwei davon führen Sandsteine (Horizont 1 a und 2 b). Im Benediktenwand-Gebiet wie in allen nördlichen Raibler Vorkommen führt nur der liegende Horizont (1 a) Sandsteine. Die Mergelzonen im höheren Profilmiveau sind Äquivalente der höheren Sandsteinzonen südlicher und zentraler Vorkommen.

In Profilen südlicher Randgebiete ändern sich auch die Cardita-Schichten rasch in ihrer Fazies. Im östlichen und mittleren Mieminger Gebirge und im Tschirgant-Zug sind zwei Schiefertonzonen (1 a und 2 b) mit Sandsteinen vorhanden. Vermutlich sind die Horizonte 1 b und 1 c im Horizont 1 a kondensiert.

Eine weitere Mächtigkeitsreduzierung ist in den Profilen östlich Rattenberg zu beobachten. Sie drückt sich besonders in den geringmächtigen Cardita-Schichten aus (vgl. Abb. 6). Im Profil nördlich der Saile ist ihre Abtrennung von den Torer Schichten nicht möglich. Die Grenze dürfte meines Erachtens im untersten Schiefertonzonen- und Sandsteinhorizont liegen.

Im liegenden Raibler Schiefertonzonenhorizont sind Sandsteine im gesamten Untersuchungsgebiet nachgewiesen. Am mächtigsten sind sie im zentralen Teil des Ablagerungsraumes (Abb. 7). In der Wamberger Sattelzone erreichen sie maximal 140 m. Im zentralen Karwendel sind sie rund 45 m mächtig. Im Durchschnitt umfassen sie im untersuchten Gebiet 25—30 m. Am geringsten mächtig sind sie im Heuberg-Gebiet (15—20 m), am Tschirgant (15 m) und in den Vorkommen südlich des Inn (6—12 m).

In den stratigraphisch höheren Raibler Serien sind terrigene Einschaltungen nur im Süden und Südwesten verbreitet (Abb. 7). Der Gehalt an detritischen Mineralkörnern nimmt nach Norden rasch ab. Ein deutlicher Sandgehalt ist nur bis in die zentralen Gebiete festzustellen.

Sedimentpetrographische Untersuchungen ergaben Hinweise auf wachsende Festlandeinflüsse von der Trogmitte nach Süden und nach Norden. Untersucht wurde u. a. die erste Sandsteinlage des liegenden Schiefertonzonenhorizontes (1 a, vgl. Abb. 6). Die Mineralanalysen zeigen eine Zunahme der kompositionellen Reife der Sedimente von den randlichen Gebieten zur Trogmitte: Bei den Leichtmineralen verschiebt sich das Quarz-Feldspat-Verhältnis zugunsten von Quarz. Gleichzeitig nimmt der Gehalt an Gesteinsbruchstücken ab. Die relativ beständigen Schwerminerale Zirkon, Rutil und Turmalin sind gegenüber Granat und Apatit angereichert. In Richtung der zentralen Bereiche nehmen von Norden und von Süden die Korngrößen<sup>7)</sup> und der Matrixgehalt ab, in gleicher Weise nimmt der Grad der Sortierung zu.

Für die stratigraphisch höheren Sandstein-Horizonte gilt Entsprechendes nur in der Richtung von Süden nach Norden.

Zusätzliche Unterschiede bestehen in der Mineralfazies der nördlichen und südlichen Sandstein-Vorkommen (s. u.).

Bemerkenswert ist in einigen südlichen und zentralen Raibler Vorkommen (Abb. 8) ein 5—20 cm mächtiger Anreicherungshorizont mit Hydrargillit. In

<sup>7)</sup> Raibler Sandsteine des Horizonts 1 a haben in Vorkommen nördlicher und südlicher Randgebiete ihr Korngrößenmaximum zwischen 112—200  $\mu$ , Sandsteine in zentralen Gebieten haben ihr Maximum zwischen 36—63  $\mu$  (JERZ 1964, S. 54).







Für den karnischen Ablagerungsraum der westlichen Nordalpen lassen sich nach der Lithofazies drei Faziesräume unterscheiden:

1. Ein nördlicher und westlicher, küstennaher, gebietsweise seichter Bereich mit zeitweise salinaren Faziesbildungen.
2. Ein mittlerer, küstenfernerer Trogbereich, u. a. mit hohen Gesamtmächtigkeiten.
3. Ein südlicher, küstennaher Faziesraum.

Nach der Biofazies können zwei Faziesbezirke unterschieden werden. Die Faziesgrenze verläuft etwa parallel der Trogachse und deckt sich ungefähr mit der Linie, die in Abb. 8 den nördlichsten Nachweis von *Sphaerocodium bornemanni* ROTHPL. angibt. (Diese Linie verläuft nördlich der Heiterwand — nördlich des Wettersteingebirges — nördlich des Kaisergebirges.) Während nördlich dieser Faziesgrenze nur wenige Faunenelemente auftreten — meines Erachtens ist dies durch das hypersalinare Milieu bedingt —, sind südlich davon Lammellibranchiaten, Gastropoden, Echinodermen und Schalen- bzw. Skelettreste umwachsene Algen (Sphaerocodien) in bestimmten Horizonten sehr häufig und weit verbreitet. In den südlichen Randgebieten ist der Fossilinhalt wieder geringer, Sphaerocodien sind jedoch überall nachgewiesen.

Die Faziesgrenzen und -lineamente sind durch tektonische Struktur­grenzen nicht verschoben oder gar unterbrochen. Benachbarte Vorkommen verschiedener „tektonischer Einheiten“ zeigen keine „Faziessprünge“. Abweichungen in den Sedimentfolgen und Änderungen in der Faunengesellschaft vollziehen sich allmählich. Ferner halten sich die Verbreitungslinien der höheren Sandsteinhorizonte (vgl. Abb. 7) nicht an fragliche Deckengrenzen. In diesen feinklastischen Sedimenten, deren Einschüttung von Süden und Südwesten erfolgt ist, wirken sich bereits geringe Transportweiten im Kornaufbau und im Mineralbestand aus. Folglich müßten hier Änderungen längs Deckenüberschiebungen besonders deutlich zum Ausdruck kommen.

Zur Stellung des nordalpinen Faziesraumes im Karn: Im Untersuchungsgebiet, im Westabschnitt des nordalpinen Faziesraumes, kann generell eine „Nord-Fazies“ von einer „Süd-Fazies“ abgetrennt werden. Letztere zeigt in den südlichen Vorkommen in starkem Maße den Charakter einer Randfazies. Demzufolge muß der Untergliederung TOLLMANN's (1963, S. 169) in „voralpin“ für den Nordrand und „hochalpin“ für den Südrand der Nördlichen Kalkalpen widersprochen werden.

Darüber hinaus bestehen im Süden fazielle Beziehungen zu den Vorkommen bei Rattenberg (mit Tendenz zur Berchtesgadener Fazies) und lithologische Anklänge zu den Raibler Schichten der Kalkkögel. Eine lithologische Verwandtschaft kommt im Vergleich des gesamten Triasprofils nördlich der Saile und diesseits des Inn noch stärker zum Ausdruck. Das Stubai­er Mesozoikum zeigt demnach weitaus größere fazielle Beziehungen zum Südrand der Nördlichen Kalkalpen als zu deren Nordrand. Somit ergibt sich ein wesentlicher Einwand gegen die Einordnung des Stubai­er Mesozoikums als „Mittelostalpin“ (TOLLMANN, 1963, S. 148 ff.).

Gegen die ursprüngliche Ablagerung des Mittelostalpin nördlich des Oberostalpin, den heutigen Nördlichen Kalkalpen, sprechen auch die Ergebnisse der Mineralanalysen. Im Vergleich zu Vorkommen nördlicher Randgebiete fehlt in den Raibler Sandsteinen der Saile der Granat fast ganz (< 0,5%; dagegen im

Norden durchschnittlich  $> 40\%$ ), außerdem sind wie in allen Sandsteinen südlicher Vorkommen der Plagioklasanteil sehr hoch und granitische Gesteinsbruchstücke relativ häufig. Ferner treten bezeichnenderweise in den Kalken Sphaerocodien auf. Sie fehlen in der gesamten „Nord-Fazies“, dem „Voralpin“ TOLLMANN'S. Mit Ausnahme in der Hallstätter Fazies sind Sphaerocodien in allen südlich anschließenden Vorkommen nachgewiesen (u. a. im Brenner-Mesozoikum, im Berchtesgadener Fazies-Gebiet, in den Gailtaler Alpen, in den Lienzer Dolomiten, am Schlern).

Über die paläogeographische und damit auch über die tektonische Stellung der gesamten Nördlichen Kalkalpen, die als oberostalpin gelten gegenüber den Südlichen Kalkalpen wie auch gegenüber der unterostalpinen Trias beiderseits des Tauernkristallins, kann nichts Sicheres ausgesagt werden.

Die ostalpine Geosynklinale hatte ihre Nord- und Westbegrenzung an der Südküste des Vindelicischen Festlandrückens, der vom Anis bis ins Rät eine Fazieschwelle zwischen der Tethys und dem germanischen und helvetischen Faziesraum bildete.

Zwischen den Raibler Schichten in Niederösterreich, in der Steiermark und in Kärnten und den Vorkommen im Untersuchungsgebiet bestehen deutliche Faziesbeziehungen. Dagegen zeigen die Südtiroler Vorkommen in lithologischer Hinsicht eine grundsätzlich andere Ausbildung. Daher kann für die Zeit der karnischen Stufe — unabhängig von der Lage des primären Ablagerungsraumes der Nördlichen Kalkalpen — ein direkter Anschluß des nordalpinen Faziesraumes nördlich des Raumes mit südalpiner Fazies (TOLLMANN, 1963, S. 173; S. 174, Abb. 19) nicht gutgeheißen werden. Nach TOLLMANN sind beide Räume auf Grund des hochmarinen Charakters der Faunen als zentral gelegene Teile der Geosynklinale aufzufassen. Hingegen weist die Mineralfazies und der Kornaufbau der Raibler Sandsteine stratigraphisch verschiedener Horizonte auf ein südlich des nordalpinen Faziesraumes gelegenes Abtragungsgebiet hin, das sich im Gesteinscharakter vom Vindelicischen Land im Norden deutlich unterschied (s. o.) und als Hochgebiet (Insel oder Schwelle) zwischen den beiden Faziesräumen gelegen haben muß. Vermutlich bestanden Meeresverbindungen, die einen Austausch der Faunenelemente ermöglichten.

Die diskutierten Verhältnisse in ihrer Gesamtheit lassen vermuten, daß der nordalpine Sedimentationsraum in seinem Westabschnitt wenigstens für die Zeit des Karn eine eigenständige geographische Einheit bildete.

#### Schriften

- ANGERMEIER, H. O.: Der geologische Bau des Rauschberg-Gebietes in den Chiemgauer Alpen. Ungedr. Dipl. Arb. Univ. München 1960.
- ANGERMEIER, H. O., PÖSCHL, A., & SCHNEIDER, H. J.: Die Gliederung der Raibler Schichten und die Ausbildung ihrer Liegendgrenze in der „Tirolischen Einheit“ der östlichen Chiemgauer Alpen. — Mitt. Bayer. Staatssamml. Paläont. hist. Geol., 3, S. 83—105, München 1963.
- BLASER, R.: Geologie des Fürstentums Liechtenstein. Im Selbstverlag des Hist. Vereins für das Fürstentum Liechtenstein, Vaduz 1952.
- BÖGEL, H.: Zur Geologie des Gebietes zwischen Puiten-Tal und Buchener Sattel im Süden des Wetterstein-Hauptkammes (Tirol). Ungedr. Dipl. Arb. Techn. Hochsch. München 1958.
- ERHARDT, W.: Der Staufen. Geologische Aufnahme der Berge zwischen Reichenhall und Inzell. — Wiss. Veröff. D. Ö. A. V., 11, 90 S., Innsbruck 1931.

- JERZ, H.: Untersuchungen über Stoffbestand, Bildungsbedingungen und Paläogeographie der Raibler Schichten zwischen Lech und Inn (Nördliche Kalkalpen). Diss. Techn. Hochsch. München 1964.
- KOCKEL, C. W., RICHTER, M., & STEINMANN, H. G.: Geologie der Bayerischen Berge zwischen Lech und Loisach. — Wiss. Veröff. D. Ö. A. V., 10, 231 S., Innsbruck 1931.
- LEUCHS, K., & MOSEBACH, R.: Die Spätladinische Hebung. — Zbl. Mineral. usw. 1936, Abt. B, S. 1—12, Stuttgart 1936.
- MEIXNER, H.: Über den „Zirlit“ (= Gibbsit, = Hydrargillit) von Zirl, Tirol. — Der Karinthin, Folge 42, S. 148—153, Klagenfurt 1961.
- MÜLLER-DEILE, G.: Die spätladinische Hebung und Vererzung in den bayerischen Alpen. — Zbl. Mineral. usw. 1937, Abt. B, S. 97—100, Stuttgart 1937.
- OSSWALD, K.: Die Wendelsteingruppe. — Mitt. Geogr. Ges. München, 21, H. 2, S. 1—124, München 1928.
- PICHLER, A.: Beiträge zur Geognosie Tirols. VI. Keuperpflanzen der „oberen Cardita-Schichten“; VII. Tonerdehydrat von Zirl. — Verb. k. k. geol. R. A., Jg. 1867, S. 50—51, Wien 1867.
- PICHLER, A.: Beiträge zur Mineralogie Tirols. — N. Jb. Mineral. usw. Jg. 1871, S. 52—57, Stuttgart 1871.
- SCHAEETTI, H.: Geologie des Fürstentums Liechtenstein. Im Selbstverlag des Historischen Vereins für das Fürstentum Liechtenstein. Vaduz 1951.
- SCHMIDT-THOME, P.: Paläogeographie und tektonische Strukturen im Alpenrandbereich Südbayerns. — Z. deutsch. geol. Ges., 1961, 113, S. 231—260, Hannover 1962.
- SCHNEIDER, H. J.: Lagerstättenkundliche Untersuchungen am Oberen Wettersteinkalk der bayerischen Kalkalpen östlich der Loisach. Diss. Univ. München 1953.
- SCHULZ, O.: Ein neuer Aufschluß der stratigraphischen Grenze Wettersteinkalk — Raibler Schichten. — Berg- u. Hüttenmänn. Mh. 100, S. 103—108, Wien 1955.
- STENGEL-RUTKOWSKI, W.: Die Geologie der Umgebung von Lech (Vorarlberg). Diss. Univ. Marburg 1960.
- TOLLMANN, A.: Ostalpensynthese. Wien 1963.
- WALDVOGEL, F.: Erzführung und spezielle Faziesentwicklungen des oberen Wettersteinkalkes im Westlichen Ammergebirge. Ungedr. Dipl. Arb. Univ. München 1964.
- V. WÖHRMANN, S.: Die Fauna der sog. Cardita- und Raibler Schichten in den Nordtiroler und bayrischen Alpen. — Jb. k. k. geol. R. A., 39, S. 181—258, Wien 1889.
- V. WÖHRMANN, S.: Die Raibler Schichten nebst kritischer Zusammenstellung ihrer Fauna. — Jb. k. k. geol. R. A., 43, S. 617—768, Wien 1893.

Verh. Geol. B.-A.	Sonderheft G	S. 184—190	Wien, Oktober 1965
Z. deutsch. geol. Ges. Jahrgang 1964	Band 116 2. Teil	S. 440—446	Hannover, Oktober 1965

## Zur Geologie der West-Ostalpen-Grenzzone in Vorarlberg und im Prätigau unter besonderer Berücksichtigung der tektonischen Lagebeziehungen

Von RUDOLF OBERHAUSER (Wien)

Mit 3 Abbildungen

Das Tal des Hochrheins südlich des Bodensees bietet einen umfassenden Einblick in die Geologie der West-Ostalpen-Grenze.

Der Pfänder bei Bregenz ist geologisch der durch die letzte Alpenfaltung aufgestellte Südrand der ungefalteten Molasse mit einem aufsteigenden Profil vom marinen Burdigal zu Süßwassererien des Helvet-Torton. Anschließend folgt bis Dornbirn das Molassebergland der gefalteten subalpinen Molasse mit marinem Rupel und limnischem Chatt-Aquitän. Auffallend ist dabei, daß bei Dornbirn allerälteste Molasseanteile mit aufsteigendem Normalprofil und klastischen Basisserien dem alpinen Deckenbau und damit dem geologischen Alpenrand anliegen (W. RESCH, 1963).

Ich sehe das als Argument für eine tektonisch stark überprägte mitteloligozäne Molassetransgression auf die helvetisch-penninischen Deckenstirnen nach einer ersten Deckeneinwicklung.

Von Dornbirn nach Süden beginnt, durch höher werdende Berge beiderseits des Rheintales markiert, das helvetisch-penninische Deckenland, und zwar zunächst als Element mit der größten Nord-Süd-Aufschlußbreite — von Dornbirn bis ins Oberhalbstein ca. 100 km, bis zum Flysch-Maastrichtfundpunkt im Unterengadin ca. 80 km — der penninische Flysch. Darunter bricht zwischen Dornbirn und Feldkirch als nach Osten langsam schließendes Halbfenster das Helvetikum auf; darüber legt sich von Lichtenstein nach Osten als Rhätikongebirge das ostalpine Deckengebäude mit vorwiegend frühmesozoischen Sedimenten und Kristallin.

Die tektonischen Hauptelemente: Helvetikum, Penninikum, Unter- und Oberostalpin sind in sich wieder in eindeutig faßbare Teildecken gegliedert:

Das Helvetikum mit Sedimentationsabschluß im Hohen Eozän gliedert sich in Säntisdecke und Liebensteinerdecke oder Schuppenzone. Der Penninische Flysch zeigt teils Sedimentationsabschluß im tieferen Eozän in Feuerstätter Decke oder Wildflyschzone sowie im Prätigau- und Oberhalbsteiner Flysch, teils in der höchsten Oberkreide wie im Vorarlberger Flysch.

Das Ostalpin zeigt in der Falknis- und Sulzfluhdecke einen Sedimentationsabschluß im tiefen Eozän. In der noch unterostalpinen Arosersonne mit dem Verspalflysch ist Cenoman, in der bereits oberostalpinen Allgäu-Lechtaldecke Turon, in der Inntaldecke Neokom das jüngste. Über letztere bereits vorgosauisch erstmalig gestapelten Decken transgrediert im westlichen Tirol die Gosau mit Coniac-Santon etwa 3 Ammonitenzonen später. Durch junge tekto-

Die tektonischen Einheiten des Kalkalpenwestendes und ihr Sedimentationsabschluss

	GOSAUTRAGRESSION IM COMIAC, CHROMIT/GRANAT UMSCHLAG IM CAMPAN		SEDIMENTATIONSABSCHLUSS im EOZÄN-LIATTORF
Oberostalpin	OSTALPNER BLOCK MIT VORGOSAUISCHEN DECKEN		
	INNTALDECKE + KRABACHHOCHDECKE		im NEOKOM
	ALLGÄU-LECHTALDECKE + GRAUWACKENZONE + PHYLITONEISZONE + SILVRETTAKRISTALLIN.		im TURON
Unterostalpin	AROSER SCHUPPENZONE MIT VERSPALA-FLYSCH		im CENOMAN
	NACHGOSAUISCH ZUGESCHOBENE EINHEITEN		OPHIOLITE überdligt
	SULZFLUHDECKE + FALKNISDECKE incl. FENSTER von NÜZIDERS und BLUDENZ		im UNTER-EOZÄN mit WILDFLYSCH
Penninikum	VORARLBERGER-FLYSCH		im MAASTRICHT
	PRÄTIGAU-FLYSCH		im UNTER-EOZÄN
	FEUERSTÄTTER DECKE (WILDFLYSCHZONE)		im EOZÄN mit WILDFLYSCH
	WOLASSE- ? TRANSRESSION	GRABSER KLIPPEN (BRIANÇONNAIS)	im PALEOZÄN
Helvetikum	IM RUPPEL	LIEBENSTEINER DECKE (SCHUPPENZONE)	im EOZÄN
		SANTISDECKE	im EOZÄN
		AUTOCHTHONES HELVETIKUM	im LIATTORF?

Abb. 1: Die tektonischen Einheiten des Kalkalpenwestendes und ihr Sedimentationsabschluß.

Der Rhätikon und seine Unterlage

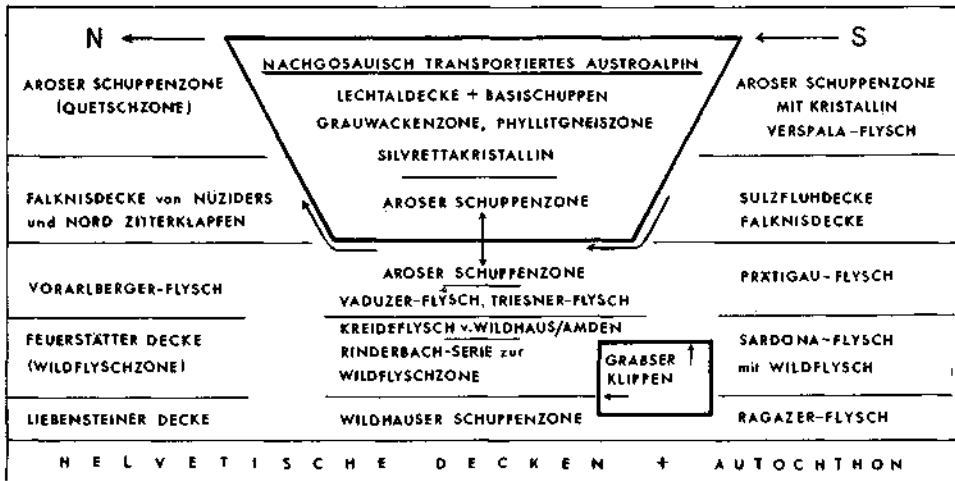


Abb. 2: Der Rhätikon und seine Unterlage.

nische Linien größtenteils getrennt, aber zweifellos der primären Unterlage der ostalpinen Sedimentserie nahestehend, finden sich östlich und südlich anschließend als Grauwackenzone paläozoische Serien und des weiteren Altkristallin der Phyllitgneiszone und des Silvrettakristallins.

Die baugeschichtliche Auflösung des vorliegenden Deckengebäudes des nördlichen Westteiles der Ostalpen beginnt man am besten mit dem tektonisch höchsten: dem Oberostalpin. Hier fasziniert uns zunächst eine großregionale über 800 km im Ostalpen- und Karpatenbau mit nur sehr wenigen Ausnahmen durchhaltende Erscheinung: Die regionale Trennung der Mittelkreide (Apt, Alb, Cenoman, Turon) von der Gosau (Coniac bis Eozän). „Cenoman“-Schiefer kennen wir nur in den tiefsten kalkalpinen Einheiten: den Bajuvariden, der äquivalenten Križna-Decke der Karpaten, und als Verspalflysch in der Arosler-Zone. Gosau kennen wir nur in den Höheren kalkalpinen Einheiten, auf der Inntaldecke, auf Tiroliden und Juvaviden, auf der Choč-Decke der Karpaten. Diese transgrediert immer auf ältere Schichten als Mittelkreide, jedoch niemals auf Kristallin, auch nicht in Kärnten und in der Kainach (Steiermark). Als Ursache für die auffallende Trennung von Cenomanschiefern und Gosau — ein Charakterzug der ganzen Kalkalpen — betrachten wir die vorgosauische Gebirgsbildung. Tektonische Abdeckung erscheint uns dabei viel wahrscheinlicher zu sein als wechselseitige Trockenlegung oder Sedimentationsstillstände. Die spätere Einleitung des Ferntransportes des ganzen Blockes hat sich in den Gosauschichten als Chromit-Granat-Umschlag im Campan im Schwermineralspektrum deutlich dokumentiert (G. WOLETZ, 1963, R. OBERHAUSER, 1963 und 1964). Nur die Ausschaltung der penninisch-ostalpinen Ophiolith-Zonen des Nördlichen Vorlandes als Liefergebiet, verbunden mit der Freilegung großer metamorpher Massive, kann dieses Ereignis erklären. Man wird dabei an ostalpines Altkristallin denken, sollte aber auch nicht übersehen, daß ab Santon das böhmische Massiv wieder zum Festland wird. Allerdings müßte jener Kanal erst noch entdeckt werden, der den Abtragungsschutt aus dem böhmischen Altkristallin durch die Faziesräume der Waschbergzone, des Helvetikums und Flysches hindurch nach Süden gebracht haben könnte. Altkristalline Schwellenzonen inmitten der alpinen Geosynklinale sind also wahrscheinlicher.

In der unmittelbaren Unterlage des Oberostalpins, in der Aroslerzone sehen wir dann bereits jene Serpentine welche bis zum Campan Chromit geliefert haben könnten, im Silvrettakristallin später freigelegtes Granatlieferegebiet? Eng mit dem Serpentin der Aroslerzone verbunden ist unmittelbar nördlich der Sulzfluh der Verspalflysch, der Cenoman-Globotruncanen führt. Mit gleich alten penninischen Flyschbildungen besteht, abgesehen von der gemeinsamen Flyschfazies, keine besondere Ähnlichkeit. Die Aroslerzone bricht auch sonst im Rhätikon und in den Lechtaler Alpen in Fenstern auf und ist auch dort ophiolithisch durchtränkt (D. RICHTER, 1957, M. SCHINDLOWSKI, 1960). Die Gleitbreiter der im Hoehrhätikon darunter liegenden Sulzfluhdecke haben vom Cenoman bis ins Paleozän Couches rouges-Fazies ebenso wie die nächst tiefere Falknisdecke. Relikte der Falknis-Sulzfluhdecke sind auch im Fenster von Nüziders und im Hinteren Bregenzerwald über Flysch nachweisbar (R. OBERHAUSER, 1963, S. 19). Diese Vorkommen nördlich des Rhätikons verbieten jene Konstruktionen, welche den Vorarlberger Flysch über der Sulzfluh einbinden wollen. Eine solche Konstruktion würde, infolge eines noch kretazischen Sedimentationsabschlusses, der



Auffassung von H. FLÜGEL, 1964, S. 134 vom langsamen Wandern der Gebirgsbildung nach Norden entgegenkommen, würde aber sehr große Umdeutungen bezüglich der paläogeographischen Einordnung der Klippenzonen in den West- und Ostalpen bringen. Das Verhältnis der Falknis-Sulzfluhdecke zur Klippe von Grabs und damit zum Briançonnais diskutiert V. STREIFF 1962. Wir wollen uns in dieser Hinsicht in keiner Weise festlegen, halten aber auch die Argumentation von M. RICHTER, 1957, der die Schweizer Klippenzone in die Feuerstätter-Decke unter den Vorarlberger Flysch hineinlegen möchte, auch für beachtenswert. Man könnte dann für Graubünden beim STAUBSCHEN Konzept bleiben und würde zugleich den Verhältnissen in den französischen Westalpen gerecht. Auch würde eine solche Einordnung keinesfalls die Doppelorogentheorie von E. KRAUS stützen, denn die Grauwacken-Zone als angeblich verschluckter Körper fällt im Rhätikon, im Zuge des allgemeinen westalpinen Achsenanstiegs ganz einfach der Erosion zum Opfer und nichts berechtigt zur Annahme einer ostalpinen Wurzel- oder Narbenstruktur unter dem Rhätikon.

Die Lageverhältnisse der verschiedenen penninischen Flysche rund um dem Rhätikon und damit auch unter ihm wurden von F. ALLEMANN, 1957 in nach wie vor hochaktueller Weise beleuchtet. Vor allem denkt er nicht nur an das tektonische Übereinander, sondern auch an das ost-westliche Nebeneinander. Das Auffinden von Untereozänflysch in der Wildflyschzone des Laternsertales (R. OBERHAUSER, 1964) und des Walgaues unterstützt die Auffassung von M. RICHTER, 1957 und 1960 sowie von F. ALLEMANN, 1957, daß man den Vorarlberger Flysch über den Prätigauflysch stellen sollte, wobei es eine Nomenklaturfrage wird, ob man diesem Nummulitenflysch als Prätigauflysch-Schubspan im Wildflysch oder als Eozän der Feuerstätter Decke (der Wildflyschzone) betrachtet (R. OBERHAUSER, 1964). Mit R. HERB 1962 betrachten wir Vorarlberger Flysch und Prätigauflysch als penninisch; Sardona-flysch und Feuerstätter Decke haben mehr Beziehungen zum Penninikum als zum Helvetikum. Die Rinderbach-Schichten R. HERB's dürften jüngeren Elementen der Wildflyschzone in Vorarlberg entsprechen und nicht der Kreideflyschbasis des Vorarlberger Flysches oder von Äquivalenten.

Große fazielle Ähnlichkeiten der Unterkreide und des Cenomans der ostalpinen Flyschzone im allgemeinen mit jüngeren Elementen der Wildflyschzone verbunden mit oft primärer Fossilarmut und extremer Tektonisierung stellen die Detailkartierung hier vor fast unlösbare Probleme. Sicher ist, daß die Feuerstätter Decke (Wildflyschzone) im stratigraphischen Sinne die Matrix für eine tektonische Grundmoräne darstellt in der man theoretisch alles unterbringen könnte, was von Süden unter dem Rhätikon verschwindet. Wir glauben zwar nicht an die Existenz echter Unterostalpiner Schubspäne, halten es aber für möglich, daß im Eozän infolge des eingeleiteten Fernschubes nun schon naheliegende Unterostalpine Stirnanteile Gerölle und Blöcke in den Wildflysch hineingeliefert haben könnten. Daß diese den Glarner Wildflysch nicht mehr erreichen wird durch seine primär extrem nördliche Position verständlich, welche sich aus seinem Vorkommen gemeinsam mit Sardona-flysch und Blattengratflysch über Parautochthon und unter der Glarner Schubmasse ergibt.

Die Wildflyschzone ist ein im wesentlichen westalpines Element, das zwischen Helvetikum und Penninikum vermittelt und östlich von Vorarlberg sich allmählich verliert. Der Vorarlberger Flysch ist das westlichste Element der ostalpin-karpatischen Flyschzone, das durch sehr große Mächtigkeiten auffällt. Seine

Einordnung in die westalpine Großtektonik ergibt eine Beheimatung weit hinter dem Gotthardmassiv und damit im Penninikum.

Die frühere Einordnung des Vorarlberger Flysches ins Helvetikum oder Ultrahelvetikum geht auf die alte Auffassung zurück, daß dieser Kreideflysch mit seiner Wildflyschunterlage das normal stratigraphisch hangende Tertiär der Säntisdecke bzw. einer darüber liegenden ultrahelvetischen Hochkugeldecke sei. Wenn man diese Einordnung heute noch beibehalten wollte, müßte man zugleich zugeben, daß kein wesentlicher Faziesgegensatz zwischen Vorarlberger Flysch und penninischen Flyschen besteht, die Geröllvergesellschaftung identisch ist, keine trennende Schwelle irgendwelche Spuren hinterlassen hat und zugleich jedoch grundsätzliche Faziesunterschiede zu den klassischen Lokalitäten des Ultrahelvetikums bestehen. Diese hätten vielmehr nur Faziesbeziehungen zu der unter dem Wildflysch liegenden Schuppenzone der Liebensteiner Decke. Auch würde man die Trennungsfunktion der Wildflyschzone ignorieren, in der mindestens ein kristalliner Rücken aufgegangen ist. Ebenso würde man geringschätzen, daß die heute am Alpenrand am Hochälpele, und am Fährnern an Kreideflysch und Wildflysch (Saluier) vorliegenden Relikte durchaus nicht der primär nördlichste Flysch sind, da ja eine Einwicklung bis unter die Glarner Schubmasse bewiesen ist. So ist die Einordnung als ultrahelvetisch, nicht nur darum unzweckmäßig, da im Osten daraus eine Ingression des Flyschfazies in den helvetischen Raum als unmittelbare Folge eines angeblichen frühen Tauernzuschubes konstruiert werden konnte, wobei das eine durch das andere wechselseitig bewiesen werden sollte. Es gibt aber auch in den ganzen nördlichen Ostalpen keinen Punkt, wo Flyschfazies auf helvetische Mittelkreide transgrediert. Auffallend ist, daß tiefe Unterkreide und älteres dem ostalpinen Flysch vollkommen fehlen, so daß man eine Abscherung vermutlich auf Tithonkalk annehmen muß und einen anschließenden beträchtlichen passiven Transport wohl verursacht durch den Fernschub des kretazisch konsolidierten kalkalpinen Blockes.

Die von M. RÍCHTER als Ultrahelvetikum bezeichnete tektonisch tiefere Liebensteiner Decke, die Schuppenzone der Hohen Kugel oder von Wildhaus-Amden sowie der Ragazer Flysch, haben faziell mit dem penninischen Flysch nichts mehr zu tun, auch sind die Schichtmächtigkeiten um ein vielfaches geringer. Vor allem diese Elemente setzen sich als mehr oder minder unter dem ostalpinen Flysch begrabene tektonische Einheit mit eigenständiger Fazies und eigenem tektonischem Stil über Bayern nach Ostösterreich fort und gehen dort in Buntmergelserie und Hauptklippenzone auf, welche dort unter dem Flysch liegen. Ihre fazielle Verwandtschaft mit den „Couches rouges“ der südlich hinter dem Hauptablagerungsraum des ostalpinen Flysches gelegenen Falknis-Sulzfluhdecke findet eine Parallele in den zwei Klippenzonen des Wienerwaldes und in den ähnlichen Verhältnissen in den Karpaten (S. PREY, 1960, 1962). Auch im Fenster vom Wolfgangsee taucht Klippenzonenfazies unter den Kalkalpen auf (B. PLÖCHINGER, 1964). Wenn man die paläogeographisch gleichartige Position des Unterostalpins des Rhätikons mit der pienidischen Klippenzone der Karpaten herausstellt, so muß dazu gesagt werden, daß diese allgemeine den Flyschraum nach Süden abschließenden Elemente im Hoehrhätikon als ferntransportierte Tauchdecken vorliegen, während man in den Karpaten über den Grad ihrer Autochthonität diskutieren kann. Diese Erscheinung charakterisiert einen wesentlichen baugeschichtlichen Unterschied zwischen Alpen und Karpaten.

Das Helvetikum der Säntis-Bregenerwalddecke als tektonisch tiefstes Element taucht nach Osten zwar bald unter, aber es bestehen doch auch weiter im Osten deutliche Faziesbeziehungen zwischen dem Eozän in den Mulden der Säntisdecke (z. B. vererzter Nummulitenkalk von Haslach bei Dornbirn) und der nördlichen Faziesausbildung in Aufbrüchen des Helvetikums in Bayern und Salzburg.

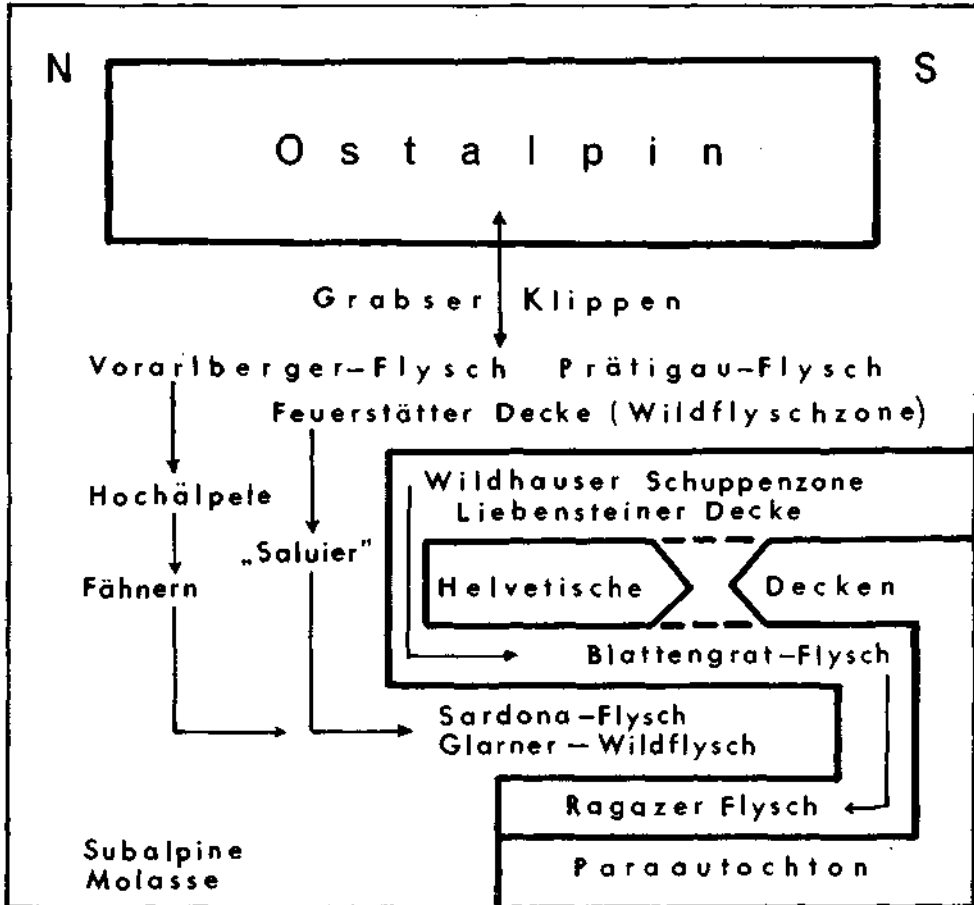


Abb. 3: Die Flyschentwicklung des Helvetikums im Rheintal-Nord-Süd-Profil von Dornbirn bis Chur.

Das Alpenrheintal bietet, durch den westalpinen Achsialanstieg bedingt, einen Tiefeneinblick, wie er weiter östlich auf Höhe des Tauernfensters nicht mehr in dieser Form möglich ist, da dort in den Nordalpen infolge der Achsentiefelage diese Aufschlüsse weitgehend nicht vorhanden sind und in den Zentralalpen die Fossilien durch junge Rekristallisation zerstört wurden. Der nach-gosauische Ferntransport des Oberostalpins ist in Vorarlberg derart überzeugend sichtbar, daß man nach Osten bis über das

Tauernfenster hinaus die Möglichkeit einer auch nur teilweisen vorgosauischen oder vorcenomanen tektonischen Abdeckung des Penninikums durchs Ostalpin zurückweisen muß.

Wildflyschzone und Arosler-Zone waren hier im Westen die Fernschubbahnen im Hohen Eozän und Tiefen Oligozän. Die Frage ist nur, ob gleichzeitig in beiden Bahnen oder abwechselnd transportiert wurde?

Das Engadiner Fenster kann als weitere Bestätigung gelten. Die Versuche von A. TOLLMANN, 1964, hier einen intragosauischen Zuschub anzunehmen, können widerlegt werden, da es die Gattung *Orbitoides* und *Siderolithes* vor dem Ober-Campan und Maastricht gar nicht gibt (vgl. J. CADISCH, E. WENK & E. KELLERHALS, 1962). Zugleich kann man aber einen alten — vorgosauischen — internen Deckenbau des Ostalpins bestätigen.

#### Literatur

- ALLEMANN, F.: Geologie des Fürstentums Liechtenstein unter besonderer Berücksichtigung des Flyschproblems. — Vaduz 1956 (Selbstverl. d. Hist. Vereins für Liechtenstein).
- CADISCH, J.: Geologie der Schweizer Alpen. — Basel 1953 (Wepf & Co.).
- CADISCH, J., WENK, E., & KELLERHALS, P.: Bericht über die Exkursionen der Schweizerischen Geologischen Gesellschaft ins Unterengadiner Fenster. — Basel 1962 (*Eclogae Geol. Helv.*, 55).
- FLÜGEL, H.: Der geologische Bau der Ostalpen. — Berlin 1964 (Forschungen u. Fortschritte, H. 5).
- HERB, R.: Geologie von Amden mit besonderer Berücksichtigung der Flyschbildungen. — Bern 1962 (Beiträge zur Geologischen Karte der Schweiz, 114).
- LEUPOLD, W.: Zur Stratigraphie der Flyschbildungen zwischen Linth und Rhein. — Basel 1937 (*Eclogae Geol. Helv.*, 30).
- LEUPOLD, W.: Neue Beobachtungen zur Gliederung der Flyschbildungen der Alpen zwischen Reuss und Rhein. — Basel 1942 (*Eclogae Geol. Helv.*, 35).
- OBERHAUSER, R.: Die Kreide im Ostalpenraum Österreichs in mikropaläontologischer Sicht. — Wien 1963 (*Jb. Geol. B.-A.*, 106).
- OBERHAUSER, R.: Bericht über Aufnahmen auf Blatt Dornbirn und Bezau. — Wien 1964 (*Verh. Geol. B.-A.*, 1964).
- OBERHAUSER, R.: Zur Frage des vollständigen Zuschubs des Tauernfensters während der Kreidezeit. — Wien 1964 (*Verh. Geol. B.-A.*, 1964).
- PLÖCHINGER, B.: Die tektonischen Fenster von St. Gilgen und Strobel am Wolfgangsee (Salzburg, Oberösterreich). — Wien 1964 (*Jb. Geol. B.-A.*, 107).
- PREY, S.: Gedanken über Flysch- und Klippenzonen in Österreich anlässlich einer Exkursion in die polnischen Karpaten. — Wien 1960 (*Verh. Geol. B.-A.*, 1960).
- RESCH, W.: Vorbericht über geologische Aufnahmen in der subalpinen Molasse zwischen Rheintal und Bregenzer Ach (Vorarlberg). — Wien 1963 (*Verh. Geol. B.-A.*, 1963).
- RICHTER, D.: Beiträge zur Geologie der Arosazone zwischen Mittelbünden und dem Allgäu. — Stuttgart 1957 (*N. Jb. Geol. Paläont., Abh.* 105).
- RICHTER, M.: Die Allgäu-Vorarlberger Flyschzone und ihre Fortsetzung nach Westen und Osten. — Hannover 1956 (*Zeitschr. deutsch. geol. Ges.*, 108).
- RICHTER, M.: Ergebnisse neuer Untersuchungen im Helvetikum des Vorarlberg und Allgäu. — Berlin 1960 (*Abh. deutsch. Akad. Wiss. Kl. 3*, 1).
- SCHINDLOWSKI, M.: Die geologischen Verhältnisse am Klesenza-Fenster in den Vorarlberger Alpen. — Stuttgart 1960 (*N. Jb. Geol. Paläont., Mh.*, 1960).
- STREIFF, V.: Zur östlichen Beheimatung der Klippendecken. — Basel 1962 (*Eclogae Geol. Helv.*, 55).
- TOLLMANN, A.: Übersicht über die alpidischen Gebirgsbildungsphasen in den Ostalpen und Westkarpaten (mit Tabelle). — Wien 1964 (*Mitt. Ges. Geol. Bergbaustudenten*, 14).
- WOLETZ, G.: Charakteristische Abfolgen der Schwermineralgehalte in den Kreide und Alttertiärschichten der Ostalpen. — Wien 1963 (*Jb. Geol. B.-A.*, 106).

Verh. Geol. B.-A.	Sonderheft G	S. 191—198	Wien, Oktober 1965
Z. deutsch. geol. Ges. Jahrgang 1964	Band 116 2. Teil	S. 447—454	Hannover, Oktober 1965

## Tektonische Probleme bei der Gliederung des Altkristallins der östlichen Zentralalpen

VON ANDREAS PILGER und NORBERT WEISSENBACH, Clausthal \*)

Mit 2 Abbildungen

Die bisherige Gliederung der Stratigraphie und Metamorphose des ostkärntnersteirischen Kristallins, besonders der stärker metamorphen Teile, stützt sich auf eine beschränkte Anzahl älterer, grundlegender Arbeiten, wobei besonders die von F. ANGEL, F. HERITSCH und A. KIESLINGER genannt seien. In jüngerer Zeit haben u. a. K. METZ, P. BECK-MANNAGETTA und A. TURNER wichtige Beiträge zur Erforschung des Kristallins geliefert. Es darf aber nicht übersehen werden, daß weite Gebiete noch nicht durch eine moderne, kleinmaßstäbliche Kartierung erfaßt worden sind. So steckt dieser Raum auch heute noch voller Probleme, was die Stratigraphie, die Metamorphose und besonders die Tektonik betrifft.

Bis vor kurzem standen sich, wie in so vielen Teilen der Ostalpen, zwei Lehrmeinungen gegenüber. Auf der einen Seite vertrat die mehr deduktiv arbeitende Grazer Schule (F. HERITSCH, R. SCHWINNER, K. METZ und deren Schüler) den autochthonen Charakter der östlichen Zentralalpen. Danach stellt dieses Gebiet eine Horstscholle dar, die in alpidischer Zeit zwar lokal geschuppt, im wesentlichen aber durch Bruchtektonik germanotyper Art zerstückelt sein sollte. Die mehr induktiv arbeitende Wiener Schule (bes. L. KOBER und Schüler) baute dagegen die Vorstellung von einem großzügigen Deckenbau aus. Durch neuere Forschungsergebnisse, wobei besonders der Nachweis der weiten Verbreitung von schwach metamorphen mesozoischen Gesteinen in zentralalpiner Fazies zu erwähnen wäre, erlangte diese Auffassung sicher einen hohen Grad der Wahrscheinlichkeit. In jüngster Zeit haben einerseits A. TOLLMANN (Wien), andererseits H. FLÜGEL (Graz) den Deckenbau herausgestellt. Die Diskussion geht heute weniger um das „Ob überhaupt“, sondern um das „Wie“ und über die Größenordnung. Nach A. TOLLMANN stellt das gesamte höher metamorphe Muralpen-Kristallin der östlichen Zentralalpen (vorwiegend Meso- und Katazonales) die mittelostalpine Einheit dar, die dem Unterostalpin (z. B. Radstädter Tauern) aufliegend selbst wieder von der oberostalpinen Gurktaler Decke überlagert wird. Die Existenz der Gurktaler Decke wird durch die schwach metamorphe Trias belegt, die am N- und W-Rand dieser Einheit eingeklemmt ist. Zu ähnlichen Ergebnissen und Vorstellungen kam auch H. FLÜGEL durch Studien im Grazer Paläozoikum.

Trotz einer Menge neuerer Arbeiten ist es aber bisher nicht gelungen, ein Bild der tektonischen Entwicklung zu entwerfen, dem nicht aus triftigen Gründen heraus widersprochen werden konnte. Die Anhänger der extremen Deckenlehre

\*) Anschrift der Verfasser: Prof. Dr. A. PILGER und Dipl.-Geologe N. WEISSENBACH, Geologisches Institut der Bergakademie Clausthal — Technische Hochschule.

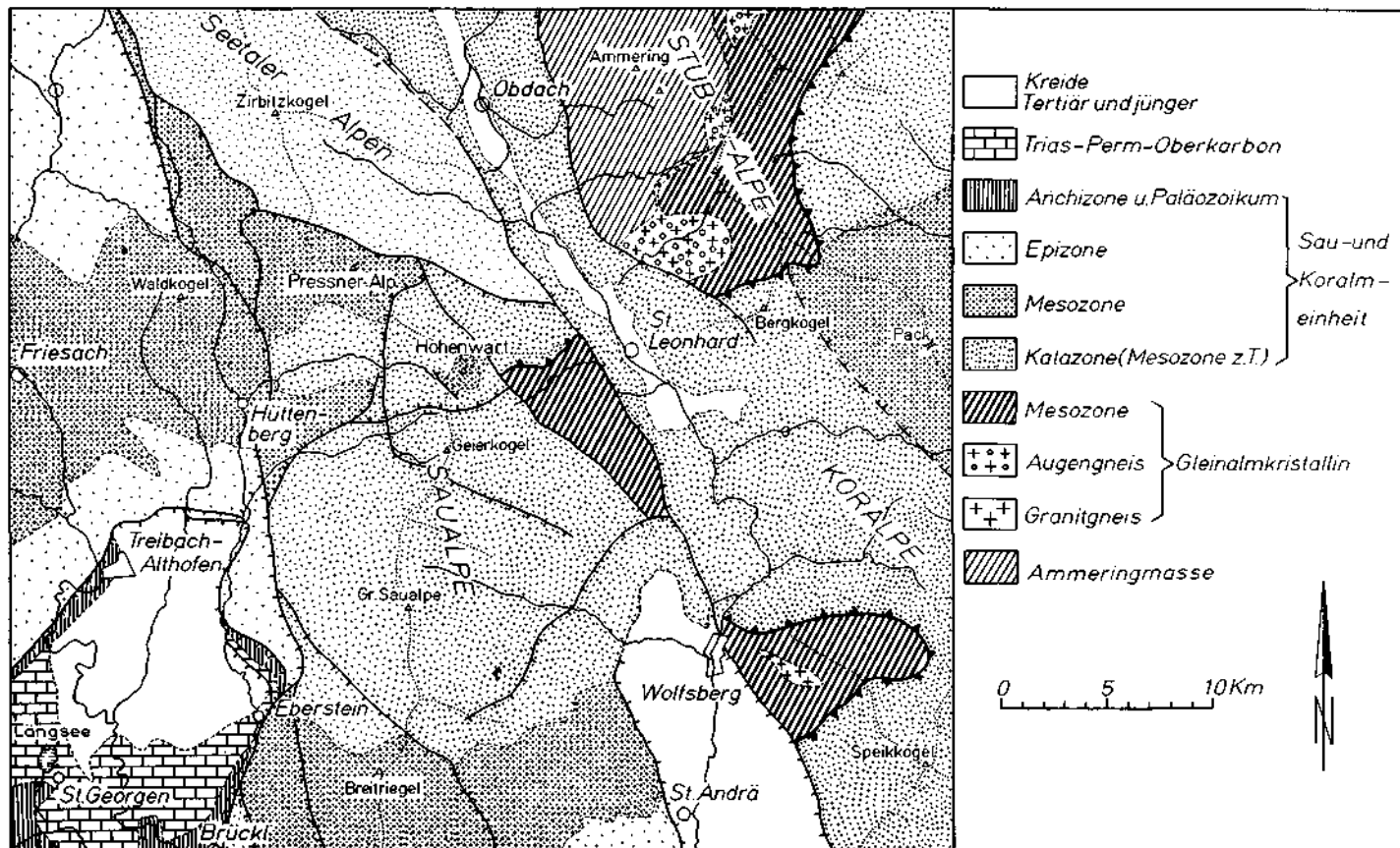


Abb. 1: Übersichtsskizze des mittleren ostkärntner-steirischen Kristallins.

haben in A. TOLLMANN einen Vertreter gefunden, der mit einem klaren und einfachen Konzept das Problem der tektonischen Gliederung grundsätzlich gelöst zu haben scheint. Auf der anderen Seite existieren genug Detailarbeiten, die den Nappismus, auch der neuesten Prägung, lokal widerlegen oder zumindest unwahrscheinlich erscheinen lassen. So sind auch heute noch viele grundsätzliche Fragen offen.

Für das Zutreffen einzelner großtektonischer Gliederungsversuche spielt das tatsächliche Alter des „Altkristallins“ und seiner Metamorphose eine entscheidende Rolle. Die Anschauungen gehen darüber ebenfalls weit auseinander. R. SCHWINNER sah in der sogenannten „Gleinalmkristallisation“, die in der Glein-, Stub-, Kor- und Saualm auftritt, eine präkambrische Gebirgsbildung und Metamorphose mit jüngeren, vorwiegend variszischen Überprägungen. A. TOLLMANN zieht in jüngster Zeit aus seinen tektonischen Überlegungen heraus sogar ein jungalpidisches Alter in Betracht: „Sollte der Nachweis einer progressiven Metamorphose, die mittelostalpinen Kristallin und oostalpinen Paläozoikum gemeinsam ergriff, etwa im Raum der Sau- und Koralpe in geschlossenen Profilen zu belegen sein, so würde damit zugleich das jungalpidische Alter dieser Kristallisation erwiesen sein“ (A. TOLLMANN, 1963, S. 203). Ebenso erwägt S. PREY (1963) ein alpidisches Alter der Metamorphose.

Die für uns interessanten Probleme, die speziell das Altkristallin im Raum Gleinalpe, Kor- und Saualpe umfassen, sind:

1. Gibt es im Kristallin eine allgemein gültige „Stratigraphie“, mit der tektonische Deutungen gestützt oder widerlegt werden können?
2. Gibt es bezüglich einer variszischen Metamorphose einen prä- bis synmetamorphen Schuppen- oder Deckenbau?
3. Gibt es einen alpidischen Decken- oder Schuppenbau innerhalb des Altkristallins und wo ist dieser nachweisbar?

Bevor wir zu diesen Fragen Stellung nehmen, seien unsere Ergebnisse aus der Saualpe kurz geschildert. Wir möchten aber betonen, daß wir uns bemüht haben, im Gegensatz zu der oft praktizierten induktiven Arbeitsweise den umgekehrten Weg zu gehen. Auf der Grundlage einer möglichst kleinmaßstäblichen Kartierung (1 : 10.000 und 1 : 5000) über die gesamte Saualpe wurde eine Serienabfolge erarbeitet. Mit dieser „Stratigraphie“ sollte es möglich sein, die Vorgänge während der Sedimentation und der anschließenden Metamorphose zeitlich und räumlich zu gliedern und mit den tektonischen Ereignissen zu korrelieren. Diese Arbeiten, die von Herrn Prof. SCHÖNENBERG, von mir und unseren Schülern in enger Arbeitsgemeinschaft mit österreichischen Geologen und Mineralogen (Prof. CLAR, Prof. MEIXNER, Prof. F. KAHLER, Dr. W. FRITSCH) durchgeführt wurden, sind heute soweit gediehen, daß teils über Neues, teils über schon Bekanntes in neuem Licht berichtet werden kann (Abb. 1).

Der Schichtstapel der Saualpe läßt sich in 3 Teile, Ober-, Mittel- und Unterbau, gliedern.

1. Der Oberbau umfaßt das höhere Oberkarbon und die Grödener Schichten samt auflagernder Trias, Gosaukreide, Eozän u. a. Die Grödener Schichten — nach den Pflanzenfunden (RIEHL-HERWIRSCH, 1962) bereits im Oberkarbon beginnend — liegen diskordant auf dem gefalteten und metamorphisierten Mittelbau. Die Transgressionsfläche ist selten gut aufgeschlossen. Es treten aber in den tiefsten Teilen tonige Schichten mit Konglomeraten auf, die die Gerölle

der unmittelbar darunter anstehenden Gesteine enthalten. An einem primären Transgressionsverband ist daher kaum zu zweifeln.

2. Der Mittelbau: Der oberste Teil besteht aus nicht-, oder höchstens anchi-metamorphen, vorwiegend feinklastischen Gesteinen mit Vulkaniten, Tuffen, einigen Kalken und gelegentlich eingeschalteten Lyditen. Das Alter dieser Schichten konnte neuerdings durch Fossilfunde belegt werden und reicht vom Silur bis ins Oberdevon. Die Lagerung ist durchweg normal, oben das Jüngere, unten das Ältere. Unter dem fossilbelegten Paläozoikum folgen phyllitische Tonschiefer, tonschiefrige Phyllite, die ihrerseits zur Teufe hin in phyllitische Glimmerschiefer, Glimmerschiefer und schließlich in Schiefergneise übergehen. Die unteren Partien der Glimmerschiefer sind stark mit pegmatoiden Injektionen durchsetzt. In den tieferen Teilen des Mittelbaues, die Hauptgesteine sind dort Schiefergneise und Disthenflaser-Gneise, sind pegmatoiden Injektionen und Exsudate typische Erscheinungen. Die Unterschiede zwischen den Disthenflaser-Gneisen und den Schiefergneisen liegen vorwiegend im Gefüge. Erstere sind gering rekristallisierte Gesteine mit relikistischen Mineralparagenesen und noch erhaltenen Beanspruchungsmerkmalen, letztere sind postkinematisch vollkommen umkristallisierte Gesteine. Der ganze Komplex läßt sich einerseits durch die mehrfache Wiederholung von Kalken, klastischen Sedimenten, Magmatiten und deren Tuffen, andererseits an Hand der verschiedenen Metamorphosestufen gliedern. Auf diese Weise war es möglich, die auskartierbaren Serien sowohl durch den heutigen Metamorphosegrad als auch nach der primären sedimentären Zusammensetzung zu charakterisieren. In der Saualpe verlaufen die Grenzen der Metamorphosestufen und die stofflichen Grenzen parallel zueinander. Innerhalb einzelner Serien existieren starke primäre sedimentäre Fazieschwankungen. Besonders können Marmore seitlich auskeilen und z. T. von Amphiboliten abgelöst werden. Einzelne Marmor- und Grüngesteinkomplexe erreichen solche Mächtigkeiten, daß sie durch mehrere Serien hindurchgehen und dementsprechend in den liegenden Teilen eine stärkere, in den hangenden Teilen eine schwächere Metamorphose zeigen. Dies alles gibt das Bild eines metamorph gewordenen Sedimentationsraums mit einer über weite Gebiete gleichbleibenden, vorwiegend klastischen Sedimentation und zeitweiligen starken faziellen Differenzierungen in Riffkalkbereichen, Eruptivzentren u. a.

Bezogen auf die Metamorphose und die dadurch abgebildete Tektonik ist der Mittelbau ebenfalls eine genetische Einheit. Es ist dabei zunächst gleichgültig, ob dieser Kristallinkomplex in Epi-, Meso- und Katazone oder nach Fazien einzuteilen ist. Wesentlich bleibt, daß der Metamorphosegrad, zeitlich bezogen auf die Hauptdeformation, von oben nach unten stetig zunimmt. Vom Hangenden zum Liegenden ergibt sich aber eine immer weitere Gliederung der metamorph-tektonischen Ereignisse in wohl trennbare Akte. In den oberen Teilen der epizonalen Gesteine ist nur 1 Metamorphosephase erkennbar. Die Kristallisation erfolgte gleichzeitig mit der Faltung syn- bis postkinematisch. In den tieferen Teilen, in der sogenannten „Eklogitserie“, sind dagegen bereits 3 Kristallisationsphasen nachweisbar. Durch ganz typische Mineralparagenesen, deren zeitliche Abfolge eindeutig an Hand der einzeitigen Hauptdeformation bestimmt werden kann, sind die präkinematische, die syn- bis frühpostkinematische und die spät-postkinematische Kristallisationsphase voneinander unterscheidbar. Zur Teufe hin zeigen sich aber immer häufiger und kräftiger Bewegungsspuren, die nach der im ganzen Mittelbau einheitlichen und einzeitigen Hauptdeformation ent-



standen sind. Diese Bewegungen haben ebenfalls bestimmte Kristallisationen und Gefügemerkmale hervorgerufen. Die Folge davon ist, daß Kristallisationsereignisse, die in hangenden Teilen, auf die Hauptdeformation bezogen, postkinematisch erfolgten, in den tieferen Teilen von Bewegungen überholt werden und nun bezüglich der jüngeren Durchbewegung als präkinematische Kristallisations-

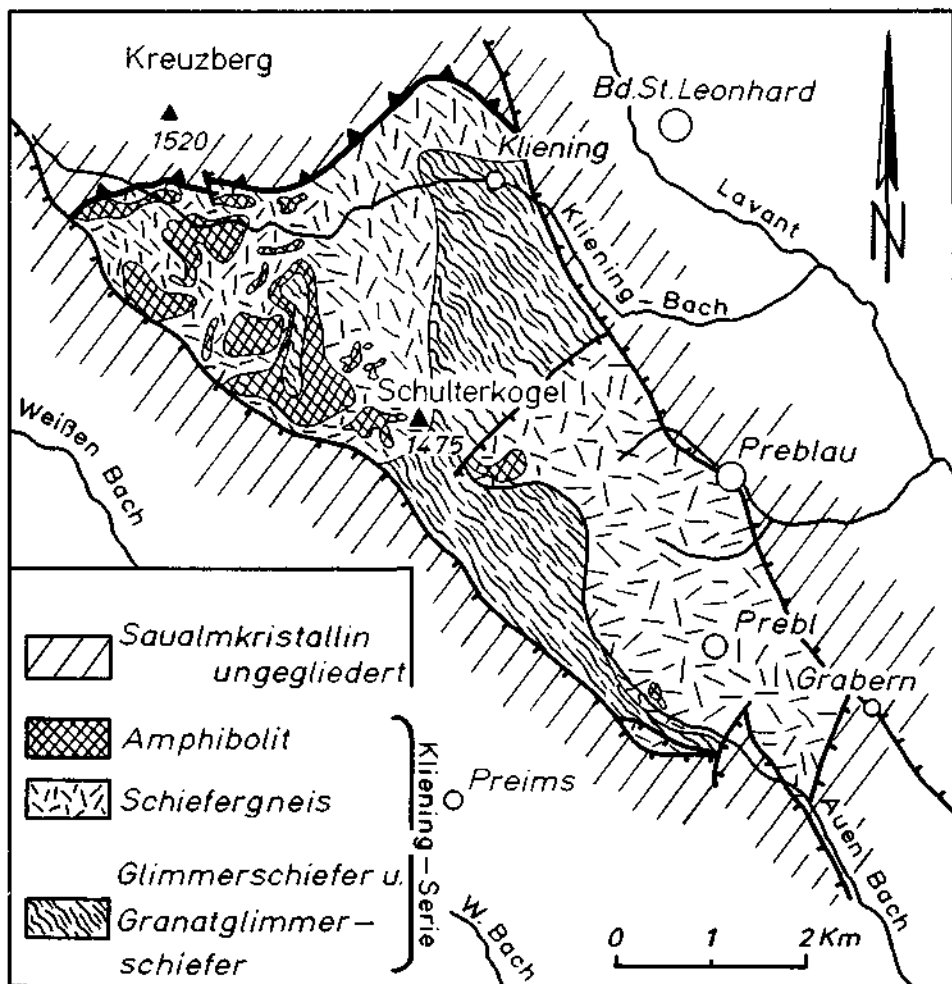


Abb. 2: Skizze des Klieninger-Fensters.

phasen erscheinen. Je tiefere Serien man betrachtet, desto später erfolgt die letzte Kristallisation und um so deutlicher werden die Unterschiede zwischen den Mineralparagenesen und Gefügebildern, die im Anschluß an die Hauptdeformation entstanden und solchen, die mit der jüngeren Tektonik in Zusammenhang stehen. Die jüngeren Kristallisationen haben retrometamorphen bis diaphoritischen Charakter. Die Relikte der älteren Mineralparagenesen und Gefüge sind stets mehr oder weniger deutlich erkennbar geblieben.

Am leichtesten sind diese Verhältnisse an den Grüngesteinen erkennbar. In den hangendsten Teilen des Profils haben wir Grünschiefer. Darunter folgen Prasinite, Epidotamphibolite und schließlich Plagioklasamphibolite. Von der tiefsten Plankogelserie an (Mittlere Mesozone) finden sich eklogitische Gesteine, in denen der Omphacit zunächst in Form von postkinematisch gesproßten, ungerichteten Porphyroblasten auftritt. Tiefer, besonders reichlich in der Zone der Disthen-Staurolithschiefergneise erscheinen die bekannten schönen Eklogite, in denen die stengeligen Komponenten scharf parallel eingeregelt sind. Die Eklogite sind zur Teufe hin in zunehmendem Maße wieder in massige Amphibolite rückumgewandelt. Die darin neugesproßten Hornblenden sind meist unregelt. Zur Teufe hin werden auch diese Amphibolite immer stärker eingeformt. Sie verlieren dabei ihren massigen Habitus, bis schließlich scharf geregelte, plattige, bzw. lagige Amphibolite mit nur wenigen Relikten des Eklogitstadiums vorliegen. Prinzipiell analoge Verhältnisse bestehen in den Metamorphiten von tonigen und kalkigen Sedimenten. Der gesamte Komplex ist gleichzeitig während der Metamorphose durch die Hauptdeformationsphase, die als Stammfaltung aufzufassen ist, nach vorwiegend WNW—ESE streichenden Achsen verfault worden. Zur Faltung in dieser Richtung gehören Beanspruchungsspuren auch in anderer Richtung (z. B. N—S in den Disthenflaser-Gneisen).

Den gesamten Mittelbau müssen wir heute als eine genetische Einheit auffassen. Die vom Hangenden zum Liegenden zunehmende Metamorphose wurde in den tieferen Teilen des Kristallins durch jüngere Überprägungen retromorpher bis diaphoritischer Art verwischt. So kommt es, daß heute innerhalb des Mittelbaues stärker metamorphe Gesteine über scheinbar schwächer metamorphen liegen. Es handelt sich aber dabei keinesfalls um ein Ausklingen der Metamorphose (wie z. B. BECK-MANNAGETTA, 1953 annahm), sondern um eine Überprägung.

3. Der Unterbau: Im Liegenden der „Quarzitserie“ und der Stelzing-Marmorserie folgt ein Komplex, zusammenfassend von uns als Klieningserie bezeichnet, der nur scheinbar die Fortsetzung der tieferen Teile des Mittelbaues darstellt (Abb. 2). Die obersten Teile bestehen aus 2 Glimmer-Granat-Schiefergneisen mit z. T. mächtigen Amphibolitkörpern. Darunter folgen grobblättrige Granat-Glimmerschiefer mit wenigen Amphibolitlagen und dunklen, graphitischen Quarziten. Vergleiche zwischen der Klieningserie und der Wolfsberger Serie der Koralpe ergaben weitgehende makroskopische und mikroskopische Übereinstimmungen. In der Wolfsberger Serie ist als Tiefstes noch Granit angeschnitten. In der Klieningserie fehlt Entsprechendes, möglicherweise aber nur, weil hier kein tieferes Niveau zutage tritt. Die mikroskopischen Untersuchungen ergaben jedoch, daß es sich bei der Klieningserie nicht um retrometamorphen tieferen Mittelbau handelt (Eklogitserie i. allg.), sondern um Gesteine, deren heutiges mesozonales Stadium den stärksten Grad einer zunehmenden Metamorphose darstellt. Am deutlichsten ist dies wiederum an den Grüngesteinen ersichtlich. In den tieferen Teilen des Mittelbaues sind die Eklogite retrometamorph bis zu Epidotamphiboliten umgewandelt worden, in der Klieningserie dagegen bis zu Epidotamphiboliten zunehmend metamorphisiert. Bei genaueren Untersuchungen zeigte es sich, daß innerhalb des Klieningserie-kristallins die Metamorphose nach oben hin zunimmt. Das darüberliegende Saualpenkristallin ist im gleichen Maße zunehmend retrometamorph überprägt, so daß es an der Grenze zu einer völligen Angliederung der Mineralfazien und

der Metamorphose gekommen ist. In der Grenzzone treten Gesteine auf, in denen Reliktgefüge zeigen, daß ehemals nur schwach metamorphe, phyllitische Gesteine von der höher metamorphen Kristallisation im Stil des Saualpenkristallins überprägt worden sind. In manchen dunklen, durch phyllonitische Reliktgefüge ausgezeichneten Gesteinen erscheint die Metamorphose überhaupt einaktig; ehemalige Phyllonite wurden von einer hochtemperierten Metamorphose der Saualpe kristallin überprägt.

Aus diesen Beobachtungen ergibt sich als tektonische Konsequenz, daß die Saualpe während der Metamorphose als heißer Block über die schwächer metamorphe Klieningserie geschoben wurde. Die dabei stattfindende Faltung hat das Kristallin der Saualpe und die Unterlage gemeinsam erfaßt. Gleichzeitig kam es in der Klieningserie zur Aufheizung, in der Saualpe zu einer Abkühlung. Die Überschiebung ist also synmetamorph erfolgt.

Beiderseits der Grenze zwischen Ober- und Unterbau häufen sich Diaphtoresezonen und Partien mit starker mechanischer Beanspruchung. An einer Stelle konnte auch eine mächtige flachliegende Mylonitzone ausgemacht werden. Aus den höheren Teilen der Wolfsberger Serie werden ebenfalls auffallend viele Spuren echter Diaphtorese beschrieben. Die synmetamorphe Fuge zwischen den Kristallinkomplexen ist also später nochmals von Bewegungen benutzt und nachgezeichnet worden.

Auf Grund der Beobachtungen über die Beziehungen zwischen Durchbewegung und Metamorphose in den einzelnen Abschnitten des gesamten Schichtkomplexes ergeben sich nun Konsequenzen für die tektonische Auffassung weiterer Bereiche auch außerhalb unseres Arbeitsgebietes und eine Stellungnahme zu den am Anfang der Ausführungen angeschnittenen Fragen.

Der Ober- und Mittelbau sind durch einen primären sedimentären Kontakt miteinander verbunden. Innerhalb des Mittelbaues sind außer nachweislich lokalen Verschiebungen keine größeren postmetamorphen Bewegungsbahnen vorhanden. Der Mittelbau bildet daher in sich, zusammen mit dem Oberbau, eine genetische und damit eine tektonische Einheit. Durch diese Einheit kann keine alpidische Deckenbahn gelegt werden. Eine Trennung der höher metamorphen Teile von den phyllitischen und paläozoischen ist in unserem Gebiet nicht möglich. Eine Gurktaler Decke im Sinne weiter Verfrachtung aus dem Klagenfurter Becken gibt es nicht. Nun liegt aber der Mittelbau über einem schwächer metamorphen, neuartigen Kristallinkomplex. Diese Überlagerung muß nach dem heutigen Stand unserer Kenntnisse als eine tektonische Überschiebung des ehemals höher metamorphen Saualmkristallins auf die schwächer metamorphe Klieningserie gedeutet werden. Die Gemeinsamkeiten in Metamorphose und Faltung sprechen für eine synmetamorphe Überschiebung. Die flachliegenden Diaphtoresezonen und echte lettige Mylonitzonen im Grenzbereich zwischen beiden Einheiten zeigen die spät- bzw. postmetamorphen Bewegungen auf, die jung, d. h. alpidisch sein müssen. P. BECK-MANNAGETTA (1951) hat ähnliche Verhältnisse aus der Koralpe beschrieben und das Auftauchen von schwächer metamorphen Gesteinen im sog. „Wolfsberger Fenster“ erkannt. Er ließ aber beide Deutungsmöglichkeiten, als Deckenüberschiebung oder als Stockwerkbau innerhalb eines einheitlichen Kristallins, offen. Uns erscheint es jetzt erwiesen, daß der Unterbau mit der Klienings- und der Wolfsberger Serie ein echtes tektonisches Fenster unter dem Kor- und Saualpen-Kristallin darstellt.

Die nächsten der Klienig- und Wolfsberger Serie ähnlichen Gesteine finden sich weiter nördlich in der amphibolitreichen Speikserie und in den Grössinggneisen der Stubalpe. Auch dort postulierte bereits F. HERITSCH eine Verschiebung der auflagernden Teigtischserie (= Kor- und Saualpenkristallin mit dem darunter liegenden, geringer metamorphen Gleinalmkristallin). In diese Schuppenzone, an der ebenfalls höher metamorpher Mittelbau über schwächer metamorphem liegt, müßte die Überschiebung zwischen Mittel- und Unterbau münden. Tatsächlich fanden sich auch hier in der Umgebung des Almhauses und nördlich des Schrottkogels in der Stubalpe gleichartige, kristallin überprägte Phyllonite, aber auch jüngere Bewegungsspuren. Wir sind daher der Meinung, daß es sich also um einen weitreichenden synmetamorphen Deckenbau handelt, der von alpidischen Bewegungen nachgezeichnet wurde. So könnte der Decken- bzw. Schuppenbau variszisch angelegt und alpidisch nachgeprägt sein. Insgesamt sind Überschiebungsweiten von mindestens 25 km nachweisbar.

#### Literaturauswahl:

- ANGEL, F.: Petrographisch-geologische Studien im Gebiete der Gleinalpe (Steiermark). — Jb. Geol. B.-A. Wien, 73, S. 63—98, Wien 1923.
- BECK-MANNAGETTA, P.: Die Auflösung der Mechanik der Wolfsberger Serie, Koralpe, Kärnten. — Jb. Geol. B.-A. Wien, 94, S. 127—157, Wien 1951.
- CLAR, E., FRITSCH, W., MEIXNER, H., PILGER, A., & SCHÖNENBERG, R.: Die geologische Neuaufnahme des Saualpen-Kristallins (Kärnten), VI. — Carinthia II, Mitteil. Naturwiss. Ver. Kärnten, 73 bzw. 153, S. 23—51, Klagenfurt 1963.
- FRITSCH, W.: Von der „Anchi“ zur Katazone im Kristallinen Grundgebirge Ostkärntens. — Geol. Rdsch., 52, S. 202—209, Stuttgart 1963.
- FRITSCH, W., MEIXNER, H., PILGER, A., & SCHÖNENBERG, R.: Die geologische Neuaufnahme des Saualpen-Kristallins (Kärnten), I. — Carinthia II, 150, S. 7—28, Klagenfurt 1960.
- HERITSCH, F., & CZERMAK, F.: Geologie des Stubalpengebirges in Steiermark. Verlag Ulrich Moser, Graz 1923.
- v. KAMP, H., & WEISSENBACH, N.: Die geologische Neuaufnahme des Saualpen-Kristallins (Kärnten) II. Das Gebiet zwischen Erzberg, Hohenwart und Geyerkogel. — Carinthia II, 151, S. 5—40, Klagenfurt 1961.
- KIESLINGER, A.: Geologie und Petrographie der Koralpe, I—IX. — Sitz-Ber. Akad. Wiss. Wien, math.-nat. Klasse, I, I: 135, S. 1—42, 1926; II: 135, S. 479—497, 1926; III: 136, S. 79—94, 1927; IV: 136, S. 95—104, 127; V: 137, S. 101—111, 1928, VI: 137, S. 123 bis 142, 1928, VII: 137, S. 401—454, 1928, VIII: 137, S. 455—480, 1928, IX: 137, S. 491 bis 532, 1928, Wien.
- METZ, K.: Gedanken zu baugeschichtlichen Fragen der steirisch-kärntnerischen Zentralalpen. — Mitteil. Geol. Ges. Wien, 50, S. 201—250, Wien 1958.
- STREHL, E.: Die geologische Neuaufnahme des Saualpen-Kristallins (Kärnten), IV. (Das Paläozoikum und sein Deckgebirge zwischen Klein-St. Paul und Brückl). — Carinthia II, 152, S. 21—45, Klagenfurt 1962.
- THIEDIG, F.: Die geologische Neuaufnahme des Saualpen-Kristallins (Kärnten), III. (Die Phyllit- und Glimmerschieferbereiche zwischen Lölling und Klein St. Paul). — Carinthia II, 152, S. 21—45, Klagenfurt 1962.
- TOLLMANN, A.: Ostalpen-Synthese. F. Deuticke, Wien, S. 256.
- WEISSENBACH, N.: Die geologische Neuaufnahme des Saualpen-Kristallins (Kärnten), V. — Carinthia II, 153, S. 5—23, Klagenfurt 1962.

Verh. Geol. B.-A.	Sonderheft G	S. 199—213	Wien, Oktober 1965
Z. deutsch. geol. Ges. Jahrgang 1964	Band 116 2. Teil	S. 455—469	Hannover, Oktober 1965

## Zum Bau der südlichen Ötztaler und Stubaiäer Alpen

Von KLAUS SCHMIDT \*)

Mit 7 Abbildungen

### Zusammenfassung

In dem vorliegenden Aufsatz wird die Schlingentektonik der südlichen Ötztaler Alpen beschrieben und der Mechanismus der steilachsigen Faltung erörtert. Die Schlingenbildung gehört sehr wahrscheinlich der variszischen Orogenese an. Die polymeramorphen Ortho- und Paragneise der Ötztaler Alpen weisen in einzelnen Bereichen eine alpidische Rekristallisation auf, von der vor allem der Schneeberger Zug erfaßt wurde (Schneeberger Kristallisation). Der Schneeberger Zug ist in den Schlingenbau einbezogen. Er ist also Bestandteil des Ötztaler Altkristallins und kann daher nicht als alpidische Schubmasse gedeutet werden.

### 1. Einleitung

Die Ötztal-Scholle bildet die größte allochthone Kristallinmasse der Ostalpen. Ihr Nordteil wird von einem E—W-streichenden Faltenbau beherrscht, ihr Südteil weist dagegen einen steilachsigen Faltungsstil auf, der unter der Bezeichnung „Schlingentektonik“ in die Fachliteratur eingegangen ist. Das Kristallin trägt am Westrand (Jaggl) und im Osten (Kalkkögel, Serleskamm, Tribulaun, Telfer Weiße, Moarer Weiße) noch Reste seiner ehemaligen mesozoischen Deckschichten, über denen im Osten die Quarzphyllite und das Karbon der Steinacher-Decke liegen (Abb. 1). Der Trias des Serleskammes ist außerdem die Blaser-Decke (Nor bis Lias) aufgeschoben, deren ursprüngliche Beziehung zur Steinacher-Decke noch unklar ist.

Die tektonische Stellung des Schneeberger Zuges bildet ein Problem für sich. Die Schneeberger Gesteine unterscheiden sich durch ihre lithologische Vielfalt und grobkristalline Entwicklung deutlich von den monotonen Gneis-Glimmerschiefer-Verbänden des Ötztaler Altkristallins und wurden daher häufig als Fortsetzung der Unteren Schieferhülle des Tauernfensters gedeutet (TERMIER, 1903, KLEBELSBERG, 1941). STAUB (1937, 1950) betrachtete den Schneeberger Zug dagegen als normal auflagernden Bestandteil der Ötz-Decke (Ötztaler Altkristallin). TOLLMANN (1963) vertritt neuerdings die Auffassung, daß es sich bei den Schneeberger Gesteinen um eine, nach dem alpidischen Hauptdeckentransport in das „mittelostalpine“ Altkristallin eingefaltete „oberostalpine“ Schubmasse paläozoischer Gesteine handelt. Da der Autor seine Meinung so nachdrücklich vertreten hat, daß der Eindruck entsteht, die Akten seien nunmehr endgültig über dem Schneeberger Zug geschlossen, scheint es mir notwendig, auf die nach wie vor bestehenden Probleme hinzuweisen.

\*) Anschrift des Autors: Prof. Dr. KLAUS SCHMIDT, Geologisches Institut der Technischen Hochschule, 8 München 2, Arcisstraße 21.

Beide Einheiten: Ötztaler Altkristallin und Schneeberger Zug sind durch vorkristalline Bewegungen eng miteinander verbunden worden. Es soll im folgenden daher zunächst der Deformationsablauf im Altkristallin behandelt und dann das tektonische Schicksal des Schneeberger Zuges erörtert werden.

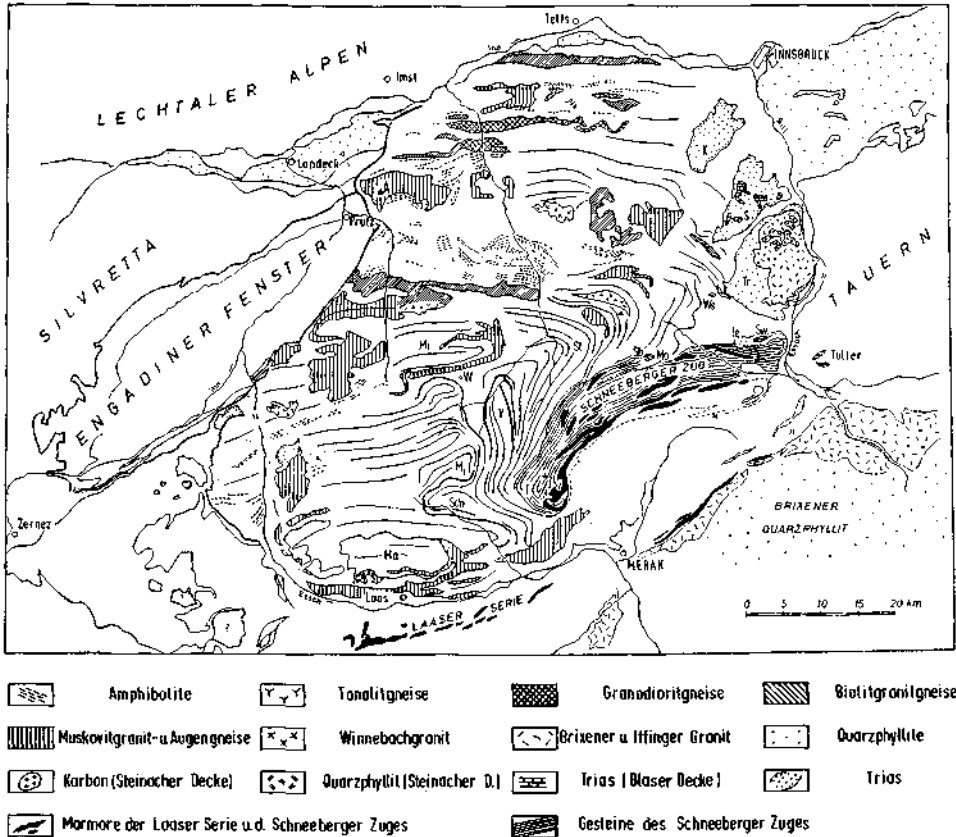


Abb. 1: Übersichtskarte der Ötztal-Scholle nach HAMMER (1929), SCHMIDEGG (1933) und VETTERS (1933).

(A) Aifenspitze, (K) Kalkkögel, (M) Marzell-Schlinge, (Ma) Matscher Decke, (Mi) Mittelberg-Schlinge, (Mo) Moarer Weiße, (S) Serleskamm, (Sb) Schneeberg, (Sch) Schlingenbögen des Schnalstales, (Sw) Schleyerwand, (St) Stubaier Schlinge, (T) Texel-Gruppe, (Te) Telfer Weiße, (Tr) Tribulaun, (V) Venter Schlinge, (W) Wildspitze, (Ws) Weißwand-Spitze.

## 2. Ötztaler Altkristallin

Der steilachsige Schlingenbau der südlichen Ötztaler Alpen ist von SCHMIDEGG (1933) erstmals erkannt und beschrieben worden. SCHMIDEGG unterschied dabei folgende tektonische Großformen: die Stubaier-, Venter-, Mittelberg- und die Marzell-Schlinge sowie die Schlingenbögen des Schnalstales (Abb. 1). Die größte Ausdehnung besitzt die Stubaier Schlinge. Ihr Nordschenkel folgt dem E—W-

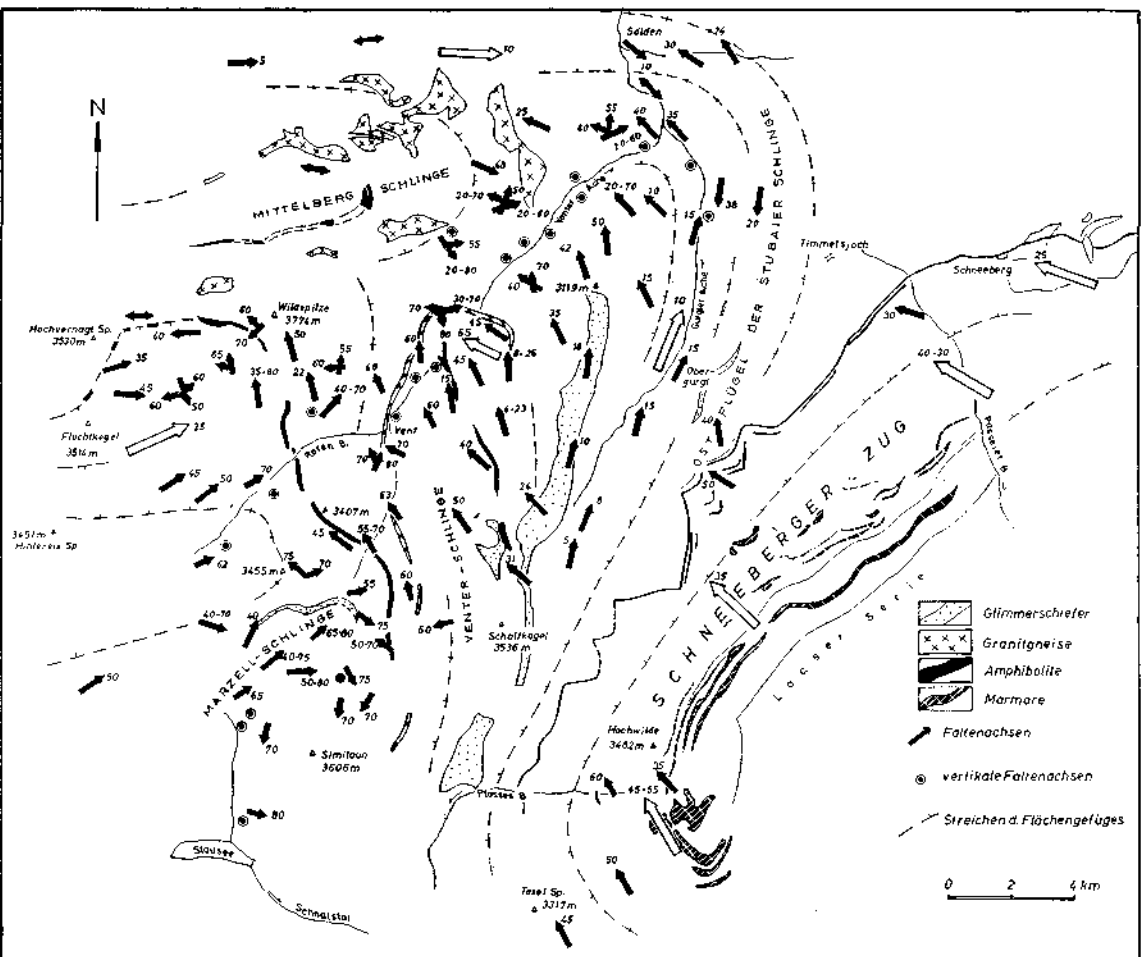


Abb. 2: Tektonische Übersichtskarte der Venter, Marzell- und Mittelberg-Schlinge nach Aufnahmen von M. BAUMANN, H. FUCHS, P. HELBIG, A. KRÖNER und K. SCHMIDT. Der Darstellung liegen ca. 10.000 Messungen zugrunde. Die weißen Pfeile kennzeichnen größere Homogenitätsbereiche.

Streichen der nördlichen Ötztaler Alpen, ihr SE-Schenkel schmiegt sich dagegen dem NE—SW streichenden Schneeberger Zug an und ist nach SE überkippt. Die Achsenfläche der steilachsigen Großfalte verläuft von der Weißwand-Spitze im NE zum Scheitel der Venter Schlinge ca. 30 km weiter im SW und biegt dann nach SSW um. Die Schlingenkonturen zeichnen sich durch schmale Amphibolit-, Gneis- oder Glimmerschieferzüge ab, ohne die eine Entwirrung der im wahrsten Sinne des Wortes *verwickelten* Strukturen kaum möglich wäre.

Das Interngefüge der Schlingen erscheint auf den ersten Blick ziemlich regellos. Bei näherem Studium gelingt es aber oft, das „Achsenchaos“ in Bereiche aufzulösen, deren Gefügeelemente durch systematische Rotationen ineinander überführt werden können. In den letzten Jahren habe ich daher im Rahmen einer Gemeinschaftsarbeit zusammen mit den Herren BAUMANN, FUCHS, HELBIG und KRÖNER vom Geologischen Institut der Technischen Hochschule München eine Neuaufnahme der südlichen Ötztaler Alpen Maßstab 1 : 10.000 begonnen. Nach den bisher vorliegenden Teilergebnissen weist die Venter Schlinge im extrem deformierten Kern der übergeordneten Stubai-Schlinge überaus interessante Gefügeverhältnisse auf, die einige Schlüsse auf den Mechanismus der Schlingenbildung zulassen.

Der Umriss der *Venter Schlinge* wird durch ein Muskovit-Granitgneisband markiert, das vom Pfossental her über die Diemkögel in das Venter Gebiet zu verfolgen ist, am Westhang des Venter Tales hinaufzieht und im NE von Vent auf der östlichen Talflanke nach S zurückbiegt. Die tektonischen Daten dieses Leitgesteinszuges ergeben für die Schlingenachse einen Wert von  $115^{\circ}/65^{\circ}$  W. Bezeichnend für die Architektur der steilachsigen Großfalte ist der Verlauf des Amphibolitzuges in ihrem Ostschenkel. Die Amphibolite ziehen als aufrechtstehendes, flachachsrig gefaltetes Gesteinsband von SE in die Schlinge hinein und tauchen dann mit steilen Achsen in die Tiefe (Abb. 2). Die gefalteten Kristallinverbände werden von E—W streichenden basischen Gängen durchbrochen, deren Intrusion also erst nach Abschluß der Faltung erfolgt sein kann.

Das Hauptgestein des Venter Gebietes bilden die in den Ötztaler Alpen weit verbreiteten Biotit-Plagioklasgneise. Die Paragneise zeigen häufig reliktsche Sedimentgefüge und sind auf das engste mit Glimmerschiefern verknüpft. Besonders auffällig und als tektonische Leitgesteine geeignet sind die granat-, staurolith- und disthenführenden Glimmerschiefertypen, in denen auch die verbreitete Albit-Oligoklas-Blastese besonders ausgeprägt ist.

Die Hauptschieferung  $s_1$  der Gesteine verläuft, soweit zu erkennen, der reliktschen Schichtung (ss) parallel. Ihre Anlage kann man vielleicht einer ersten Metamorphose und Deformation zuschreiben, deren Achsen nicht mehr identifizierbar sind. Eine weitere von Kristallisationsvorgängen begleitete Deformation ( $F_1$ ) führte dann zur Schlingenbildung und Faltung des  $s_1$ -Gefüges ( $B_1$ -Achsen) sowie zur Anlage einer überwiegend stoffdiskordanten weiteren Schieferung  $s_2$ , die häufig den Achsenflächen von  $B_1$  entspricht (Abb. 3).

---

Abb. 3: Reliktische Schichtung (ss) in den Paragneisen südwestlich der Lodner Hütte. Die Schieferung  $s_1$  liegt parallel ss und ist um  $B_1$  ( $150/48^{\circ}$  NW) gefaltet. Die Falten werden deutlich von der Schieferung  $s_2$  ( $55/48^{\circ}$  NW) geschnitten.

Abb. 4: Gekrümmte, flach liegende Falte bei Hintergrasln nördlich der Vernagt-Hütte. Das Streichen beträgt  $70^{\circ}$ , das Einfallen schwankt zwischen  $20^{\circ}$  SW und  $40^{\circ}$  NE (Photo H. FUCHS).



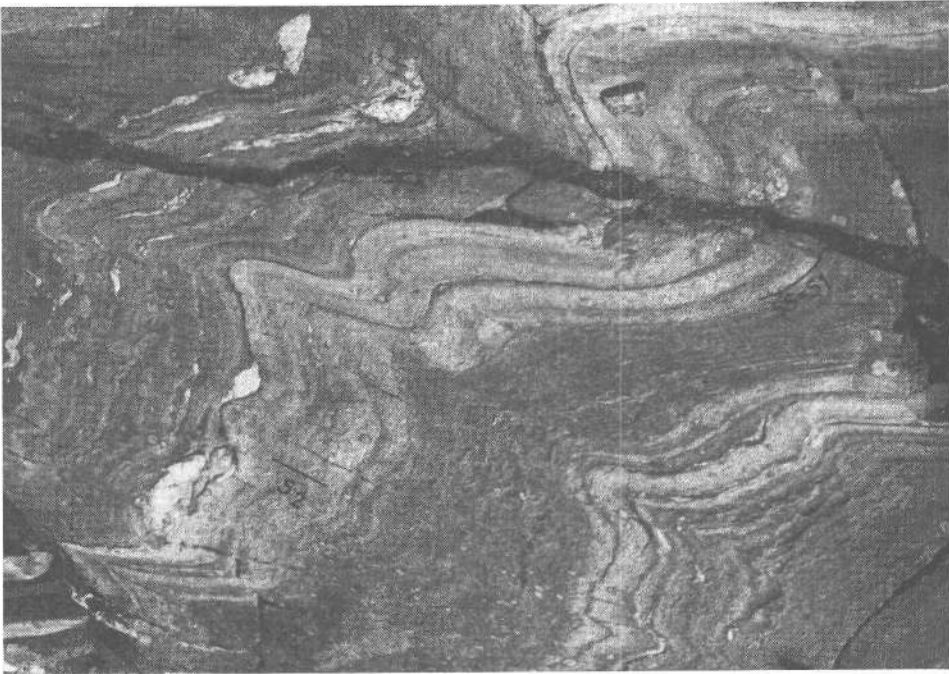


Abb. 3



Abb. 4



Die Schlingenbildung vollzog sich, wie bereits SCHMIDEGG (1933) erkannte, prä- bis parakristallin, mit anderen Worten: die gefügeprägenden Bewegungen wurden von der letzten Kristallisation überdauert.

Betrachten wir nun das Gesamtgefüge (Abb. 2). Die Raumlage der ersten Schieferung ( $s_1$ ) folgt naturgemäß der Schlingenkonfiguration. Von besonderem Interesse ist die Orientierung des  $B_1$ -Gefüges. Im Gurgler Tal streichen die Faltenachsen ( $B_1$ ) überwiegend NNE—SSW und fallen flach nach N und S ein. Südlich von Sölden biegen sie, den Scheitel der Stubaiäer Schlinge nachzeichnend, über N nach E—W um und behalten diese Richtung, wie auch ihre überwiegend flache Lage an der Nordflanke der Mittelberg-Schlinge bei. Vom Gurgler Tal nach W hin schwenken die Faltenachsen aber unter gleichzeitiger Versteilung nach NW und erreichen im Kern der Venter Schlinge wie auch im unteren Venter Tal nahezu Vertikalstellung.

Im Wildspitz-Gebiet, an der Westflanke der Venter Schlinge, streuen die Achsenrichtungen stark. Relative Altersunterschiede zwischen den Achsen einzelner Faltenbündel sind aber meist nicht festzustellen. Die starke Erweichung der Gesteine bedingt auch am Ostende der Mittelberg-Schlinge komplizierte Faltenknäuel und lokal einen migmatitähnlichen Gesteinshabitus (Sölden). Der Übergang in die flachachsigen Gebiete weiter im N ist wegen der Vergletscherung des Wildspitz-Kammes nur lückenhaft zu verfolgen. Im Vernagt-Fluchtkogel-Gebiet weiter westlich wird der tektonische Bau einfacher. Das Hauptstreichen der kristallinen Schiefer verläuft E—W und die zunächst noch steil einfallenden Achsen verflachen sich nach W hin. Allem Anschein nach zieht hier von W ein ziemlich einheitlicher E—W-Faltenbau heran, der mit Annäherung an die Venter Schlinge steil nach E abtaucht (Abb. 4, 5). Der Kern der Marzell-Schlinge ist durch ein komplexes, steil einfallendes Achsengefüge gekennzeichnet, das sich bis in die Hänge oberhalb des Stausees im Schnalstal verfolgen läßt.

Die Schieferung  $s_2$  streicht im Vernagt-Fluchtkogel-Gebiet ebenfalls E—W und fällt steil nach N ein. Die weiter südlich im Schneeberger Zug deutlich ausgeprägte Südvergenz scheint also ziemlich weit nach N in das Altkristallin hineinzureichen.

Die Achsengefüge im Kern und in den Randzonen der Venter Schlinge sprechen dafür, daß die zu Beginn der Faltung entstandenen mehr oder weniger flachen Achsen mit den  $s_1$ -Flächen zusammen rotierten und nach dem Schlingenkern hin in Bereiche zunehmend „steilachsiger Umschließung“, d. h. steilachsiger Faltung gerieten. Je nach der Mobilität der Gesteine kam es dabei zu Achsenüberprägungen oder völliger Neufaltung, in Bereichen verminderter Gesteinsanisotropie zu komplizierten polyaxialen Deformationen.

In diesem Zusammenhang sind die Untersuchungen WENKS (1955, 1963) in den Lepontinischen Alpen von Interesse, aus denen hervorgeht, daß Schlingen unter dem Einfluß aufsteigender Magma- und Wärmedome entstehen. Der Nachweis solcher Zusammenhänge ist in den Ötztaler Alpen wegen der Allochthonie der Gesteine schwer zu führen. Es steht aber fest, daß im Verlauf der variszischen Orogenese eine starke Granitisierung und palingene Auflösung älterer Paragesteine um sich griff, in deren Verlauf die Biotitgranit- und Tonalitgneise wie auch die Augen- und Flaserigneise der Ötztaler und Stubaiäer Alpen entstanden. Diese Prozesse scheinen allerdings bei der Schlingenbildung weitgehend abgeschlossen gewesen zu sein.

Das mikroskopische Bild der Gneise und Glimmerschiefer zeugt von einer mehrphasigen Kristallisationsgeschichte (SCHMIDT, 1965). Der prä- bis synkinematische Mineralparagenese gehören u. a. Quarz, Plagioklas (Ans-32), Biotit, Muskovit, Granat, Staurolith und Disthen an, der postkinematischen Paragenese Biotit, Muskovit, Chlorit, Pistazit-Klinozoisit. Diese Mineralassoziationen können zwar als Bildungen aufeinander folgender Akte der gleichen Faltung und Metamorphose gedeutet werden, gehören aber mit größerer Wahrscheinlichkeit verschiedenen Orogenesen an. Dafür sprechen folgende Tatsachen:

1. Die oberkarbonen Nöflachkonglomerate (Steinacher-Decke) enthalten Kristallingerölle, die in vielen Stücken dem ostalpinen Altkristallin gleichen. Nach den Untersuchungen KARLS (1955) müssen schon im Oberkarbon granatführende Biotit-Plagioklasgneise mit einer jüngeren (aber vortriadischen!) Albit-Chlorit-Paragenese sowie granitische Gneistypen abgetragen worden sein. Die entsprechende Metamorphose hat sich also spätestens im oder gegen Ende des Unterkarbons abgespielt. Die heute häufig anzutreffende Hellglimmer-Klinozoisit-Füllung der Orthogneis- und Amphibolit-Plagioklasen fehlt aber noch in den Geröllern. Auch das vortriadische Alter der Staurolithe scheint gesichert, da die Kalkkögel-Trias in den Stubaiern Alpen über staurolithführenden Glimmerschiefern liegt. Das gilt streng genommen aber nur, wenn die Abscherungen an der Triasbasis keine allzu großen Ausmaße haben.

2. Die Trias der Tribulaun-Gruppe und der Telfer Weißen zeigt im Gegensatz zu den Gesteinen der Kalkkögel stellenweise eine deutliche Metamorphose. Die Raibler Schichten sind z. T. in dunkle Biotitschiefer mit cm-großen Querschnittspalten umgewandelt und weisen gelegentlich auch eine Mikroklinneusprossung auf (KÜBLER & MÜLLER, 1962).

Sehr eindrucksvoll ist auch die Metamorphose der permotriadischen Basalkonglomerate im Gebiet von Schneeberg, deren nahezu unversehrte Quarzgerölle in einer Matrix aus granatführenden Biotit-Albit-Glimmerschiefern liegen. Man kann daher annehmen, daß während dieser Kristallisation auch in den unterlagernden Gneisen und Glimmerschiefern des Altkristallins entsprechende Mineralneubildungen (Albit, Muskovit, Biotit, Chlorit, Granat) erfolgten.

Die Unterscheidung voralpidischer und alpidischer Kristallisation ist im Einzelfall sehr schwierig und bildet ganz allgemein ein Problem der Zentralalpen-Geologie. Nach den bisherigen Untersuchungen im Ötztalkristallin wird eine Quarz-Albit-Oligoklas-Biotit-Granat-Staurolith-Disthen-Paragenese der voralpidischen Laaser-Kristallisation, eine Albit-Granat-Hornblende-Chlorit-Ankerit-Paragenese der alpidischen Tauernkristallisation zugeschrieben (SANDER, 1912, 1929, SCHMIDEGG, 1933, KLEBELSBERG, 1935). An Stelle der Bezeichnung Tauernkristallisation sollte man aber in den Ötztaler Alpen besser von einer Schneeberger Kristallisation sprechen, da die Identität der Kristallisationsgeschichte zu beiden Seiten der Brenner-Linie noch nicht erwiesen ist.

Die Frage nach dem Alter des Schlingenbaues ist von SCHMIDEGG (1933, 1936, 1956) nicht eindeutig beantwortet worden, doch scheint der Autor gelegentlich an eine alpidische Faltung gedacht zu haben. KLEBELSBERG (1935) war dagegen vom voralpidischen, d. h. variszischen Alter der Schlingentektonik überzeugt. Zu dem gleichen Ergebnis kamen auch STRECKEISEN (1928) und WENK (1934) für die Schlingen im Südteil der Silvretta-Masse. Neuere Arbeiten stellen diese Auf-



Abb. 5: Steile Achsen ( $130/70^{\circ}$  NW) in Gneisen und Glimmerschiefern südlich des Vorderen Brochkogels (Photo H. FUCHS).



Abb. 7: Blick von W auf die Marmorzüge der Hohen Weißen und des Lodners. Die Marmore wechsellagern mit Paragneisen und Glimmerschiefern und biegen um eine  $40^{\circ}$  nach NW einfallende Achse aus NE (links) über N—S nach SE (rechts) um.



fassung wieder in Frage. AGTERBERG (1961) bringt die Schlingen der Ötztaler und die der weiter östlich gelegenen Deferegger Alpen mit einem alpidischen S—N-Schub in Zusammenhang und auch TOLLMANN'S (1963) tektonische Deutung des Schneeberger Zuges ist mit einer voralpidischen Schlingenbildung nicht in Einklang zu bringen. Meines Erachtens sprechen folgende Punkte zugunsten einer voralpidischen Schlingentektonik:

1. Die Scheitelzone der großen Stubaiäer Schlinge reicht nach den Aufnahmen SCHMIDEGG'S (HAMMER & SCHMIDEGG, 1932) bis unter die Tribulaun Trias. Steile Achsen treten auch östlich der Triasbedeckung auf (SCHMIDEGG, 1954), sie wurden von MIGNON (1948) und DRONG (1959) aus den mittleren Stubaiäer Alpen beschrieben und sind auch weiter im N im Sellrain zu finden. Die permotriadischen Schichtfolgen transgredierte also mit großer Wahrscheinlichkeit über steilachsige gefaltete Altkristallin.

2. Der Schlingenbau der südlichen Silvretta-Masse erfaßt Gesteine mit einem Biotit-Alter von  $306 \pm 13$  Mill. Jahren (JÄGER u. a., 1961). Bei der engen Beziehung zwischen Ötztal- und Silvretta-Kristallin spricht dieses Ergebnis ebenfalls für ein variszisches Alter der Ötztal-Schlingen.

3. Die diskordanten basischen Gänge sind weder in der Silvretta noch in den Ötztaler-Alpen in der auflagernden Trias zu finden, obwohl sie stellenweise, wie z. B. bei Schneeberg, unmittelbar neben triadischen Gesteinen kartiert wurden.

### 3. Schneeberger Zug

Die Frage nach der tektonischen Stellung des Schneeberger Zuges ist mit diesen Überlegungen eng verknüpft. Die Gesteine des Schneeberger Zuges ähneln der Unteren Tauernschieferhülle und unterscheiden sich durch Stoffbestand und Kristallisation vom umgebenden Altkristallin. Die inneren Teile des Zuges bestehen aus dunklen granatführenden Glimmerschiefern, die Randzonen aus einer bunten Folge von Amphiboliten, Marmoren, Hornblendegarbenschiefen, Kalkglimmerschiefern, Granatglimmerschiefern (Granatdurchm. bis 7 cm) und Quarziten. Zwischen den typischen Schneeberger Gesteinen und dem umgebenden Altkristallin vermittelt eine Zone aus Biotit-Porphyroblastengneisen. Diese „Grenzglimmerschiefer“ leiten im S so lückenlos in die Laaser Serie über, daß SCHMIDEGG (1933, S. 92) schrieb: „Man kann demnach den Schneeberger Zug, zum größten Teil wenigstens auch als Laaserserien mit Tauernkristallisation auffassen.“

Eine tektonische Grenzfläche zwischen Schneeberger Gesteinen und der Laaser Serie ist also nicht erkennbar. Die Quarzite westlich von Flodig gehören zur Randserie des Schneeberger Zuges und können nicht als Quarziteil (Permoskyth) auf einer regionalen Überschiebungsfäche gedeutet werden.

Tektonisch bietet der Schneeberger Zug das Bild eines enggefalteten nach S überkippten Synklinoriums. SANDER (1929, S. 87) hielt zwei tektonische Deutungen für diskutabel:

1. Der Schneeberger Zug ist eine nach S überschlagene komplizierte Mulde im Altkristallin.

2. Der Schneeberger Zug ist eine vom Altkristallin überschrittene Tauerndecke über Kalkphyllit. Sekundär gegen S emporgepreßt und als Fenster entblößt.

Der Nachweis, daß das SW-Ende des Schneeberger Zuges in den Schlingenbau der südlichen Ötztaler Alpen einbezogen ist (SCHMIDEGG, 1933) entschied aber zugunsten der ersten Deutung. TOLLMANN (1963) betrachtet nun die Schneeberger Gesteine als eingefaltetes Oberostalpin im mittelostalpinen Altkristallin. Er verbindet die Steinacher Decke mit den Kristallinschollen auf der Schleyerwand-Trias und den Schneeberger Gesteinen zu einer tektonischen Einheit, die das Altkristallin samt dem Brenner-Mesozoikum überfahren haben und im S mit dem Altkristallin verfaultet worden sein soll (Abb. 6). Das Südende wurde schließlich von der Tauernkristallisation erfaßt, in deren Verlauf die Bewe-

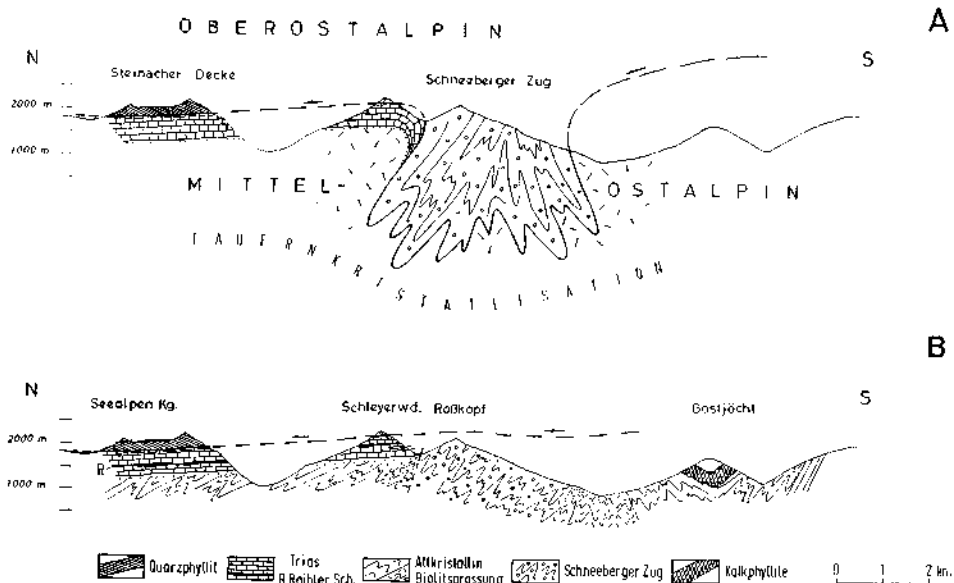


Abb. 6: Profil durch den Ostrand des Schneeberger Zuges. (A) Tektonische Deutung nach TOLLMANN (1963), (B) tektonische Deutung nach M. BAUMANN und K. SCHMIDT.

gungsspuren weitgehend rekristallisierten. Dieser eleganten Lösung gegenüber sind aber einige Bedenken anzumelden. Die Kristallinklippen der Schleyerwand bestehen im Gegensatz zu den Quarzphylliten der Steinacher-Decke aus quarzitischen Gesteinen und diaphthoritischen Granatglimmerschiefern vom Schneeberger Typ. Ferner verwies bereits SANDER (1929, S. 49) darauf, daß unmittelbar südlich der Schleyerwand am Ostabhang des Roßkopf neben den Schneeberger Gesteinen, phyllonitisierte Glimmerschiefer und auch Quarzphyllite auftreten. Nach den bisherigen Untersuchungen von Herrn BAUMANN im Gebiet der Telfer Weißen sind, entsprechend den Quarzphyllitenspänen in den Tribulaunkalken weiter nördlich (FRECH, 1905, KÜBLER & MÜLLER, 1962), Granatglimmerschiefer des Schneeberger Zuges auch in die Triaskalke der Schleyerwand eingeschuppt. Das spricht dafür, daß die alpinen Horizontaltransporte die Schneeberger Kristallisation zumindest überdauerten. Bei der Schleyerwand-Klippe handelt es sich daher sehr wahrscheinlich um abgeschürfte Schneeberger Gesteine, die von der überfahrenden Steinacher Decke nach N geschleppt



wurden (Abb. 6). Bei der Beurteilung der Lagerungsverhältnisse ist überdies zu berücksichtigen, daß in der weiteren Umgebung der Brenner Linie eine junge Bruchschollentektonik verbreitet ist. Damit hängt vermutlich auch das Absinken der tektonischen Linien nach dem Eisacktal zusammen (KÜBLER & MÜLLER, 1962). Die Bedeutung postkristalliner Brüche und Überschiebungen zeigt sich auch weiter westlich bei Schneeberg. Dort werden z. B. die Triasdolomite der Moarer Weißen deutlich von steilen Störungen begrenzt und die Biotit-Porphroblastengneise der Sprinzenwand von abgescherten Granatglimmerschiefern und Quarziten überlagert (SANDER, 1929, KLEBELSBERG, 1935, FÖRSTER, 1963).

Entscheidend für die Beurteilung der tektonischen Stellung des Schneeberger Synklinoriums ist vorerst allein die steilachsige Verfaltung seines SW-Endes. Die E—W bzw. NE—SW streichenden eng gefalteten Strukturen des Synklinoriums werden von einer Faltung überlagert, deren Achsen nach W hin aus der WNW—ESE-Richtung nach NNW—SSE rotieren und gleichzeitig immer steileres NW-Fallen annehmen. In der Texel Gruppe schließlich wurden die Schneeberger Gesteine zusammen mit den benachbarten Ötztaler und Laaser Paragneisen nach den Aufnahmen von Herrn HELBIG um  $150\text{--}160^\circ/40\text{--}55^\circ$  NW geneigte Achsen gefaltet (Abb. 7). Es entstand dabei eine Großfalte, die als Bestandteil des Ötztaler Schlingenbaues gelten kann (Abb. 2). Neben der übereinstimmenden Gefügeentwicklung weisen aber vor allem die Glimmerschiefer, die aus den Laaser Serien an der Südseite der Texel Gruppe nach N in die Venter Schlinge vorstoßen, auf großräumige tektonische Zusammenhänge hin (SCHMIDEGG, 1933). Das bedeutet aber, daß die Schneeberger Gesteine bereits voralpidisch mit den Ötztaler Paragneisen verfault wurden und nicht erst als alpidische Schubmasse an Ort und Stelle gelangt sein können.

Der Einfluß alpidischer Bewegungen auf die alte Tektonik ist im einzelnen schwer abzuschätzen. Die zahlreichen Brüche und lokal gehäuften Mylonitzonen, nicht zu vergessen die Phyllonite im Bereich des Etschtales, müssen als Ergebnisse alpidischer Schollenbewegungen angesehen werden. Ein großer Teil dieser jungen Bewegungsspuren folgt sehr wahrscheinlich alten Fugen und zeichnet die Linien der spätvariszischen Bruchtektonik nach. Trotzdem ist nicht auszuschließen, daß die alpidische Deformation in einzelnen Zonen begrenzte Extern- und Internrotationen älterer Gefüge erzwang. Solche Verstellungen sind vor allem im Schneeberger Zug zu erwarten, dessen starke alpidische Kristallisation auf eine verstärkte Bewegbarkeit der Gesteine schließen läßt.

Eine Abgrenzung der alpidisch umkristallisierten Bereiche steht noch aus. Die Schneeberger Kristallisation hat zwar im besonderen Maße nur den Schneeberger Zug und die angrenzenden Biotit-Porphroblastengneise erfaßt, ihre Spuren lassen sich aber an Hand von Biotit- und Hornblendesprossungen, falls es sich dabei nicht um analoge voralpidische Bildungen handelt, weit nach N und W in die Ötztalgneise hinein verfolgen. Sehr häufig sind die Hornblenden in Biotit-Chlorit-Pseudomorphosen umgewandelt. Deutliche Querbiotite treten vor allem in den granat- und staurolithführenden Glimmerschiefern, in den jungen basischen Gängen und in amphibolitischen Lagen auf. Die Plagioklase der Ganggesteine, Amphibolite und Orthogneise zeigen daneben eine typische Hellglimmer-Klinozoisit-Füllung. SCHMIDEGG (1933) vermutete auch, daß die Gurgler „Biotitschuppengneise“ ihren besonderen Habitus durch die alpidische Biotit-sprossung erhielten.

Die westlichen und nördlichen Teile der Ötztalscholle lagen offenbar bereits außerhalb des alpidischen Wärmedomes. Für die Orthogneise der Aifenspitze am NW-Rand erhielt KANTOR (1961) ein Alter von 285 Millionen Jahren, so daß die Isotopenverhältnisse von der alpidischen Metamorphose unberührt blieben. Für eine genauere Abgrenzung der alpidischen Kristallisationsbereiche sind die Altersbestimmungen abzuwarten, die die Geologische Bundesanstalt in Hannover zur Zeit durchführt. Die Ergebnisse werden vermutlich auch eine differenziertere Chronologie der tektonischen und petrogenetischen Geschichte des Ötztaler Altkristallins ermöglichen.

#### 4. Schlußfolgerungen

Die Ergebnisse dieser Überlegungen lassen sich in folgenden Punkten zusammenfassen:

1. Das polymetamorphe Kristallin der südlichen Ötztaler Alpen weist die Merkmale voralpidischer und alpidischer Kristallisationen auf. Die alpidische Metamorphose hat vor allem den Schneeberger Zug erfaßt.

2. Der Schneeberger Zug ist in den Schlingenbau der südlichen Ötztaler Alpen einbezogen.

3. Das Alter der steilachsigen Faltung (Schlingenbildung) ist mit großer Wahrscheinlichkeit variszisch.

4. Im Gebiet der Telfer Weißen und bei Schneeberg zeugen abgeschürfte Teile des Schneeberger Zuges von postkristallinen, nach N gerichteten Horizontalverschiebungen.

5. Die „Wurzel“ der Steinacher Quarzphyllite ist unbekannt. Ein unmittelbarer Zusammenhang von Steinacher Decke und Schneeberger Zug ist nicht zu belegen.

Völlig offen ist die Frage, ob der Schneeberger Zug in seiner heutigen Abgrenzung ursprünglich eine tektonische Einheit darstellte oder noch weiter gegliedert werden muß. Es bleibt ferner das Problem seiner Fortsetzung nach W hin, etwa in die Glimmerschiefer der Matscher Decke zu klären (SCHMIDEGG, 1933). Die vorliegenden Ergebnisse in einem größeren tektonischen Rahmen zu diskutieren ist noch verfrüht. SANDER (1929) schrieb, vor die gleichen Probleme gestellt und im Hinblick auf die üppig ins Kraut schießenden Alpensynthesen, treffend: „Was Synthesen durch die Interpretation erwünschter, aber weniger gesicherter Angaben und durch Übergehung der für das angestrebte Bild unrichtigen und störenden Züge an Faßlichkeit und Beifall gewinnen, das pflegen sie an Lebensdauer einzubüßen.“

Eine umfassendere Zusammenschau wird erst möglich sein, wenn unsere Untersuchungen, vor allem aber die Neuaufnahmen italienischer Kollegen im Bereich der Kartenblätter Meran und Brixen zum Abschluß kommen.

Ich möchte hier Herrn Prof. G. DAL PIAZ (Padua) sehr herzlich für seinen großzügigen Schriftenaustausch danken. Herr Prof. ZANETTIN (Padua) war so freundlich, uns in seinem Arbeitsgebiet im Passeiertal zu führen. Ihm verdanken wir anregende Diskussionen.

## Literatur

- AGYERBERG, F. P.: Tectonics of the crystalline basement of the dolomites in North Italy. — *Geologica Ultraiectina*, 8, 232 S., Utrecht 1961.
- DAL PIAZ, G.: Sui rapporti geologici che intercedono fra la serie delle Cima Bianche di Telve e il complesso del Tribulaun, nella regione del Brennero. — *Estratto dagli Atti della Accad. Sci. Veneto-Trentino-Istriana*, 24, 14 S., Padova 1933.
- DRONG, H. J.: Das Migmatitgebiet des Winnebachgranits (Ötztal-Tirol) als Beispiel einer petrotektonischen Analyse. — *Tscherm. min. u. petr. Mitt.*, 7, S. 1—69, Wien 1959.
- FÖRSTER, H.: Die Blei-Zinklagerstätte Schneeberg in Südtirol. — *Diss. Techn. Hochschule Aachen* 1963.
- FRECH, F.: Über den Gebirgsbau der Tiroler Zentralalpen mit besonderer Rücksicht auf den Brenner. — *Wiss. Erg.-Hefte d. D. u. Ö. Alpenvereins*, 2, 98 S., Innsbruck 1905.
- JÄGER, E., GEISS, J., NIGGLI, E., STRECKEISEN, A., WENK, E., & WÜTHRICH, H.: Rb-Sr-Alter an Gesteinsglimmern der Schweizer Alpen. — *Schweiz. min. petr. Mitt.*, 41, S. 255—272, Zürich 1961.
- KANTOR, J.: Beitrag zur Geochronologie der Migmatite und Metamorphite des westkarpatischen Kristallins (mit Bemerkungen über das Kristallin der Alpen). — *Geol. pracé*, 60, S. 303—318, Bratislava 1961.
- KARL, F.: Die Komponenten des oberkarbonen Nöflach-Konglomerates (Tirol). — *Mitt. geol. Ges. Wien*, 48, S. 71—87, Wien 1955.
- KLEBELSBERG, R. VON: Geologie von Tirol. — 872 S. Borntraeger, Berlin 1935.
- KLEBELSBERG, R. VON: Der Westrand der Hohen Tauern. — *Z. deutsch. geol. Ges.*, 93, S. 282 bis 290, Hannover 1941.
- KÜBLER, H., & MÜLLER, W. E.: Die Geologie des Brenner-Mesozoikums zwischen Stubai- und Pflerschtal (Tirol). — *Jb. geol. Bundesanst.*, 105, S. 173—242, Wien 1962.
- MIGNON, K.: Zur Petrographie und Tektonik der Biotitschiefer im oberen Längental. — *Inaug. Diss. Univ. Innsbruck* 1948.
- SANDER, B.: Über tektonische Gesteinsfazies. — *Verh. geol. Reichsanst.*, 1912, S. 249—257, Wien 1912.
- SANDER, B.: Erläuterungen zur geol. Karte Meran-Brixen 1 : 100.000. — *Schlernschriften*, 16, 111 S., Innsbruck 1929.
- HAMMER, W., & SCHMIDEGG, O.: Geologische Spezialkarte der Republik Österreich 1 : 75.000, Bl. Sölden und St. Leonhard, Wien 1932.
- SCHMIDEGG, O.: Neue Ergebnisse in den südlichen Ötztaler Alpen. — *Verh. geol. Bundesanst.*, 1933, S. 83—95, Wien 1933.
- SCHMIDEGG, O.: Steilachsige Tektonik und Schlingenbau auf der Südseite der Tiroler Zentralalpen. — *Jb. geol. Bundesanst.*, 86, S. 115—149, Wien 1936.
- SCHMIDEGG, O.: Achsen- und Flächengefüge beiderseits des Silltalbruches zwischen Innsbruck und Matrei. — *Tscherm. min. u. petr. Mitt.*, 4, S. 125—137, Wien 1954.
- SCHMIDEGG, O.: Neues zur Geologie des Brennermesozoikums. — *Mitt. geol. Ges. Wien*, 48, S. 271—295, Wien 1956.
- SCHMIDT, K.: Zum Schlingenbau tiefer Gebirgsetagen. — *Krystalinikum*, 3, S. 133—156, 1965.
- STAUB, R.: Geologische Probleme um die Gebirge zwischen Engadin und Ortler. — *Denkschr. schweiz. naturf. Ges.*, 72, S. 1—115, Zürich 1937.
- STAUB, R.: Betrachtungen über den Bau der Südalpen. — *Eclog. geol. Helv.*, 42, S. 215—408, Basel 1950.
- STRECKEISEN, A.: Geologie und Petrographie der Flüelagruppe (Graubünden). — *Schweiz. min. petr. Mitt.*, 8, S. 87—239, Zürich 1928.
- TERMIER, P.: Les nappes des Alpes orientales et la synthèse alpes. — *Bull. Soc. géol. France*, 4. Sér., 3, S. 711—765, Paris 1903.
- TOLLMANN, A.: Ostalpen-Synthese. — 256 S., Wien 1963.
- WENK, E.: Beiträge zur Petrographie und Geologie des Silvretta Kristallins. — *Schweiz. min. petr. Mitt.*, 14, S. 196—278, Zürich 1934.
- WENK, E.: Eine Strukturkarte der Tessiner Alpen. — *Schweiz. min. petr. Mitt.*, 35, S. 311 bis 319, Zürich 1955.
- WENK, E.: Das reaktivierte Grundgebirge der Zentralalpen. — *Geol. Rundsch.*, 52, S. 754 bis 766, Stuttgart 1963.

Verh. Geol. B.-A.	Sonderheft G	S. 214—245	Wien, Oktober 1965
Z. deutsch. geol. Ges. Jahrgang 1964	Band 116 2. Teil	S. 470—501	Hannover, Oktober 1965

## Leitende Strukturen am Nordostrand der Hohen Tauern<sup>1)</sup>

Von W. Schwan, Erlangen \*)

Mit 26 Abbildungen

### Inhalt

#### Zusammenfassung

- A. Einleitung: Methode und Ziele der Untersuchungen
  - B. Die Sonderstellung der N-Randstörung der Hohen Tauern
  - C. Beobachtbare Hauptstrukturen im Grenzbereich der nordöstlichen Hohen Tauern und der südlichen Radstädter Tauern
    1. Strukturen im nordöstlichen Tauern-Pennin
    2. Gefüge an der Grenze Pennin-Unterostalpin
    3. Strukturen im Unterostalpin der südlichen Radstädter Tauern
  - D. Zur tektonischen Analyse: Die Unterscheidung von Leitstrukturen und Nebenstrukturen
  - E. Rückschluß auf die Großtektonik im NE-Randbereich der Hohen Tauern
  - F. Anhaltspunkte für Deckenbau im NE der Hohen Tauern
  - G. Über Indikatoren orogener Beanspruchungen
    1. Maximales Achsenpendeln bei liegenden Falten
    2. Achsenrichtung und Gestaltungstyp als Anzeiger gebirgsbildender Bewegung
    3. Querfalten
    4. Erklärungswert der Leitstrukturen und Aussage der Nebenformen
  - H. Verschiedene Hauptbautypen der Alpen und des variszischen Gebirges
- Literatur

#### Zusammenfassung

Durch systematische tektonische Strukturaufnahmen im Grenzbereich der nördlichen Hohen Tauern und der südlichen Radstädter Tauern wurde eine problematische Vielfalt tektonischer Formen und Richtungen festgestellt und analysiert. Es ergab sich, daß im Tauern-Pennin wie im umrahmenden, überlagernden Unterostalpin  $\pm$  N-vergente liegende Falten und Schubflächen die Hauptgefüge darstellen, die somit — entsprechend der Einheitlichkeit und Intensität der N-Bewegung und der großräumigen Auflagerung älterer ostalpiner auf jüngeren penninischen Gesteinen — Deckenbau anzeigen. Diese Gefüge haben bei der Erkennung der Großtektonik leitenden Wert im Unterschied zu den abweichend vom Großbaucharakter gestalteten Nebenformen.

Auch auf Grund dieser vorwiegend tektonischen Beobachtungen bestätigt sich das Tauernfenster erneut. Es ist als sehr großer, spät aufgestiegener penninischer Deckensattel anzusehen, der durch starke N-Bewegung in sich in kleinere Decken gliedert und im ganzen durch größere ostalpine Decken überschoben worden ist.

Phänomene und Probleme des Achsenpendelns liegender Falten und der wechselnden Bewegungsrichtungen einzelner Decken werden betrachtet, ferner Fragen der Deckenmechanik erwähnt und Anhaltspunkte für den Deckenbau im NE der Hohen Tauern genannt.

Indikatoren orogener Beanspruchungen sind 1. Achsenrichtungen, sofern steilere Faltenmittelebenen vorliegen, und 2. vor allem verschiedene Gestaltungstypen. Verschiedene Quer-

<sup>1)</sup> Vortrag gehalten auf der 116. Hauptversammlung der Deutschen Geologischen Gesellschaft am 17. September 1964 in Wien.

\*) Anschrift des Autors: Prof. Dr. WERNER SCHWAN, Geologisches Institut der Universität Erlangen-Nürnberg, Erlangen, Schloßgarten 5.

fallen lassen sich nach Art und Richtung unterscheiden. Der Erklärungswert der Leitstrukturen liegt darin, daß sie die tektonischen Großformen typenmäßig widerspiegeln — da sie dem gleichen Prägungsakt entstammen — und somit auch die Rückschlüsse auf die orogene Hauptbewegung zulassen, während Nebenstrukturen Anzeiger schwächerer Beanspruchungen sind.

Alpen und variszisches Gebirge haben im wesentlichen verschiedene Bauprinzipien. Erstere sind vorwiegend durch Decken und liegende Falten charakterisiert, die z. T. nachträglich autochthon überformt wurden, letzteres durch schiefe Falten und Schuppen.

### A. Einleitung: Methode und Ziele der Untersuchungen

Im folgenden wird kurz über einige Ergebnisse tektonischer Untersuchungen im NE-Randbereich der Hohen Tauern berichtet, die 1954 begonnen, aber leider nur mit größeren Unterbrechungen weitergeführt werden konnten. Die tektonischen Fragen dieses Raumes sollten — unter Mitauswertung anderer geologischer Daten — einmal mit spezifisch tektonischen Mitteln und Methoden untersucht werden, d. h. durch systematische Strukturaufnahme und -analyse, wie sie in ähnlicher Art von CLOOS, LOTZE u. a. in außeralpinen Gebirgsbereichen durchgeführt worden sind. Dabei werden methodisch, wie Verf. (1960, 1964) darlegte, bestimmte im Gelände sichtbare und deutbare kleintektonische Formen ausgewertet, um den Charakter der nicht mehr direkt überschaubaren und daher oft problematischen Großstrukturen festzustellen und dadurch Vorstellungen über die Gebirgsbewegungen zu gewinnen.

Diese Untersuchungen hatten zwei Ziele: 1. Aus dem vorliegenden Strukturinventar sollten Anhaltspunkte über die Art der orogenen Bewegungen in der NE-Randzone der Hohen Tauern ermittelt werden, um zur weiteren Klärung der alten Frage der tektonischen Stellung des Tauern-Pennins zwischen seinen ostalpinen Rahmengesteinen beizutragen, mit anderen Worten, um zu sehen, ob und wie weit sich Deckenbau auch wirklich greifbar in vorhandenen Gefügeformen im Gelände zu erkennen gibt, „auf die man die Hand legen kann“, oder ob er nur mehr theoretisch gedacht ist. 2. Alpine Strukturen sollten mit variszischen verglichen und dabei Analogien oder Unterschiede festgestellt werden.

Hier wird vor allem auf das 1. Ziel eingegangen. Welche Bedeutung die Unterschiede der Auffassungen der Hohen Tauern als muldenartige Nische, als sattelartige Aufkuppelung, als Scherenfenster oder als Großfenster usw. in Verbindung mit Ansichten über die Position der Nordkalkalpen für die Deutung des gesamten Ostalpenbaues und seines Bewegungsbildes haben, ist bekannt und braucht hier nicht weiter ausgeführt zu werden. Wie die Diskussionen selbst innerhalb der letzten 10 Jahre zeigten, gingen die Meinungen darüber immer noch weit auseinander. Bau und Bewegung in der NE-Randzone der Hohen Tauern sind auch gerade wesentlich für eine Stellungnahme zu diesem Problemkreis.

Die Geländearbeit in der NE-Randzone der Hohen Tauern und in den südlichen Radstädter Tauern sind durch Mittel von seiten der Deutschen Akademie der Wissenschaften zu Berlin und der Deutschen Forschungsgemeinschaft, Bad Godesberg, sehr gefördert worden, wofür ich beiden Institutionen meinen besten Dank ausspreche.

### B. Die Sonderstellung der N-Randstörung der Hohen Tauern

Die nördliche Randstörung der Hohen Tauern hat mit ihrem N-Einfallen gegenüber S-fallenden Bewegungsbahnen der N-Alpen von vornherein eine Art Schlüsselstellung für die Frage der Größe der Massenverschiebungen. Denn bei

den nach N ansteigenden Schubflächen — wie sie häufig in den N-Kalkalpen vorliegen — ist nicht immer eindeutig zu entscheiden, ob es sich um einfache Überschiebungen einer Schuppe oder um Deckenbahnen mit größeren Förderlängen handelt, da in beiden Fällen der Schub von S unten kam. Die Schubweite ist dann nicht immer abgrenzbar, und vielfach bleibt offen, ob eine Verankerung der Schubkomplexe zur Tiefe nach S hin besteht oder nicht (Abb. 1, Fig. a). SCHMIDT-THOMÉ (1962, S. 253—254) hat daher ganz mit Recht darauf hingewiesen, daß auf Grund der Verhältnisse in den N-Kalkalpen eine Aussage über deren Gesamtposition und damit über das Ausmaß der Deckenbewegungen in den Ostalpen nicht recht möglich sei.

Wohl aber kann eine nach N einfallende Überschiebungsbahn, an der ältere auf jüngeren Schichten lagern — wie z. B. am N-Rand der Hohen Tauern —, bei Berücksichtigung der Vergenz eine Antwort über die Größenordnung der Ver-

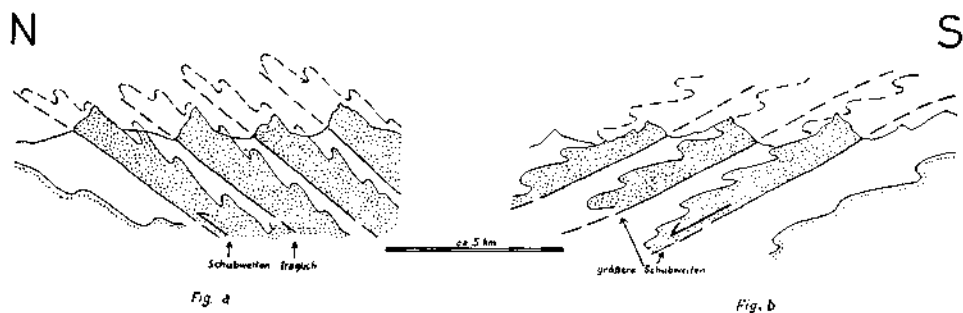


Abb. 1: N-vergente Überschiebungsflächen, die ältere Gesteine über jüngere transportierten, gestatten bei Anstieg nach N (Fig. a) nicht oder nur bedingt den Nachweis größerer Massenverschiebungen, der sich i. a. aber bei Einfallen derartiger Bewegungsbahnen nach N ergibt (Fig. b).

schiebung liefern. Dabei würde der Nachweis von N-Vergenz in den älteren überschobenen Serien deren Bewegung von S oben erkennen lassen, also eine Überwanderung der unterlagernden jüngeren Gesteine auf größere Strecken, und damit wäre Fernschub bestätigt (Abb. 1, Fig. b), im Falle von S-Vergenz aber nicht. So liegen in der Zone der nördlichen Randstörung der Hohen Tauern untersuchungsmethodisch entscheidende Stellen, „Angelpunkte“ im Hinblick auf Deckenfragen.

### C. Beobachtbare Hauptstrukturen im Grenzbereich der nordöstlichen Hohen Tauern und der südlichen Radstädter Tauern

Im Bereich der gesamten nordöstlichen Grenzzone der Hohen Tauern zwischen Zell am See und Lieserhofen bei Spittal können nach Art der tektonischen Gestaltung drei Abschnitte unterschieden werden (Abb. 2, unten rechts): 1. der N-Rand zwischen Zell am See und Draugstein, 2. der NE-Rand (im engeren Sinne) vom Draugstein bis St. Michael und 3. der E-Rand von St. Michael bis Lieserhofen.

Abb. 2: Tektonische Übersicht des Raumes der nordöstlichen Hohen Tauern und der Radstädter Tauern (etwas ungezeichnet nach Kartendarstellungen von TOLLMANN 1963, Tafel 4). Die meisten Lokalitäten der nachfolgend abgebildeten Strukturen sind in dieser Kartenskizze eingetragen.

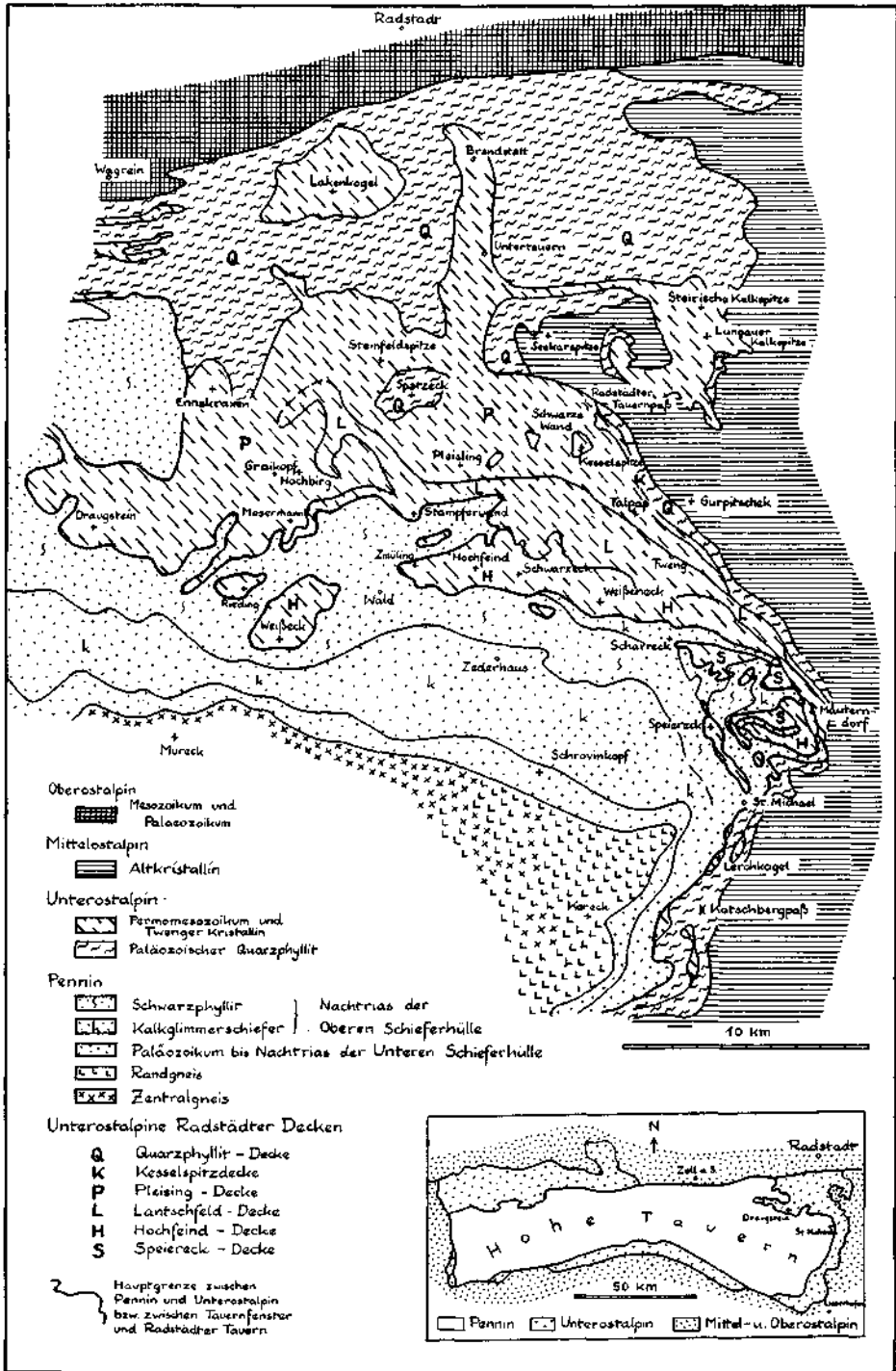


Abb. 2

Innerhalb der gesamten nordöstlichen Grenzzone der Hohen Tauern sind, wie im allgemeinen in den Alpen, die Lagerungs- und Strukturverhältnisse durch mehrere gebirgsbildende Vorgänge gestaltet worden. So wurden u. a. die bei der Hauptorogenese entstandenen einheitlichen Strukturen noch überprägt und kompliziert; es kamen Mischformen zustande. Speziell am N-Rande der Hohen Tauern wurden, offenbar infolge ihres Aufsteigens und starker Pressungen, weithin sekundäre Versteilungen der s-Flächen und steile Auffaltungen hervorgerufen (vgl. Abb. 23), und an ihrem E-Rande bildeten sich kleine W-vertgente Knickfalten mit N—S-Streichen, also eine Quersaltenart (vgl. Abb. 24).

Im Gegensatz dazu ist im Grenzbereich der nordöstlichen Hohen Tauern und der südlichen Radstädter Tauern, zwischen Draugstein und St. Michael (Abb. 2), der durch die austrische Hauptgebirgsbildung an der Wende der Unter- zur Oberkreidezeit geschaffene Baucharakter noch weitgehend in seiner ursprünglichen Form erhalten geblieben, offenbar weil er hier nur relativ geringen nachträglichen Veränderungen unterworfen worden ist. Hier sind größtenteils noch die flachen Positionen der Schichtenlagerung und der Bewegungsbahnen sowie der Schieferungs- und Faltenmittelebenen vorhanden. Insbesondere der Raum der südlichen Radstädter Tauern macht den Eindruck eines „toten Winkels“ für spätere orogene Einflüsse, wo nachträgliche Versteilungen und Verformungen schon bestehender tektonischer Elemente kaum eintraten. So ist dieser Raum für eine Ermittlung des primären Großbau-Charakters am Tauernrand besonders geeignet, da in seinem Strukturinventar vor allem r e i n e T y p e n zu erwarten sind, die Rückschlüsse auf diesen ursprünglichen Baucharakter zulassen, während Mischtypen zurücktreten.

Auch das mehrfache Vorkommen strukturträchtiger Wechsellagerungen und die großartige Aufgeschlossenheit speziell der südlichen Radstädter Tauern begünstigen tektonische Forschungen.

Von dem Grenzgebiet der Hohen und der Radstädter Tauern haben vor allem KOBER, W. SCHMIDT und CLAR die geologischen Grundlagen gegeben, und in letzter Zeit hat hier TOLLMANN mit ausgezeichnetem Gesteinskenntnis und glücklichen Fossilfunden größere Spezialkartierungen durchführen können. Durch eingehende stratigraphisch-fazieskundliche Vergleichsstudien und einige wichtige tektonische Beobachtungen und Profilrekonstruktionen waren diese wertvollen Ergebnisse der früheren Arbeiten erzielt worden. Die ausgesprochene „Not der Beweisführung“, die zuvor in diesem Gebirgsraum durch den Fossilmangel, die dadurch bedingte stratigraphische Unsicherheit, durch die Wiederholungen gleichartiger Fazies (z. B. der „Pyritschiefer“ und der Dolomite) in mehreren stratigraphischen Horizonten und durch die Mannigfaltigkeit der tektonischen Deformationen einschließlich der metamorphen Erscheinungen vorlag, ist durch die genannten Forschungen weitgehend gemildert worden.

Dennoch bestanden für eine Strukturanalyse und eine daraus abzuleitende großtektonische Deutung immer noch ausreichend Schwierigkeiten. Vor allem hatte sich durch die Gefügeaufnahme im Gelände der südlichen Radstädter Tauern zunächst eine Problematik für die Strukturanalyse dadurch gegeben, daß eine Vielfalt der tektonischen Formen und Richtungen sichtbar wurde, die es zu gliedern galt, speziell um die wesentlichen, der Hauptgebirgsbildung entsprechenden Formen von den diese nur modifizierenden oder zusätzlichen, im Großbau also unwesentlichen Prägungen zu unterscheiden.

---

Abb. 3: Fließfalten mit Kalzitlinsen im Kalkglimmerschiefer. Lagerung (hier entsprechend der Parallelschieferung):  $67/23^{\circ}$  NW; Faltenachse und Striemung:  $134/20^{\circ}$  NW. Steinbruch 2 km SE Zederhaus-Dorf.

Abb. 4: Fließfalten im Chloritphyllit mit Marmorlagen, der Parallelschieferung und mehrere Striemungsrichtungen zeigt. Lokalität wie bei Abb. 3.



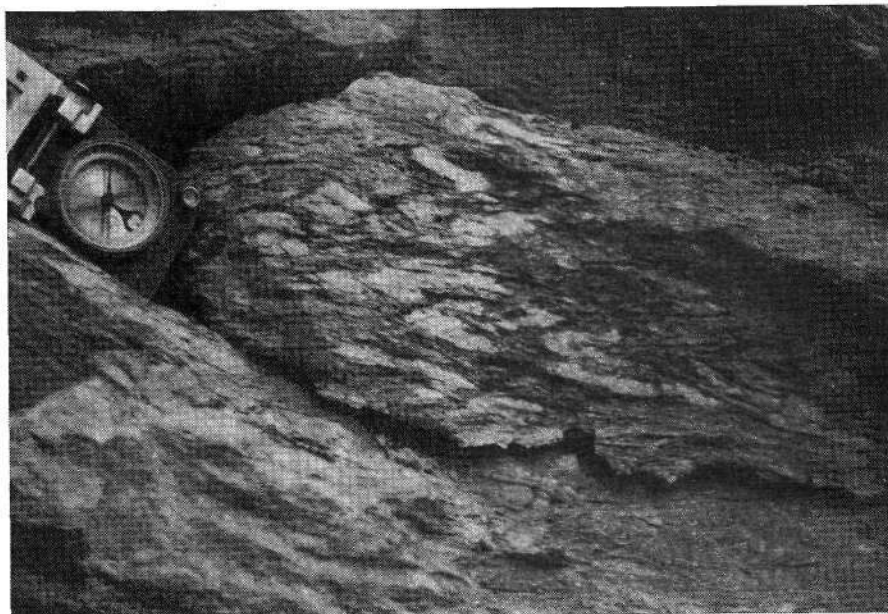


Abb. 3

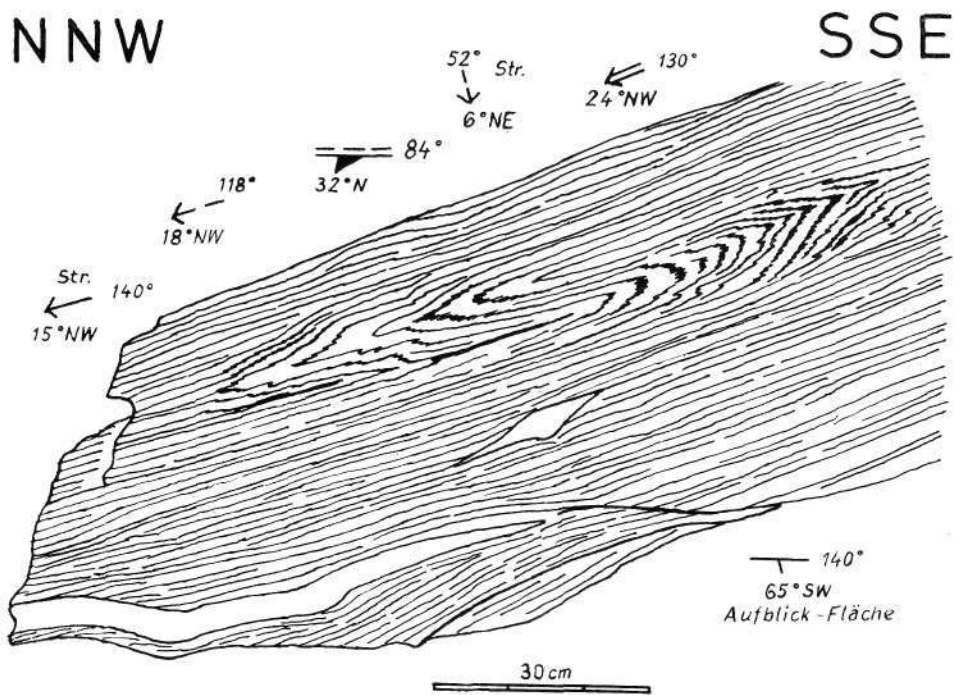


Abb. 4

Welcher Art sind nun die tektonischen Formen im Bereich der nordöstlichen Hohen Tauern und der angrenzenden südlichen Radstädter Tauern, speziell in den Bergen am Rieding- und Zederhaustal und südlichen Taurachtal? Nur wenige, aber wesentlich erscheinende Strukturbilder aus dem Grenzbereich Pennin—Unterostalpin können hier betrachtet werden.

Hierbei sind 1. die Strukturen im Tauern-Pennin, 2. die der Grenze Pennin-Unterostalpin und 3. die Formen im Unterostalpin der südlichen Radstädter Tauern zu unterscheiden. Die dort im Penninbereich auftretenden Serien mit grauen und grünen Phylliten und Kalkglimmerschiefern dürften vorwiegend jurassisches und wohl noch unterkretazisches Alter haben. Die Gesteine des unterostalpinen Rahmenkomplexes umschließen Altkristallin, paläozoischen Quarzphyllit, etwas Perm und vor allem Mesozoikum bis zur Unterkreide einschließlich (CLAR, 1937; TOLLMANN, 1958, 1963).

### 1. Strukturen im nordöstlichen Tauern-Pennin

Die dunkel- und hellgrauen und grünen Phyllite, blaugrauen Kalkglimmerschiefer und hellen Quarzite des Pennins haben im Zederhaustal recht gleichbleibende Lagerung mit  $\pm$  E—W-Streichen und Einfallen um  $45^\circ$  und weniger nach N. Es sind liegende Falten mit Wellenlängen bis zu einigen Metern zu beobachten, ferner vor allem Strömungen und Runzelungen. Die B-achsialen Elemente zeigen im allgemeinen herzynisches (WNW—ESE-)Streichen und vorwiegend nordwestliches Gefälle; jedoch am E-Rand der Hohen Tauern bei St. Michaël und am Katschbergpaß fallen die Achsen flach nach ESE unter das Ostalpin ein. Die oft isoklinalen, liegenden Falten im Pennin haben z. T. den Charakter von Fließfalten, die auf  $\pm$  flache Massenverschiebungen unter größerer Belastung hinweisen (Abb. 3 und 4). Stellenweise sind kurze, nach N überhängende Faltenteile zu beobachten, die zuweilen transversal geschiefert sind, während auf den langen nordwärts einfallenden Faltenflügeln die Schieferung mit der Schichtung geht. Die nach N überhängenden Schichtenbiegungen sprechen für nach N eintauchende Sättel (Abb. 5 und 6). Im allgemeinen ist Parallelschieferung im Pennin kennzeichnend. Neben den typischen liegenden Falten des Pennin finden sich nicht selten  $\pm$  steile Schubklüfte mit Kleinstfalten (ca. 5 bis 10 cm Wellenlänge) gekoppelt, die z. T. nach S vergieren (vgl. Abb. 21 und 22).

Die  $\pm$  flach nach NNE eintauchenden Faltenmittelebenen im Pennin haben im allgemeinen eine Position wie die Grenzfläche gegen das überschobene Unterostalpin, was auf gemeinsame Gestaltung mit dieser großen Bewegungsbahn hinweist.

### 2. Gefüge an der Grenze Pennin—Unterostalpin

Die Grenze Pennin—Unterostalpin ist besonders interessant. Zwischen diesen beiden Größeneinheiten finden sich stellenweise tektonische Mischgesteine, wie z. B. die gestreckten Kalk- und Dolomitstücke im Phyllit an der SW-Seite des Zederhauser Weißecks. Andererseits bestehen auch durch scharfe Abgrenzung gekennzeichnete Kontakte zwischen den Phylliten des Pennins und den festeren Marmoren und Dolomiten des Unterostalpins. An der SE-Seite des Weißecks zeigen die Triasmarmore an ihrer N-fallenden Basis über Tauernphylliten nach N absteigende und vergierende kleine Faltensättel (Abb. 7). Auch an der SE-Seite des Hochfeinds ist durch feine Schlepplungsgefüge im Phyllit die N-Abwärtsbewegung des überlagernden Triasdolomits angedeutet (Abb. 8).

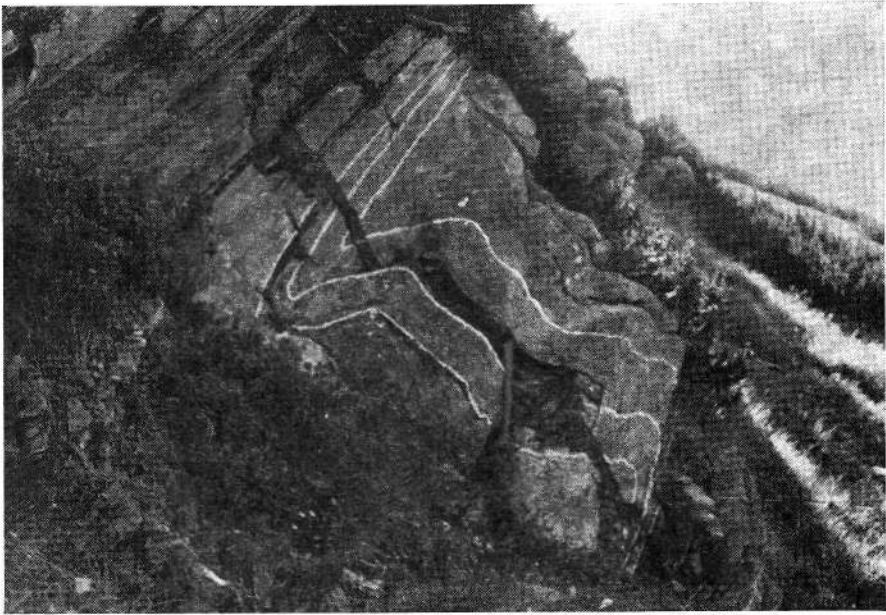


Abb. 5: Tauchsattel in penninischem Marmor (Lagerung im oberen Teil:  $150/61^\circ$  NE, Faltenachsen und Striemung:  $133/15^\circ$  NW). Fels am W-Abhang des Zmüling nordöstlich von Wald.

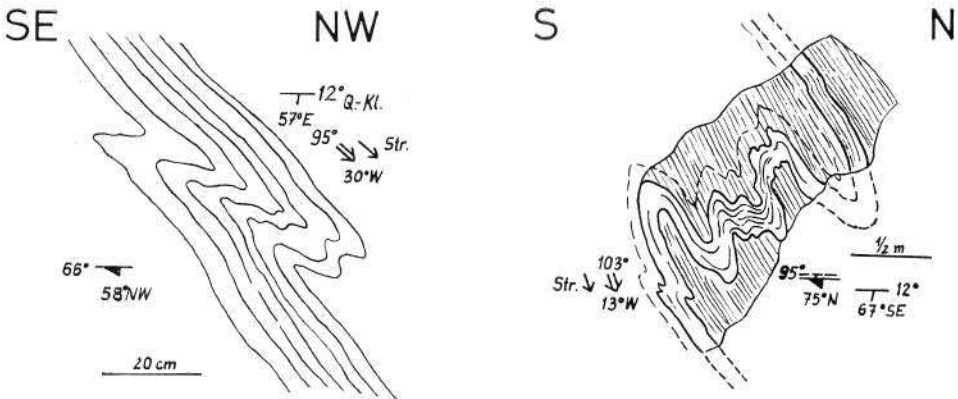


Abb. 6: Nach N tauchende Sättel in Kalkphylliten und Marmorlagen der penninischen Schieferhülle an der S-Seite des Zederhauser Weißecks (Weißkarl).

Abb. 7: Oben: Auflager des Unterostalpins mit Marmor (Anis) und Dolomit (Ladin) auf Pennin mit Grünphyllit. W-Seite der Seewand im S der Hölle, ca. 800 m S östlich Weißeckgipfel. Unten: Nach N gerichtete Kleinfalten an der Grenze Pennin-Unterostalpin (a = Grünphyllit, b = schwarz-gelb gebänderter Marmor, c = schwarzer feingeschichteter Marmor, d = gelbgrauer Triasdolomit).

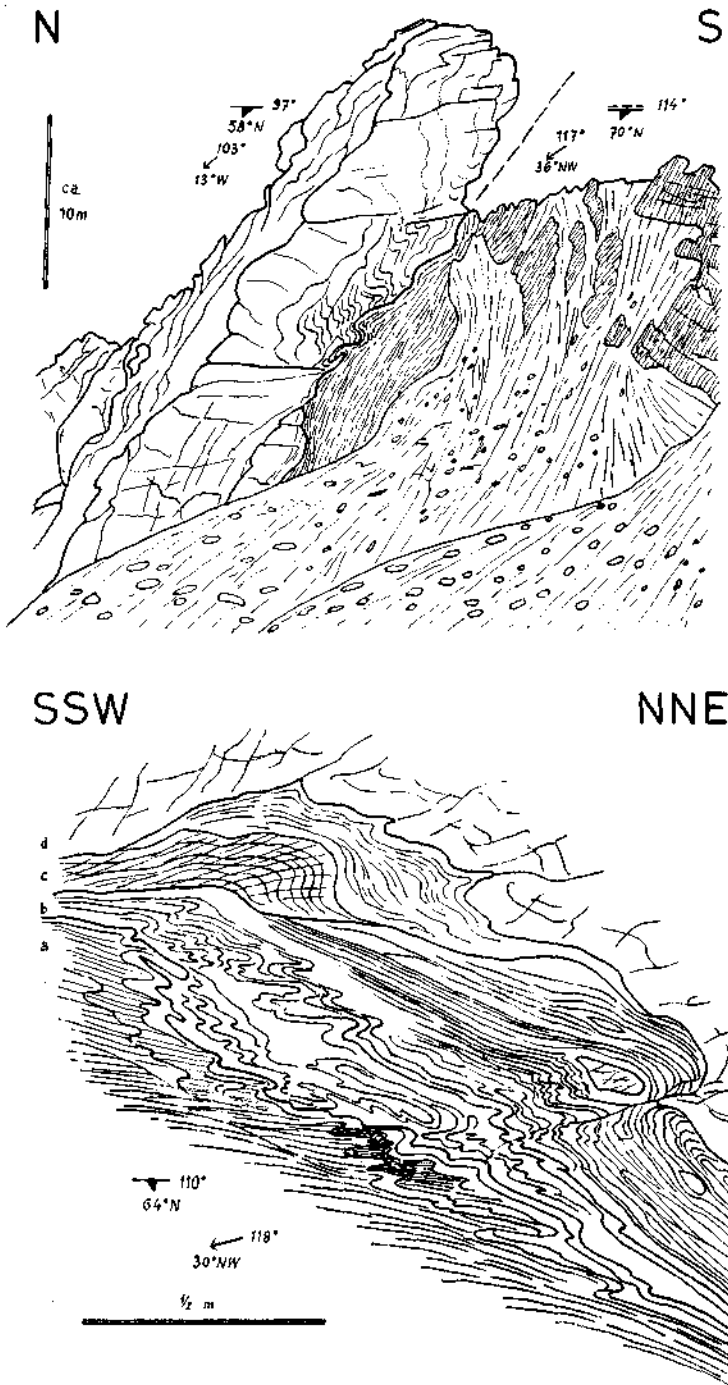


Abb. 7 (Erläuterung auf der vorhergehenden Seite).

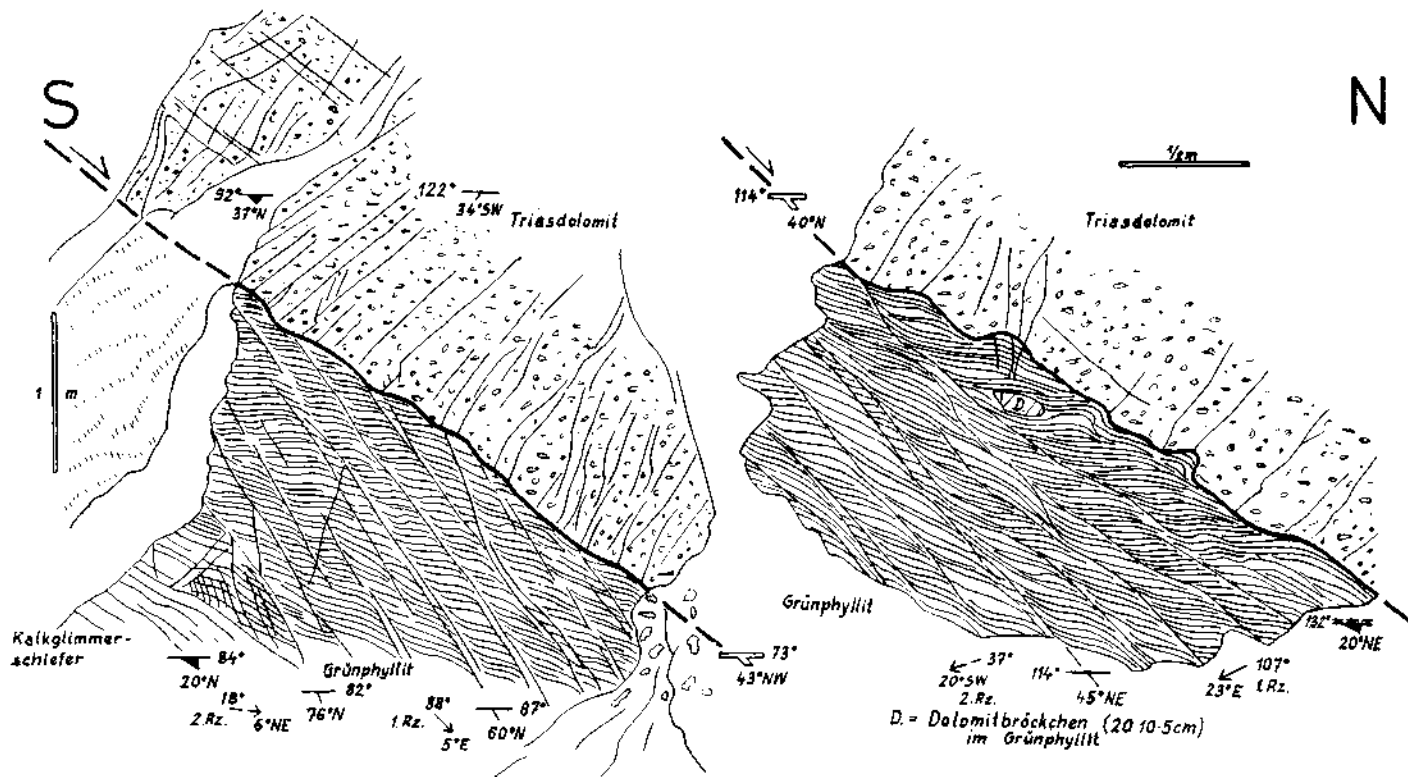


Abb. 8: Schleppungen des Grünphyllits an zahlreichen Schubflächen zeigen Bewegung der höheren Gleitbretter gegenüber den tieferen nach N unten an und damit die gleiche Schubrichtung des auflagernden kompakt erscheinenden, aber in sich brekziös zertrümmerten Triasdolomits. Im Phyllit gibt es zwei Runzelungen. SE-Seite des Hochfeinds (Wastlkarl).

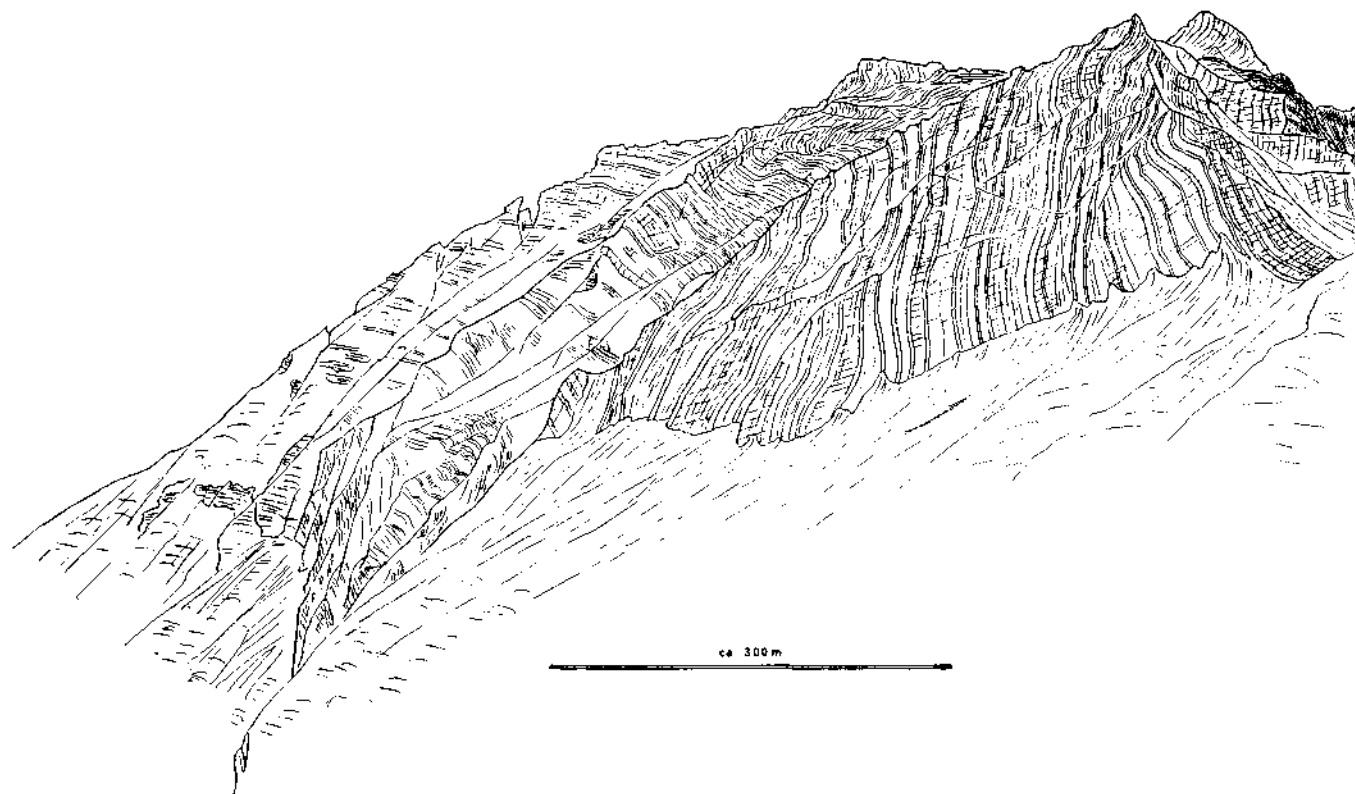


Abb. 9: Ansicht des Hochfeindsattels von E aus dem Gödernierkar. Die flach S fallende Schieferungsklüftung in den steil S fallenden Hauptdolomitlagen des überkippten Sattelflügels ist gut erkennbar.

### 3. Strukturen im Unterostalpin der südlichen Radstädter Tauern

Die Schichtlagerung in diesem Unterostalpin zeigt im Durchschnitt WNW—ESE- oder W—E-Streichen und meist flaches,  $\pm$  nördliches Einfallen, was mit der Auflagerungsfläche auf dem Pennin im wesentlichen harmonisiert. Auch NE—SW- und N—S-Streichen sind zu beobachten. Speziell bei S-Fallen der Schichten im Unterostalpin erscheinen diese jedoch durch ihre N-fallende Basalüberschiebung diskordant abgesichert gegen das unterlagernde Pennin (CLAR, 1937, S. 294—296). Weithin lagern die Schichtfolgen  $\pm$  flach und scheinbar kaum gestört. Sie sind jedoch von bedeutenden flachen Bewegungsbahnen durchzogen und z. T. auch kräftiger gefaltet.

Nach den ersten tektonischen Großgliederungen des Unterostalpins der Radstädter Tauern wurde später von CLAR (1937) und TOLLMANN (1958, 1963) eine detaillierte Gliederung in mehrere Decken gegeben: 1. Speiereck-, 2. Hochfeind-, 3. Lantschfeld-, 4. Pleisling-, 5. Kesselspitz- und 6. Quarzphyllit-Decke (vgl. Abb. 2).

NNW

SSE

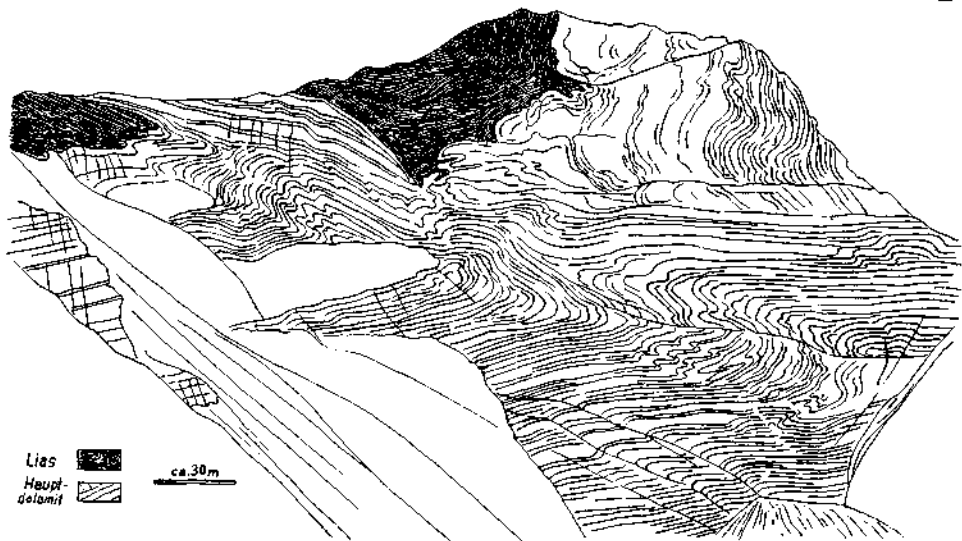


Abb. 10: N-vergente Verfaltungen und Verschiebungen im Gipfelbereich des Hochfeinds. Ansicht von W von der Gugl-Spitze.

Die Deckenkörper sind teils aus kompakten faltungsfeindlichen Gesteinskomplexen (z. B. Wettersteindolomit), teils aus faltungsfreundlichen Wechsellagerungen (z. B. dünnbankige Dolomite, Kalke und Tonschiefer verschiedener Stufen) aufgebaut. Erstere bedingen die stabil erscheinende Lagerung, und in letztgenannten sind mehrfach kleine und große schöne Faltungerscheinungen entwickelt. Einige größere Formen waren schon früher bildlich wiedergegeben worden. Von solchen, hauptsächlich den inneren Bau der unterostalpinen Decken charakterisierenden, z. T. großartig ausgeprägten, z. T. kleinen Strukturformen seien im folgenden einige typische abgebildet, wobei von südlichen zu nördlichen Deckeneinheiten vorgegangen wird.

a) Im Hochfeind-Weißeck-Zug sind überkippte bis liegende N-vergente Falten in verschiedenen Dimensionen aufgeschlossen. Im Hochfeind selbst liegt ein großer überkippter Hauptdolomitsattel vor, dessen Scharnier in flache Schuppen

aufgelöst ist, die in Liasschichten vordringen und sie einmulden (Abb. 9 und 10) (vgl. auch CLAR 1937, Fig. 21). Im überkippten Sattelflügel des Hochfeinds ist unten die Muldenumbiegung schon angedeutet, aus der sich im südöstlichen Fortstreichen die große liegende Hauptdolomit-Rhät-Lias-Muldenstruktur des Schwarzecks entwickelt, mit 1 km Länge die größte geschlossen sichtbare tektonische Form dieses Raumes (Abb. 11). Im Typ analoge kleine Formen mit horizontaler oder flach nach N einfallender Schieferung finden sich im NE des Weißeneckgipfels örtlich entwickelt in dort sonst kaum gefalteten Dolomitbänken (Abb. 12).

b) Im Bereich der Lantschfeld-Decke zeigt die Stampferwand in ihren triadischen Schichten einen großen, nach N eintauchenden Sattel und eine im S endende Mulde und beweist damit den nach N eintauchenden, also ultravergenten Faltenbau (Abb. 13). Liegende Falten mit flachen Schieferungsebenen in gut geschichtetem Partnachdolomit sind trefflich und zahlreich im N der Taferlscharte zu beobachten (Abb. 14). Die Faltenachsen streichen hier — ähnlich wie in der Hochfeind-Decke — herzynisch.

c) Innerhalb der im N auflagernden Pleisling-Decke hingegen verlaufen die Faltenachsen, wenigstens in deren W-Teil, vorwiegend erzgebirgisch (NE—SW) bis rheinisch (NNE—SSW) und z. T. sogar N—S. Am Hochbirggipfel sind derartige Falten, die von E nach W bewegt sind, zu sehen (Abb. 15). Diese tektonischen Verhältnisse im Zuge der Hochbirg-Schliererkarmulde wiederholen sich ca. 1 km weiter westlich in der Graikopfmulde. Auch hier sind nach W bewegte liegende Falten am N- und S-Hang des Graikopfes in Partnachschichten vorzüglich aufgeschlossen und mit intensiver Schieferungsklüftung gekoppelt (Abb. 16). Im ca. 1 km westlich liegenden Neukarseegebiet gibt es in Skythquarziten und anisichen Kalken und Dolomiten enggepreßte liegende Falten (Abb. 17). Hier in diesen  $\pm$  NW bewegten Schubformen entdeckte W. SCHMIDT (1924) sein „Neukarsystem“.

Im östlichen Bereich der Pleislingdecke wurden von TOLLMANN (1956) vier große Mulden und drei dazwischenliegende Sättel festgestellt. N-Bewegung ist hier besonders gut in dem klassischen Aufschluß an der Schwarzen Wand südlich vom Radstädter Tauernpaß in ladinischen und karnischen Dolomit- und Tonschiefer-Wechselagerungen zu erkennen (Abb. 18). Ferner finden sich Falten dieses Typs, aber offenbar mit tauchenden Sattelscharnieren, in plattig-bankigen Skythquarziten nordwestlich Tweng (Abb. 19).

Hier im östlichen Bereich der Pleisling-Decke haben die Faltenachsen und Strömungen, ganz im Gegensatz zum W-Teil dieser Decke nördlich vom Mosermannl, hauptsächlich E—W-Verlauf. Das Achsenstreichen der liegenden Falten schwankt innerhalb der Pleisling-Decke also zwischen N—S- und E—W-Richtungen. Trotzdem gehören diese liegenden Falten, wie die der tieferen Decken, dem Hauptfaltentyp dieses Raumes und damit ein und demselben Gestaltungsvorgang an.

d) In den nach NE auflagernd folgenden Kesselspitz- und Quarzphyllit-Decken treten auch wieder NW—SE-streichende Falten auf.

Damit sind einige der wichtigsten Formen im Pennin und Unterostalpin im NE-Randbereich der Hohen Tauern betrachtet, wobei insbesondere die liegenden Falten und die differentielle Durchbewegung des Gesteinsmaterials auf stärkere Belastung (vgl. CLAR 1937, S. 297) durch übergleitende Gesteinsmassen hinweisen.



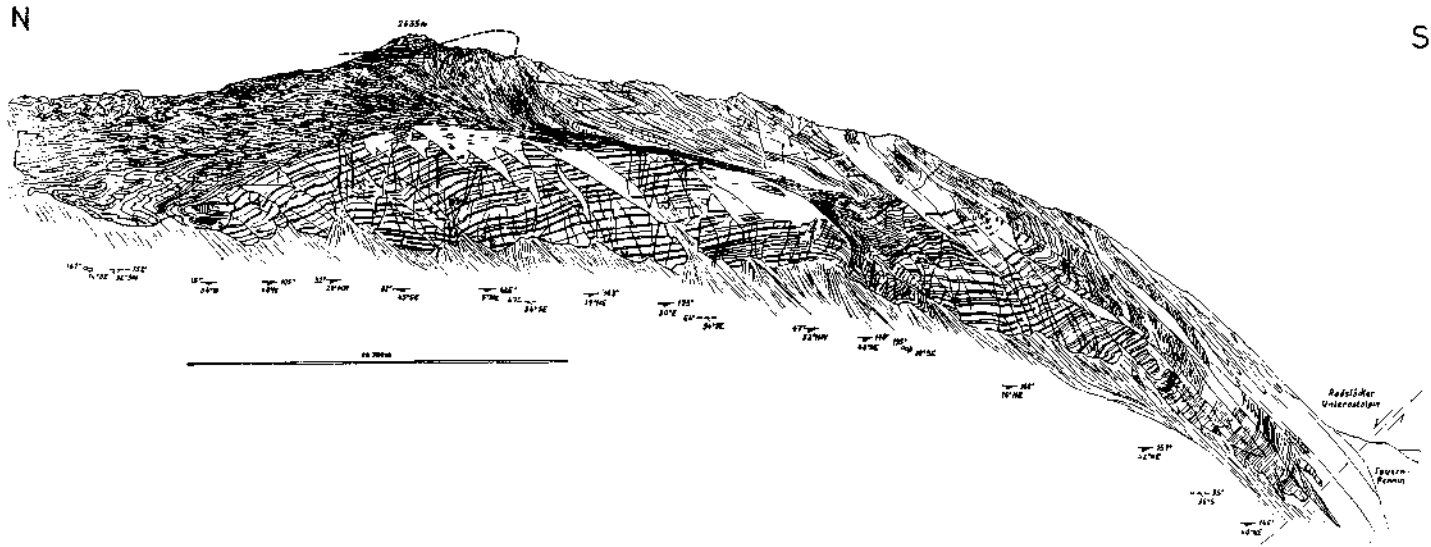


Abb. 11: Schwarzeckmulde von W gesehen. Dunkle Liasschiefer und -brekzien bilden den im S zweispitzig endenden Muldenkern und Hauptdolomitschichten den liegenden und den nach N überschlagenen hangenden Flügel einschließlich der Gipfelpartie. Die tektonischen Merkmale (Lagerung, Schieferung, Faltenachsen) sind an der Fußlinie der Gesamtstruktur aufgenommen. An der S-Seite der Schwarzeckmulde liegt die Hauptüberschiebung des Unterostalpins auf das Tauern-Pennin.

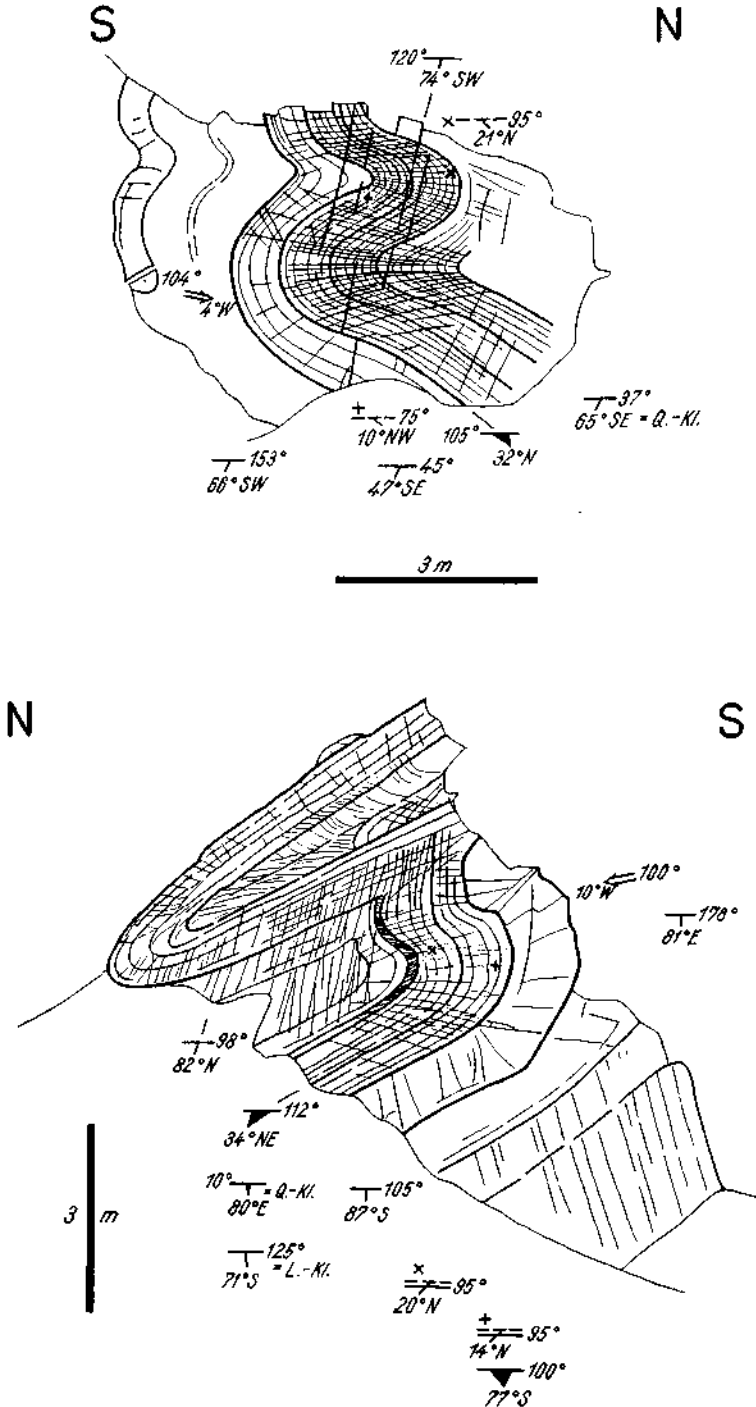


Abb. 12: Flache Faltung und Schieferung und ± steile Klüftungen im Hauptdolomit am NE-Grat des Weißbeks (N-Seite) südwestlich Tweng.

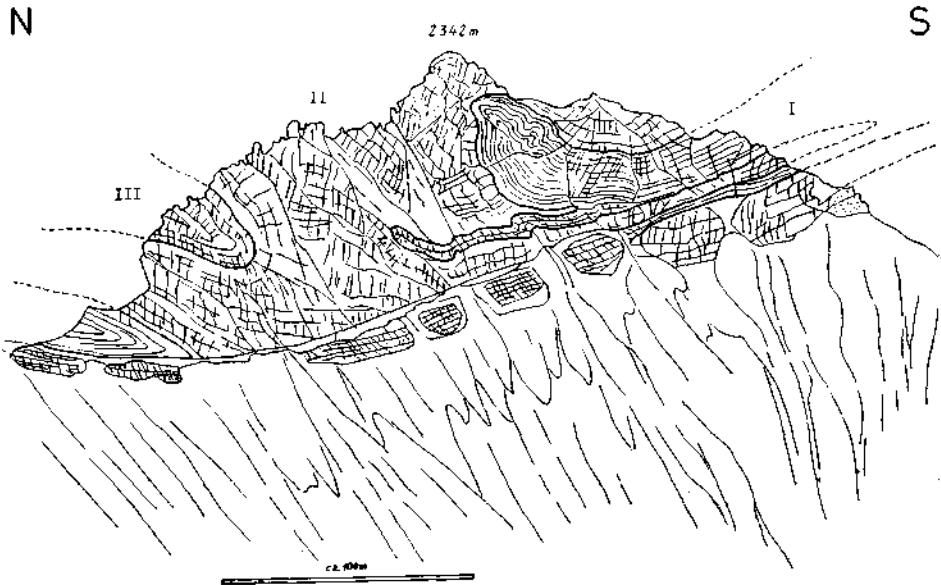


Abb. 13: W-Seite der Stampferwand: I: Sattel aus Gutensteiner Kalk (Anis), II: Hauptmasse des Wettersteinkalkes (Unterladin), III: Mulden aus bankigem Dolomit (Oberladin) (vgl. TOLLMANN 1958, Tafel VIII).

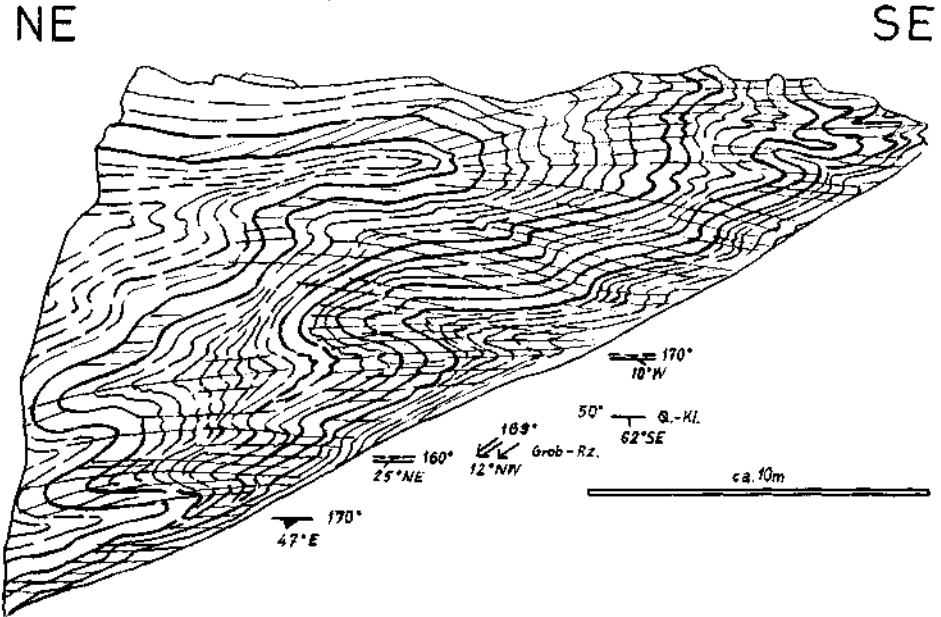


Abb. 14 a

Abb. 14: NE-vergente Faltung in gut gebankten Partnachsichten, ca. 1,25 km NNW der Stampferwand. Fig. a: Liegende Falten und Schieferungsflächen. Fig. b: Sattel mit Schieferungsklüften (NE ist links). Fig. c: Doppelmulde (NE ist rechts); Achse und Striemung: 133°/12° NW.



Abb. 14 b



Abb. 14 c

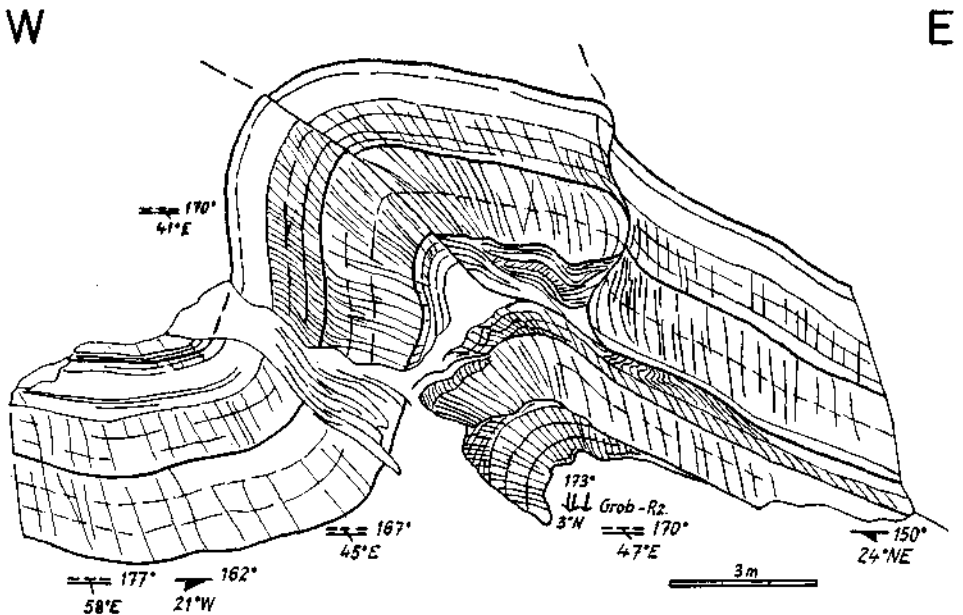
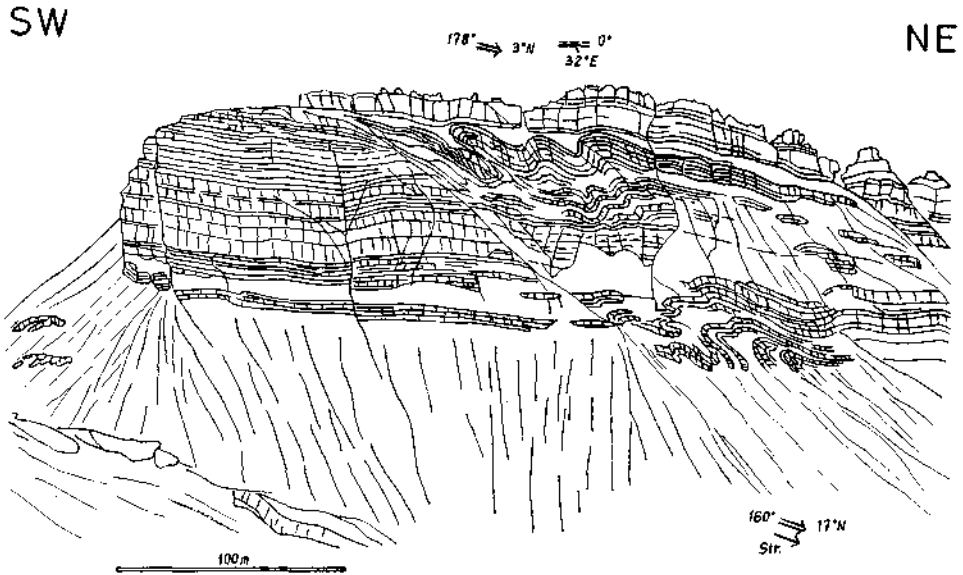


Abb. 15: Oben: Hochbirg (SW- und Zentralteil) von SE gesehen. Oben disharmonische Anschoppung von Falten in karnischem Dolomit unter Tonschieferlager, unten Verfallung von Partnachschichten.

Unten: Nordöstlicher Sattel der drei angeschoppten Sättel im oberen Teil des Hochbirg mit fächerförmiger Schieferungsklüftung und zwei Untervorschiebungen.

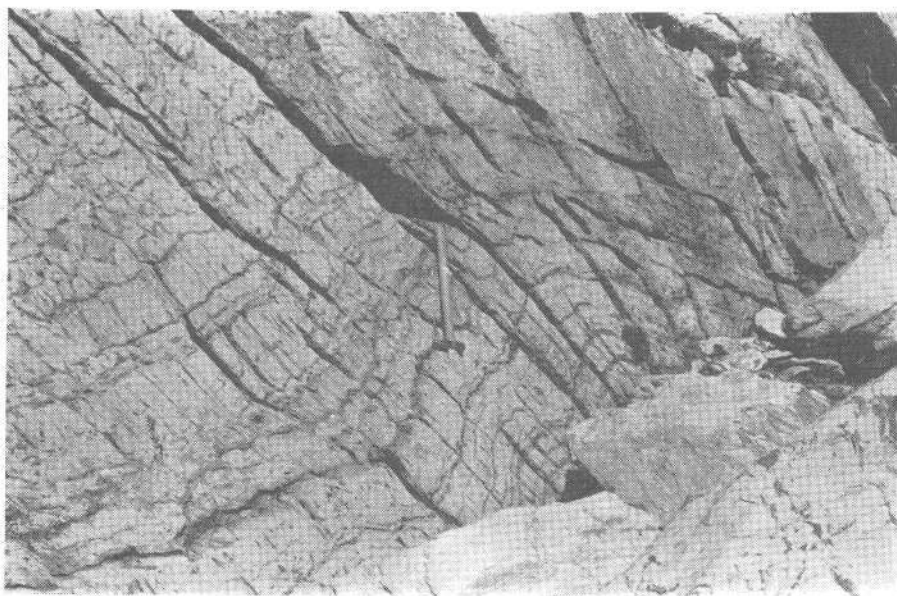
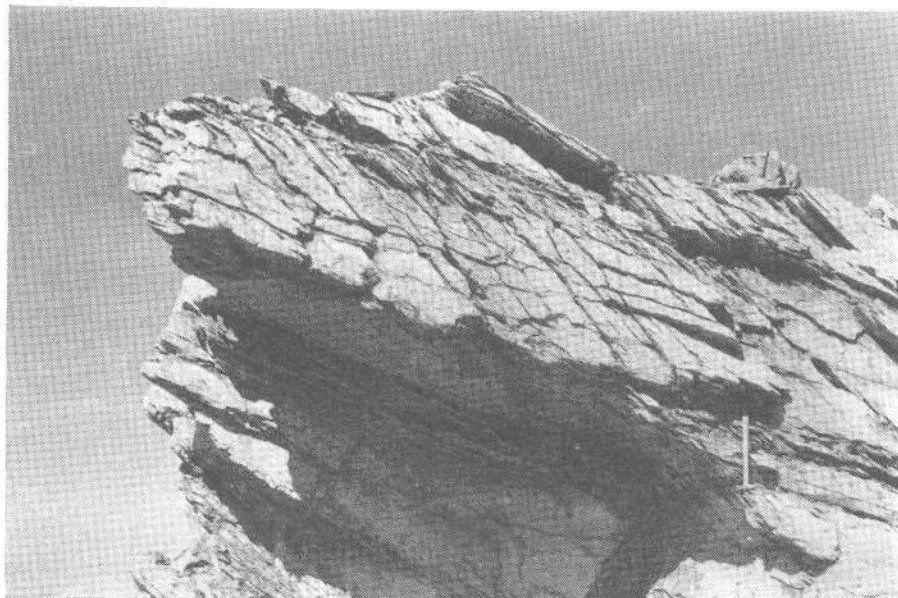


Abb. 16: Oben: Schieferungsklüfte ( $s_1 = 18^\circ/48^\circ \text{ E}$ ) in Partnachsichten ( $ss = 17^\circ/13^\circ \text{ E}$ ) am Graikopfgipfel.  
 Unten: Sattel ( $B = 3^\circ/4^\circ \text{ N}$ ) mit Schieferungsklüftung ( $s_1 \sim 7^\circ/50^\circ \text{ E}$ ) in Partnachsichten der S-Seite des Graikopfes (W links, E rechts).

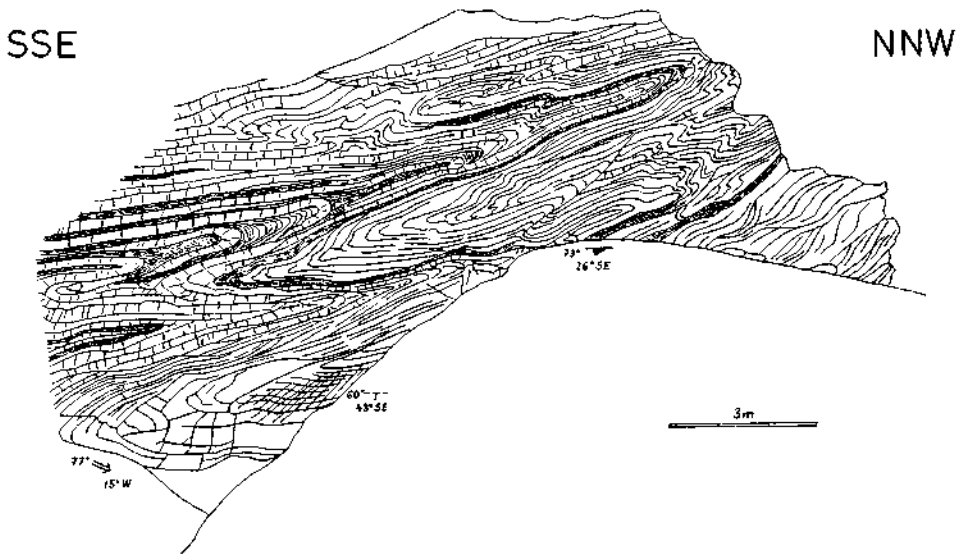


Abb. 17: Liegende Falten in Wechsellagerungen des Oberanis-Dolomits. Fels im SW des Neukarsees.

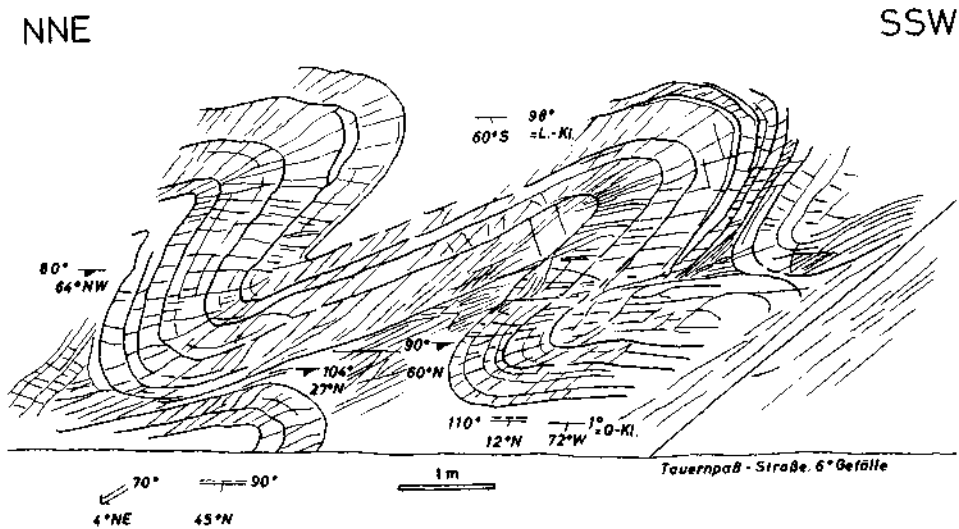


Abb. 19: Falten mit fächerförmiger Schieferungsklüftung im Lantschfeldquarzit (Skyth) nahe der Basis der Pleisling-Decke. Twenger Talpaß (Hohe Brücke), E-Böschung der Straße bei km 26,6.

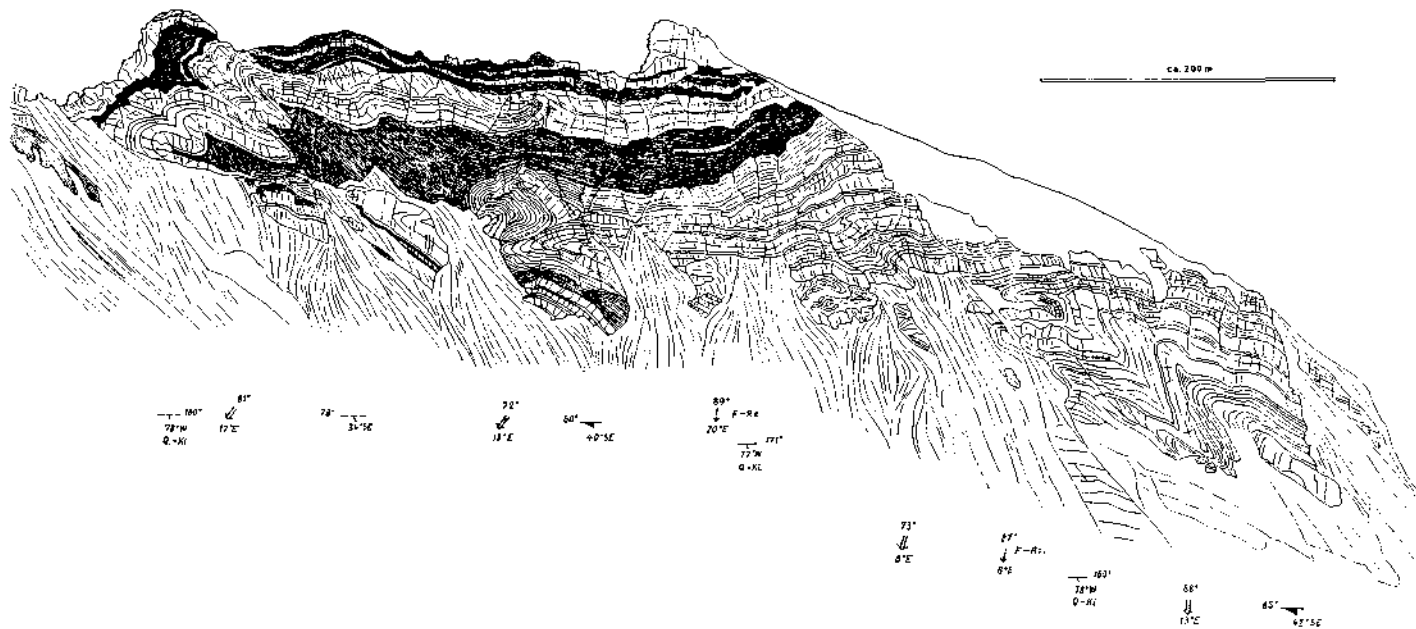


Abb. 18: N-Bewegung in der Schwarzen Wand (südlich vom Radstädter Tauernpaß) mit Wechsellagerungen von Partnachdolomitschichten im Sattelkern und karnischen Dolomiten und Tonschiefern.



## D. Zur tektonischen Analyse: Die Unterscheidung von Leitstrukturen und Nebenstrukturen

Die abgebildeten NE- bis NW-vergenten, überkippten, liegenden oder tauchenden, z. T. von Schieferung begleiteten Falten sowie die  $\pm$  nordwärts einfallenden Schubstörungen gehen nach Position, Verlauf und Gestaltung parallel mit den durch Kartierung ermittelten oder angedeuteten tektonischen Großformen, den ausgedehnten liegenden Falten und Deckenkörpern bzw. -bahnen, entsprechen ihnen also armäßig, ganz im Gegensatz zu einigen anderen Gefügen des gleichen Raumes (s. u.). Die geometrische Beziehung zwischen diesen beobachteten, relativ kleinen Strukturen und den tektonischen Großformen ergibt sich aus dem genetischen Zusammenhang beider, d. h. sie ist die Folge der gemeinsamen Prägung der Gefüge beider Dimensionen durch die gleiche tektonische Beanspruchung, und zwar durch die orogene Hauptbewegung.

In diesem direkt sichtbaren Kleingefüge spiegelt sich daher der infolge seiner Ausdehnung nicht oder nur unvollkommen übersehbare und dadurch zuweilen problematische Großbau in seinem Verlauf wie in seiner Gestaltungsweise wider. Derartige Kleinstrukturen — und zwar nur solche — ermöglichen somit die Erkennung und Deutung der Großtektonik, d. h. der Großformen und der sie schaffenden Hauptbewegungen, und sie sind in diesem Sinne leitende Strukturen. Sie stellen wie die Großstrukturen Hauptformen der Gebirgsbildung dar. Die leitenden Kleinstrukturen sind daher im allgemeinen auch viel stärker verbreitet und größer und vollkommener entwickelt als die anderen Kleingefüge ihres Gebietes.

Außer den relativ zahlreich anzutreffenden, wohlausgeprägten,  $\pm$  flach nach N gerichteten Falten und Überschiebungen, den Leitformen in den südlichen Radstädter Tauern, finden sich, seltener und kleiner, noch andersartige Strukturtypen, die in dem Großbau ungewöhnlich sind, sich ihm nicht harmonisch einfügen oder sich zu ihm sogar widersinnig verhalten. Solche Gefüge sind z. B. flache S-Überschiebungen (Abb. 20), ferner steile wechsellergente Schubklüfte und Falten (Abb. 21), Untervorschiebungen (vgl. Abb. 15 b), aufrechte (vergenzlose) oder schiefe, im Hauptstreichen oder quer dazu verlaufende Formen (Abb. 22—25), ferner verschiedenartige Bruchflächen und noch andere Strukturen. Alle diese Gefüge — deren spezielle Kinematik hier nicht behandelt werden kann — kommen entsprechend ihrer mehr lokalen Ausbildung und meist geringen Intensität nicht in der großen Dimension zum Ausdruck, d. h. sie spiegeln sich im Großbau selbst nicht wider. Sie verändern ihn nur geringfügig, bedeuten darin also Abweichungen. Da diese Kleinstrukturen ihrer Art nach keine gestaltlichen Übereinstimmungen oder Beziehungen zur Großtektonik zeigen, haben sie geringere Bedeutung und sind als Nebenformen anzusehen.

Bei der Strukturanalyse ist daher methodisch besonderer Wert auf die Ermittlung der Leitstrukturen zu legen; denn sie haben die entscheidende Bedeutung bei der Klärung der Großtektonik (Verf. 1964).

Erst jetzt, nachdem eine gewisse Übersicht über das sehr mannigfaltige Gefügeinventar in den südlichen Radstädter Tauern gewonnen ist, läßt sich auch dort feststellen, was Leitstrukturen und was Nebenformen sind, d. h. welche Gefüge im Hinblick auf die Deutung des Großbaues wesentlich erscheinen und welche nicht.

Die tektonische Analyse der beobachteten Formen und Richtungen führte zu einer Gliederung nach folgenden Gestaltungstypen:

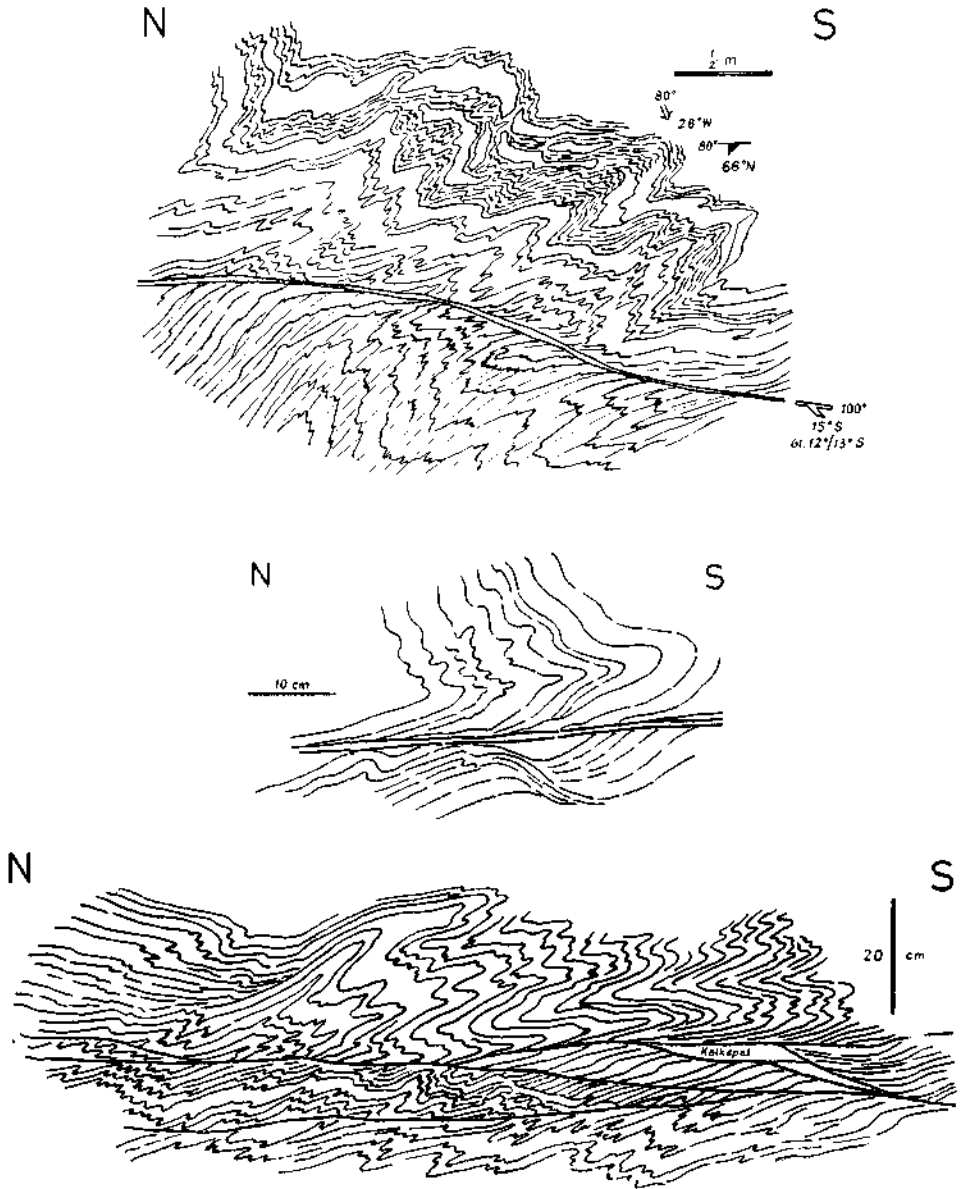


Abb. 20: Flache S-Überschiebungen im blaugrauen Klammkalkschiefer mit Kalkspatlinsen. E-Wand der Liechtensteinklamm, Klammkalkzone am N-Rand der Hohen Tauern.

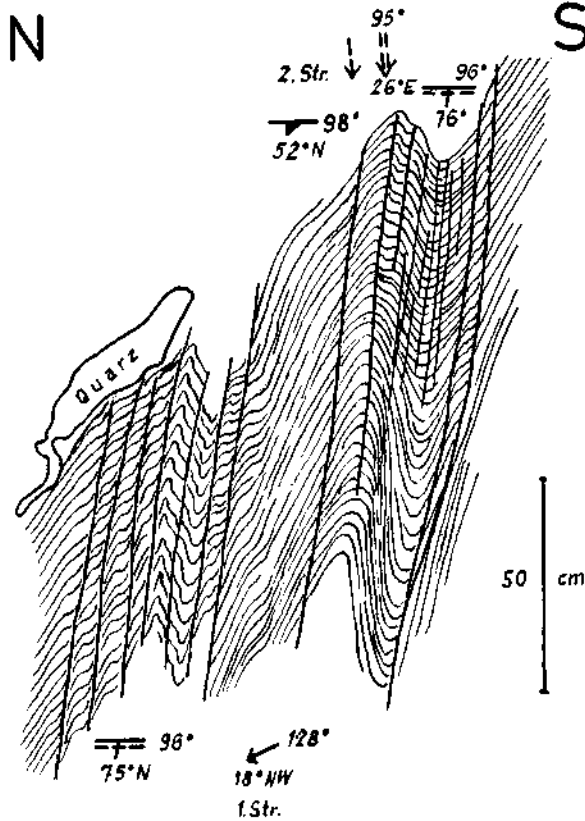


Abb. 21: Grauer Pennin-Phyllit mit Schubklüftung ( $s_2 = 96/76^\circ$  N) und Falten und 2. Striung ( $B_2 = 95/26^\circ$  E) sowie mit verbogener 1. Striung ( $= 128/18^\circ$  NW). Böschung nahe Wegverzweigung 1 km ENE von Wald.

1. Überkippte, liegende oder tauchende Faltensättel mit  $\pm$  nördlichen (NE-, N-, NW-) und W-Vergenzen;
2. flache,  $\pm$  nach N vergierende Bewegungsbahnen;
3. Untervorschiebungen mit W- und NW-Vergenz;
4. aufrechte oder schiefe Biege- oder Knickfalten mit NW- und SE-Vergenzen;
5. schiefe Biegefalten mit N- oder S-Bewegung;
6. steile Schubklüfte und damit verbundene sehr kleine Falten mit N- oder S-Bewegung;
7. flache S-vergente diskonforme Überschiebungen, die scharf das steil einfallende s-Flächengefüge durchschneiden;
8. steilere Bruchflächen verschiedener Richtungen.

Die Leitstrukturen, deren Streichen stärker wechseln kann (vgl. S. 242), sind unter Ziffer 1 und 2 zu suchen. Vom gesamten Gefügeinventar sind also nur diese Formen zum Rückschluß auf den Großbau auswertbar.

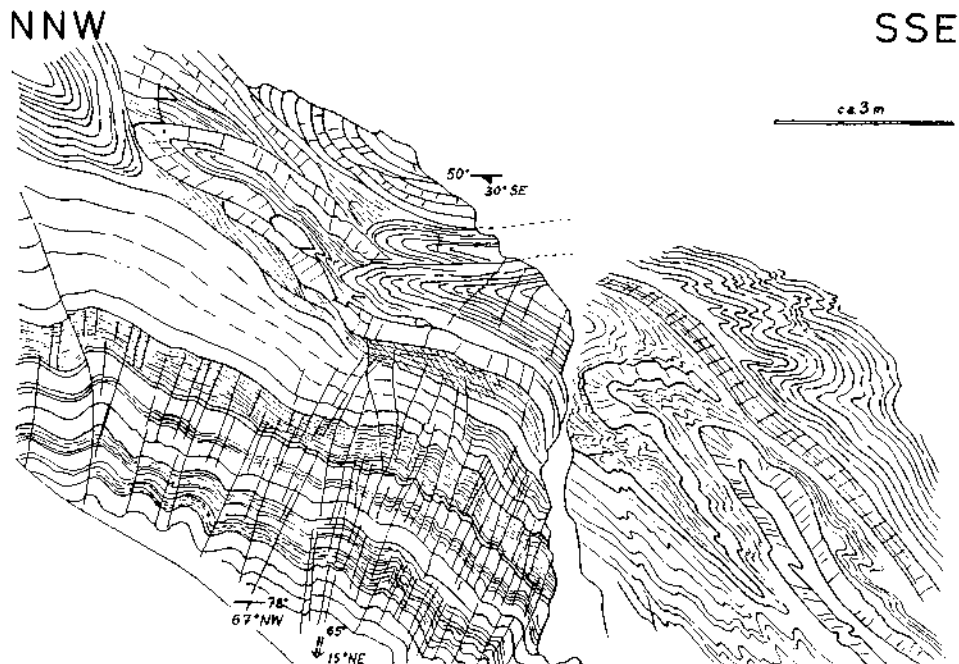


Abb. 22: Strukturen zweier Bewegungsakte („Mischform“) im plattigen Gutensteiner Dolomit und Kalk (Anis) am S-Hang des Kl. Mosermannl: oben größere liegende N-bewegte Falten, unten steil nach S ansteigende Schubklüfte mit kleineren Falten.

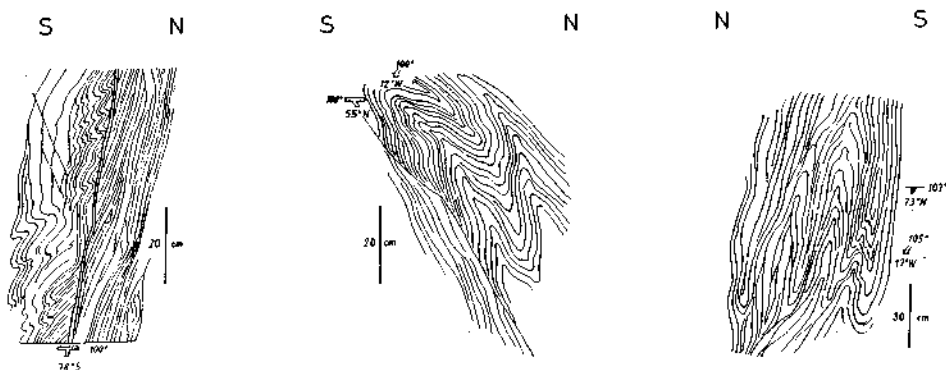


Abb. 23: Steil stehende Strukturen am N-Rand der Hohen Tauern, die sekundär versteilt oder neu gebildet wurden durch Pressungen nach dem Deckenschub. Fig. links: Steile Störung im Phyllit, Straßenböschung am SE-Ausgang von Taxenbach a. d. Salzach, Fig. Mitte und rechts: Falten mit  $\pm$  steilen Achsenebenen in Kalkphylliten und plattigen Kalken (Klammkalkzone) der Kitzlochklamm bei Taxenbach.

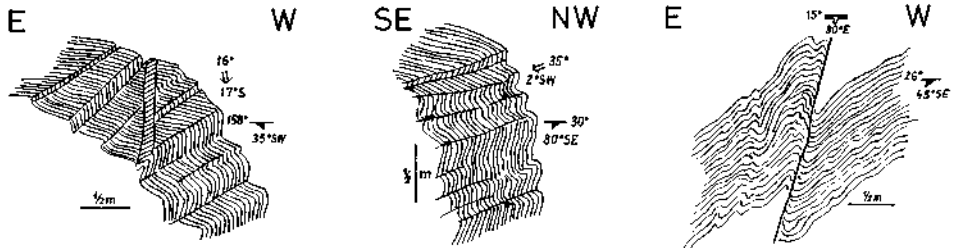


Abb. 24: W-vergente Knickfalten und Schubflächen im Quarzphyllit am E-Rand der Hohen Tauern, Straßenböschung südlich der Katschberghöhe.

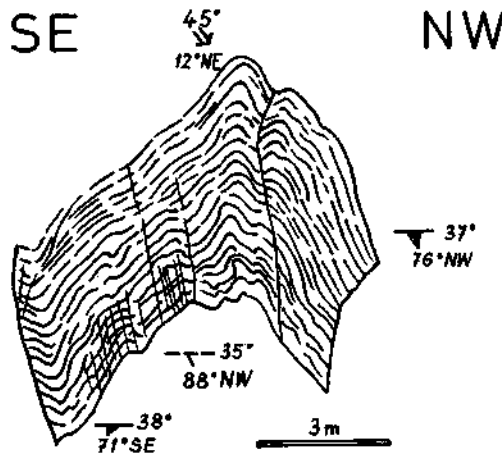


Abb. 25: Quersattel im Skythquarzit an der W-Seite des Twenger Weißenecks unweit der Gruberachscharte.

### E. Rückschluß auf die Großtektonik im NE-Randbereich der Hohen Tauern

Indem hier die im ganzen etwas älteren Unterostalpin-Serien (Altkristallin, Quarzphyllit und Mesozoikum bis Unterkreide) an großer N-fallender Bewegungsbahn über den relativ jüngeren Penningesteinen (vorwiegend metamorphe jurassische bis unterkretazische Bildungen) lagern und in beiden Gesteinskomplexen als Leitstrukturen  $\pm$  nach N überkippte, liegende und tauchende Sättel sowie nordwärts einfallende und vergierende Schubflächen vorhanden sind, kann an einer S—N-Wanderung des Unterostalpins über das Tauern-Pennin, d. h. an einer bedeutenden Deckenüberschiebung (und damit am Tauernfenster), auch nach Aussage dieser Strukturanalyse kaum mehr ein Zweifel bestehen. Vor allem setzen Gefüge der N-Abwärtsbewegungen der Unterostalpin-Gesteine unmittelbar an deren Auflager auf den Pennin-Phylliten ein. Die Annahme einer S-Überschiebung des Unterostalpins am N-Rand des Tauern-Pennins über dieses scheidet also aus; die Hohen Tauern sind nicht von zwei Seiten (S und N) überschoben. Auch das flache Abtauchen der s-Flächen und B-Achsen (Strierrung und Falten) des Pennins nach E unter ältere, ihm auflagernde Kristallingesteine des Ostalpins bei St. Michael an der E-Ecke der Hohen Tauern bestätigt deren Fensteratur erneut.

Nach der Strukturanalyse ist der Bau- und Bewegungsstil im Grenzbereich der nordöstlichen Hohen Tauern und der südlichen Radstädter Tauern von folgender Art (Abb. 26):

Innerhalb des Tauern-Pennins tauchen große wie kleine liegende Sättel nach N ein. Und innerhalb des Unterostalpins grenzen mehrere große Bewegungsbahnen einzelne Deckenkörper voneinander ab, die überkippte oder liegende Falten und Schubkomplexe mit N-Bewegung enthalten, wie die stratigraphisch erweisbare Lage der Sattelscharniere mit älteren Gesteinen im N und der Muldenschlüsse mit jüngeren Schichten im S sowie die Schleppungerscheinungen an Schubflächen zeigen.

Der Wechsel des Achsenverlaufs der liegenden Falten von der SE- über die NE- bis zur N-Richtung läßt erkennen, daß die einzelnen Decken oder auch Deckenteile (z. B. bei der Pleisling-Decke) etwas verschiedene Hauptschubrichtungen gehabt haben, und zwar NE- und NW- bis W-Vergenzen, daß sie aber nirgendwo ausgesprochen nach S drängten. Der Bewegungsablauf der einzelnen Decken erfolgte — je nach dem zur Verfügung stehenden freien Weg und der besonderen Schubtendenz — etwas unterschiedlich.

Dieses auf dem speziell tektonischen Wege einer Strukturanalyse gewonnene Resultat ist für viele ostalpine Geologen, insbesondere für die Wiener, nicht verwunderlich. Wird von ihnen doch im Grunde eine ähnliche Auffassung — wenngleich jetzt vor allem von anderer Basis her, nämlich neueren stratigraphisch-faziellen Ergebnissen und regionalen Gesteinsverteilungen — schon länger vertreten. Anders ist dies für die nicht aus den Alpen kommenden Geologen, die etwa im Variszikum oder Saxonikum tätig sind.

Das liegt an den unterschiedlichen tektonischen Gegebenheiten im Alpin und Außeralpin. Schon z. B. im Variszikum sind normalere tektonische Verhältnisse gegeben, indem dort die Altersfolge der Schichten von unten nach oben zumeist erhalten geblieben ist. Daher liegen im variszischen Gebirge die Sattelscharniere in der Regel oben und die Muldenscharniere unten, und das Ansteigen der Faltenmittelebene bzw. der Schieferungsebene (sowie der Schubfläche) deutet die Vergenz an. In den Alpen können die Sattelscharniere auch eintauchen und die Muldenscharniere höher liegen, und die Vergenz geht dann mit dem Einfallen der Faltenmittel- und Schieferungsebene und der Bewegungsbahn. Diese Strukturverhältnisse in den Alpen sind also umgekehrt wie die im Variszikum oder Saxonikum, und sie hängen vor allem mit der extrem einseitigen Vergenz, den starken, horizontalen Schüben in den Alpen zusammen. Im Außeralpin hingegen haben i. a. keine sehr bedeutenden (wenngleich z. T. recht komplizierte) Gebirgsbewegungen stattgefunden.

Ein Geologe des Außeralpins muß sich an die andersartigen inneralpinen Gegebenheiten erst gewöhnen und umdenken im alpinen Bau. Z. B. gehen die im Variszikum gewonnenen Erfahrungen von einem anderen Bautypus, einem meist mittelsteilen Falten- und Schuppenbau aus, und ihre schematische Anwendung in den Alpen ist sogar hinderlich.

Auch Verf. muß zugeben, daß das hier vertretene Ergebnis der Strukturanalyse über den Deckenbau an der NE-Seite des Tauernfensters sich für ihn erst auf Grund der wachsenden Beobachtungssammlung allmählich eingestellt hat, und zwar speziell durch die Definitionsmöglichkeit der Leitstrukturen, wonach nur diese den Rückschluß auf die Beschaffenheit und Kinetik der Großformen erlauben.

Indem so die Großtektonik am NE-Rande der Hohen Tauern mit hauptsächlich tektonischen Mitteln untersucht wurde, findet die Auffassung von der Existenz des dortigen Deckenbaues weitere Bestätigung und gewinnt erneut an Überzeugung, unabhängig davon, daß zur Mechanik des zugrunde liegenden Vorganges noch verschiedene offene Fragen bestehen (z. B. das Transportproblem ausgedehnter, relativ dünner Gesteinsmassen bei Fernschub; Entstehung einheitlicher Deckenkörper auch aus heterogen reagierenden Gesteinen; Wurzellokalisierungsfragen; Deckenschubweiten und das Grundproblem der wirkenden Transportkräfte selbst), worauf hier aber nicht eingegangen werden kann.

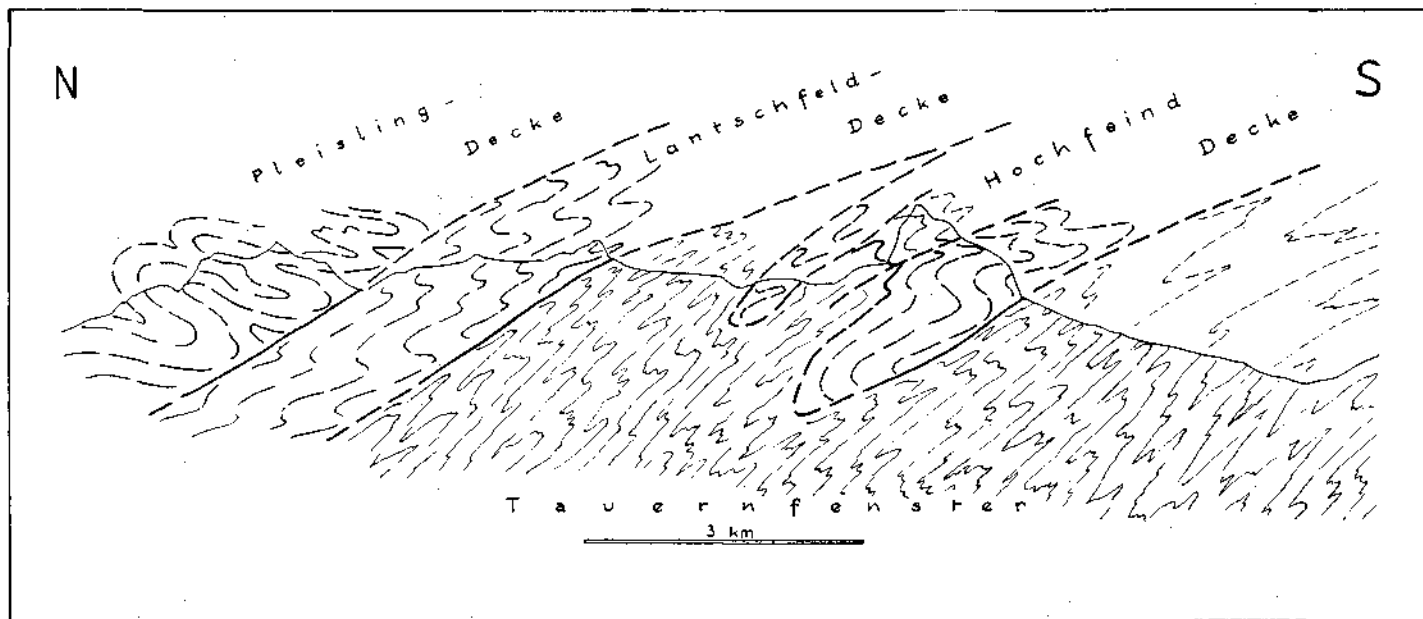


Abb. 26: Hauptbau- und Bewegungsstil im Grenzbereich der nordöstlichen Hohen Tauern und der südlichen Radstädter Tauern zwischen Zederhaustal und nördlichem Taurachtal, rekonstruiert auf Grund der Schichtenverteilung und des beobachteten Strukturinventars (Schema).

## F. Anhaltspunkte für Deckenbau im NE der Hohen Tauern

Für Deckentektonik in diesem Gebiet sprechen heute folgende Gegebenheiten:

1. Die  $\pm$  N-vergente Hauptbewegung der Sättel und Schubflächen, 2. die Flachheit der orogenen Bewegungen, 3. die extreme Einseitigkeit des Hauptschubes, 4. das Auftreten verkehrter Schichtserien, 5. die liegenden Falten und 6. die Metamorphose als Belastungszeugen, 7. Auflager des Unterostalpins auf jüngerem Pennin am E-Rand der Hohen Tauern auf 50 km in süd-nördlicher Hauptbewegungsrichtung, 8. Vorkommen von Deckschollen (Weißeck und Riedingspitz) und Fenstern (Lakenkogel und nördliches Taurachtal), 9. unregelmäßig gestaltete Konturen der Schubkomplexe, 10. häufiges Auftreten älterer Schubmassen auf Berggipfeln und jüngerer Gesteine in Talungen, 11. Einheitlichkeit der kuppelförmigen Gestaltung des östlichen Tauern-Pennins und dessen Einfallen nach  $\pm$  allen Seiten unter älteres Unterostalpin, 12. flaches Abtauchen der B-Achsen des Tauern-Pennins nach E unter das Ostalpin, 13. um die E—W-Linie pendelnde Hauptachsen eines größeren Pressungsplanes, 14. Fehlen einer größeren Fächer- bzw. Scheitelzone, 15. die Mehrphasigkeit der gebirgsbildenden Bewegungen und nicht zuletzt 16. die auf eingehende Kartierungen gegründeten Ergebnisse CLARS, EXNERS und TOLLMANNs. Speziell die Wiederholung orogener Beanspruchungen besagt, daß heute ein ungestörter, einheitlicher alpiner Deckenbau nicht mehr zu erwarten ist, sondern spätere Bewegungen noch neue Verfaltungen sowie Versteilungen und Zerbrechungen hervorriefen. Diese Vorgänge vermögen also auch bodenständige Deformationen im Rahmen eines schon bestehenden Deckenbaues zu erklären, wie solche z. B. in den westlichen N-Kalkalpen wahrscheinlich sind.

## G. Über Indikatoren orogener Beanspruchungen

Die speziellen tektonischen Verhältnisse in den südlichen Radstädter Tauern geben noch einige Fragen auf.

### 1. Maximales Achsenpendeln bei liegenden Falten

Charakteristisch und bemerkenswert ist, daß die zu dem Leitstrukturtyp gehörenden liegenden Falten im Unterostalpin in verschiedenen Richtungen verlaufen: von SE—NW über E—W bis N—S. Der Grund dafür ist m. E. in der flachen Lage der Achsenebenen und der dadurch gegebenen maximalen Ausweichmöglichkeit der Faltenscharniere zu suchen. In diesem Falle kann schon bei geringen Widerständen eine Ablenkung des Faltenschubes aus der Hauptbewegungsrichtung erfolgen, was sich im Achsenpendeln (Achsenstreuen) äußert.

### 2. Achsenrichtung und Gestaltungstyp als Anzeiger gebirgsbildender Bewegung

Bei steilen Achsenebenen ist ein seitliches Ausweichen der Faltenscharniere im allgemeinen ausgeschlossen, so daß die Achsenrichtung in Gebirgen mit aufrechten bis schiefen Falten, wie besonders im Variszikum, eine Rolle als Indikator einer orogenen Beanspruchung spielt.

Im Gegensatz dazu stehen die Verhältnisse in den Alpen, sobald flache Achsenebenen vorliegen wie in den südlichen Radstädter Tauern. Wie dargelegt, haben dort die liegenden Falten, d. h. Formen des gleichen einheitlichen Gestaltungstyps, stark wechselndes Streichen — innerhalb der Pleisling-Decke z. B. zwischen N—S und E—W —, und sie gehen dennoch auf nur eine größere Schubbewegung mit wechselnden Ausweichbedingungen zurück. Das Achsenpendeln bei dieser Strukturart zeigt, daß man für ihre wechselnden Achsenrichtungen nicht viele verschiedene Bewegungsakte annehmen kann. Eine Achsenrichtung kann also hier nicht unbedingt als Kennzeichen eines Bewegungsaktes angesehen werden; unter verschiedenartigen Strukturen mit gleicher Achsenrichtung können sich sogar verschiedene Bewegungsakte verbergen.



Es empfiehlt sich daher auch in den südlichen Radstädter Tauern nicht, gegensätzlich erscheinende Achsenrichtungen — da diese auch einem einheitlichen Gestaltungstyp (wie z. B. bei den liegenden Falten) angehören können — prinzipiell als Ausdruck verschiedener Bewegungsakte oder gar -phasen anzusehen; lediglich bei direkter Durchkreuzung von Achsen verschiedenartiger Gefüge ist ein Altersunterschied zweier Prägungen festzustellen. In einem Gebirge mit flachen Faltenachsenebenen wie hier ist somit weniger das Vorkommen verschiedener Achsenrichtungen als vielmehr das Auftreten verschiedener (aber nicht materialbedingter) Gestaltungstypen wesentlich für den Nachweis mehrerer orogener Beanspruchungen. TOLLMANN (1958, S. 80) hatte selbst die großen liegenden Falten ganz zutreffend als „tektonische Leitformen des Unterostalpins“ bezeichnet und hierbei den Gestaltungstyp eigentlich der Achsenrichtung gegenüber als Indiz orogener Prägung bevorzugt. Als Anzeichen verschiedener Bewegungsakte können u. a. folgende ungleichartige Gestaltungstypen gelten: 1. Flach liegende Falten, Schieferungsflächen und Bewegungsbahnen mit N-Vergenz, 2. Schubklüfte und Fältelungen in  $\pm$  steiler Stellung, 3. ältere Gefüge zerschneidende S-gerichtete Schubflächen, 4. Bruchflächen (Abschiebungen) usw. Die Reihenfolge der Typen dürfte der Altersfolge der Gestaltungen im allgemeinen entsprechen: von der plastischen Deformation über Scherstrukturen bis zur Zerbrechung unter Zerung oder Blattverschiebung. Eine sichere Zuordnung der Typen zu bestimmten Phasen ist z. Zt. noch nicht möglich. — Auch die

### 3. Querfalten

bieten noch Probleme (vgl. TOLLMANN, 1962). Ostalpine Querfalten sind nicht generell einfach  $\pm$  N—S gerichtete Gefüge zu einem  $\pm$  E—W verlaufenden alpinen Hauptstreichen. Querfalten gehören in der Regel einem anderen Gestaltungstyp und einer andersartigen Beanspruchung an als die Längs- bzw. Hauptfalten und ändern wie diese auch ihr Streichen.

Z. B. in der Hochfeind-Decke am Weißeneck verlaufen die liegenden Längsfalten NW—SE und die aufrechten Querfalten NE—SW, und in der Pleisling-Decke nördlich vom Kleinen Mosermann streichen geradezu umgekehrt die großen liegenden Falten NE—SW und die Querfalten NW—SE. Im ersten Fall sind die Querfalten Biegefalten, im zweiten durch Schubklüftung erzeugte Fältelungen.

So gibt es nach Art und Richtung verschiedene Querfalten. Wie weit die beobachteten Querfalten mit der Hauptbeanspruchung des Deckenschubes zusammenhängen, bedarf noch weiterer Untersuchungen.

### 4. Erklärungswert der Leitstrukturen und Aussage der Nebenformen

Aus der Vielfalt der verschieden geformten und gerichteten Gefüge der südlichen Radstädter Tauern lassen allein die leitenden Strukturen die Prägung der Großtektonik erkennen. Die gemeinsame Entstehung von Leit- und Großformen durch die Hauptbeanspruchung bedingt ihre gestaltliche Harmonie. Darin, daß die Leitgefüge die Großformen widerspiegeln und Rückschlüsse auf deren Kinetik zulassen, liegt ihr Erklärungswert.

Die Existenz der S-Überschiebungen am N-Randbereich der Hohen Tauern und der W-Schübe an ihrem E-Rand sollte anderen Deutungen zuliebe nicht bestritten werden. Wesentlich dabei ist, daß sie nicht großstrukturbildend wirkten, sondern nur relativ geringe Veränderungen im Großbau hervorbrachten. Sie sind

Nebenformen, die quantitativ, nach Größe und Verbreitung, der Haupttektonik gegenüber zurücktreten. So sind Leitstrukturen wie tektonische Großformen Indikatoren der Hauptgebirgsbewegung und Nebenstrukturen Anzeiger geringerer Beanspruchungen.

Besonders die wechselvollen tektonischen Gegebenheiten im Grenzbereich der Hohen Tauern und der Radstädter Tauern haben zu eingehender Aufnahme und Analyse des dortigen Gefügeinventars veranlaßt, um die wesentlichen Strukturen herauszufinden. So haben die komplizierten Bauverhältnisse dieses Raumes zur Feststellung der Beziehungen zwischen leitenden Gefügen und großtektonischen Formen und damit zur Begriffsbildung der Leitstrukturen entscheidend beigetragen.

## H. Verschiedene Hauptbautypen der Alpen und des variszischen Gebirges

Als weiteres Ergebnis der Strukturuntersuchungen in den zentralen Ostalpen resultierte, daß der typische alpine Bau mit dem typischen variszischen Bau nicht identifiziert werden kann, wie mehrfach von verschiedenen Standpunkten aus erwogen worden ist. Im ersten Falle sind Deckenstrukturen und liegende Falten charakteristisch, im zweiten vor allem schiefe Falten und Schuppen, während größere Schubflächen (z. B. Faille du Midi) Ausnahmen bilden. Auch die Alpen enthalten autochthone Bewegungsformen, z. B. Versteilungen und Rückschübe, die aber hauptsächlich in einem schon vorhandenen Deckenbau entstanden sein dürften. Auf den näheren Vergleich der beiden Orogene Alpen und Variszikum und auf die Unterschiede ihrer Hauptbautypen sei bei anderer Gelegenheit eingegangen.

### L i t e r a t u r

- BLATTMANN, S.: Deformationstypus der Radstädter Tauern. — Jb. Geol. B.-A., 87, 207—233, Wien 1937.
- CLAR, E.: Über Schichtfolge und Bau der südlichen Radstädter Tauern (Hochfeindgebiet). — Sber. Ak. Wiss. Wien, m.-n. Kl. Abt. I, 146, 249—316, Wien 1937.
- CLAR, E.: Vom Baustil der Radstädter Tauern. — Mitt. Alpenld. Ver., 32, Jg. 1939, 125—138, Wien 1940.
- CLAR, E.: Zur Einfügung der Hohen Tauern in den Ostalpenbau. — Verh. Geol. B.-A., Jg. 1953, 93—104, Wien 1953.
- CORNELIUS, H. P.: Zur Auffassung der Ostalpen im Sinne der Deckenlehre. — Z. deutsch. geol. Ges., 92, 271—310, Berlin 1940.
- DEL-NEGRO, W.: Zum Streit über die Tektonik der Ostalpen. — Z. deutsch. geol. Ges., 93, 34—40, Berlin 1941.
- DEL-NEGRO, W.: Geologie von Salzburg. — 348 S., Innsbruck 1950.
- 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.
- KOBER, L.: Das östliche Tauernfenster. — Denkschr. Ak. Wiss. Wien, m.-n. Kl., 98, 201—242, Wien 1922.
- KOBER, L.: Bau und Entstehung der Alpen. — 2. Aufl., 379 S., Wien 1955.
- KOCKEL, C. W.: Der Umbau der nördlichen Ostalpen und seine Schwierigkeiten. — Verh. Geol. B.-A., Jg. 1956, 205—214, Wien 1956.
- KRAUS, E.: Der Abbau der Gebirge. I: Der alpine Bauplan. — 352 S., Berlin 1936.
- KRAUS, E.: Die Baugeschichte der Alpen. — 1. Teil 552 S., 2. Teil 489 S., Berlin 1951.
- RICHTER, M., & SCHÖNENBERG, R.: Über den Bau der Lechtaler Alpen. — Z. deutsch. geol. Ges., 105, 57—79, Hannover 1954.

- SCHAFFER, F. X.: Grauwackenzone und Tauernfenster. — Jb. Geol. St.-A., 71, 101—116, Wien 1921.
- SCHAFFER, F. X.: Geologie von Österreich. — 2. Aufl., 810 S., Wien 1951.
- SCHMIDT, W.: Der Bau der westlichen Radstädter Tauern. — Denkschr. Ak. Wiss. Wien, m.-n. Kl., 99, 309—339, Wien 1924.
- SCHMIDT-THOME, P.: Paläogeographie und tektonische Strukturen im Alpenrandbereich Südbayerns. — Z. deutsch. geol. Ges., 113, 231—260, Hannover 1962.
- SCHWAN, W.: Untervorschiebungen und Aufbruchsfalten. — N. Jb. Geol. Paläontol., Mh. 8/9, 356—376, Stuttgart 1958.
- SCHWAN, W.: Kleintektonische Beobachtungen und Probleme am Nord- und Ostrand der Hohen Tauern. — Z. deutsch. geol. Ges., 110, S. 12, Hannover 1958.
- SCHWAN, W.: Einige Bauprobleme europäischer Gebirge und ihre Untersuchung mit kleintektonischen Arbeitsmethoden. — Int. geol. Congr., XXI. Sess., Norden 1960, Part XVIII, 353—370, Copenhagen 1960.
- SCHWAN, W.: Begriff und Bedeutung der Leitstrukturen. — Geotekt. Forsch., 19, I—II, 1—47, Stuttgart 1964.
- THALMANN, F.: Geologische Neuaufnahme des Kammzuges zwischen Mur- und Zederhaustal (Bereich der peripheren Tauernschieferhülle — Pennin). — Mitt. Ges. Geol. Bergb. Stud., 13, 1962, 121—188, Wien 1963.
- THURNER, A.: Die Baustile in den tektonischen Einheiten der Nördlichen Kalkalpen. — Z. deutsch. geol. Ges., 113, 367—389, Hannover 1962.
- TOLLMANN, A.: Geologie der Pleisling-Gruppe (Radstädter Tauern). — Verh. Geol. B.-A., Jg. 1956, 146—164, Wien 1956.
- TOLLMANN, A.: Geologie der Mosermannl-Gruppe (Radstädter Tauern). — Jb. Geol. B.-A., 101, 79—115, Wien 1958.
- TOLLMANN, A.: Die Rolle des Ost-West-Schubes im Ostalpenbau. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 54, 229—247, Wien 1962.
- TOLLMANN, A.: Ostalpen-Synthese. — 256 S., Wien 1963.
- TRAUTH, F.: Geologie der nördlichen Radstädter Tauern und ihres Vorlandes. 1. und 2. Teil. — Denkschr. Ak. Wiss. Wien, m.-n. Kl., 100, 101—212, Wien 1926 und 101, 29—65, Wien 1928.
- ZACHER, W.: Zur tektonischen Stellung der Vilsener Alpen. — Z. deutsch. geol. Ges., 113, 390—408, Hannover 1962.

Verh. Geol. B.-A.	Sonderheft G	S. 246—255	Wien, Oktober 1965
Z. deutsch. geol. Ges. Jahrgang 1964	Band 116 2. Teil	S. 502—511	Hannover, Oktober 1965

## Zur Grundgebirgs- und Quartärgeologie der Deferegger Alpen und ihrer Umgebung

Zusammenfassung und Vortragsreferat mit 3 Tafeln

VON WALTER SENARCLENS-GRANCY, Graz \*)

Die über Lienz, das untere Iseltal und Huben zugänglichen Deferegger Alpen werden durch das Deferegger- oder Schwarzachtal in zwei Gruppen gegliedert: Zwischen dem Deferegger und dem Virgen-, Prägrate(ne)r und Umbaltal liegt die Deferegger Nord- oder Virgener Südkette; zwischen dem Deferegger und dem Pustertal erstrecken sich die Deferegger Südkette oder die Villgrater Alpen. — Benachbarte Alpengruppen sind: Im W die Rieserferner, im N die Hohen Tauern, im O Rotenkogel und Schobergruppe, im S die Lienzer Dolomiten, die westlichen Karnischen Alpen und der Sextener Anteil der Südtiroler Dolomiten.

Bezüglich der Grundgebirgsgeologie wird eine geologische Kartenskizze und eine Profiltafel vorgelegt. Die beiden Abbildungen umfassen die folgenden hier nur kurz erörterten Gesteinsgruppen und Vorgänge:

1)<sup>2)</sup> Zentralgranit der Zillertaler Alpen. Dargestellt nach GB. DAL PIAZ 1934, unter Weglassen der Amphibolite, Floitite, der diaphthorischen Fazies des Südrandes. Bezüglich der Petrographie und der Intrusion dieser jungen, z. T. tonalitischen, etwa tertiären Massen wird auf die Arbeiten A. BIANCHIS 1934 und F. KARLS 1959 verwiesen.

2) Untere, ältere Schieferhülle. Dargestellt nach GB. DAL PIAZ 1934<sup>1)</sup>, K. SCHOKLI TSCH 1933, F. KARL & O. SCHMIDEGG 1961 sowie nach eigener Aufnahme: Zu Phyllit, Glimmerschiefer, Paragneis metamorphosiertes Palaeozoikum. — Nicht gezeichnet sind die zahlreichen Amphibolite, Augengranitgneis N Malham; verzeichnet die wohl eingeschuppte Trias: Kalk, Dolomit, Rauchwacke.

3) Obere, jüngere Schieferhülle: Dargestellt nach den Autoren wie bei der Unteren älteren Schieferhülle (2), in der südlichen Glocknergruppe nach H. P. CORNELIUS & E. CLAR 1939, Südrand der Hohen Tauern z. T. nach unveröffentlichten Kartenskizzen von H. P. CORNELIUS. — Die Zeichnung beschränkt sich auf die tauernkristallinen meist jurassischen Kalkglimmerschiefer („Bratschen“), ohne die Zonen der dunklen Matreier Glanzschiefer, ohne Ser-

\*) Adresse des Verfassers: Graz, Leechgasse 18/II/9.

<sup>2)</sup> Die Nummern stimmen überein mit den Nummern der Legende zur geol. Karte und zu den Profilen.

<sup>1)</sup> Hier und im folgenden wurde für das südtirolische Nachbargebiet stets auch die Karte von A. BIANCHI, GB. DAL PIAZ & G. MERLA 1928—30 benutzt.

pentin. Verzeichnet sind die von basischen Tuffen abgeleiteten mächtigeren graugrünen Prasinite. — Der vom nördlichen Timmeltal gegen Johannes- und Rostockerhütte ziehende Keil von granatführenden Kalkglimmerschiefern mit Trias und Eklogit ist weggelassen.

4) **Matreier Zone**: Gezeichnet nach den Autoren wie bei der Oberen jüngeren Schieferhülle (3), ferner nach W. J. SCHMIDT 1950—52: Der gezeichnete Saum umfaßt weißliche permische bis skythische Quarzite, Serizitschiefer, triadische bis jurassische Kalkmarmore, Dolomite, Rauchwacken weißer, graublauer und gelber Farbe, schwarzviolette graphitische Glanzschiefer, Brekzien von Dolomit u. a., Serpentin und seine Begleiter. — Nur der Nordrand der mächtigen Prasinite W von Virgen wurde angedeutet, ferner eine größere Schuppe älteren Kristallins in den Serizitschiefern SW des Kasteneck.

5) **Nordsaum des Deferegger Altkristallin**: In den Rieserfernern nach GB. DAL PIAZ 1934, K. SCHOKLITSCH 1933; Rotenkogel-Ostflanke nach E. CLAR (unveröffentlicht): Paragneise und Zweiglimmerschiefer, auch Muskovitglimmerschiefer, deren Gliederung zwischen Kasteneck und Gössnitztal bereits durchgeführt, hier aber noch nicht dargestellt wurde. — Hier treten Amphibolite von manchmal tonalitischem Habitus auf. Ihre weißen aplitischen, vielleicht auch quarzitischen Zwischenlagen ähneln, samt den Amphiboliten, der grünweiß gebänderten Amphibolitzone des Ortzales zwischen Huben und Sölden. — Ferner sind muskovitische bis biotitische Augen- und Granitgneise eingeschaltet. — Vom Nordabfall der Rieserferner bis zum Iseltal S Matrei begleiten diese Einschaltungen den Nordrand des aufgeschobenen Altkristallin; im Rotenkogel biegen diese Zonen etwas nach S, in der nordwestlichen Schoberggruppe streichen sie westöstlich, während hier die nördlicheren Paragneise und Glimmerschiefer auf etwa 7 km Breite anwachsen: Die von W. J. SCHMIDT 1950—52 angedeutete Diskordanz wird so sehr deutlich.

Tektonisch herrschen von der Oberen jüngeren Schieferhülle (3) bis hierher meist steil S (SSO) einfallende Platten, aber auch mehrfach Keilformen. Die letzteren deuten an: Gegen die Tiefe zu herrschte Einengung, nach oben und gegen N war Raum für Anhäufung. — Dies spricht vielleicht für größere Mächtigkeiten der einstigen Tauernschieferhüllen, als F. KARL & O. SCHMIDEGG 1959 annehmen. — Die B-Achsen großer, mittlerer und kleinster Falten sowie die Strömungen gehören in den nördlichen Gesteinsserien vom Zentralgranit (1) bis zum Nordsaum des Deferegger Altkristallin (5) und meist auch in den nächsten südlicheren Serien einem System beträchtlicher Einheitlichkeit an: Sie streichen im N meist nordost-südwestlich, schwenken allmählich auf ONO-WSW und schließlich auch fast in OW, wobei waagrechte Lage und mäßiges Fallen gegen SW bzw. WSW bis W vorherrschen. — Diesem System fügt sich die Plättung und Längung der Quarzgerölle der weißlichen permischen Konglomerate der Matreier Zone ein, als Ausdruck nicht nur des Südnord-Schubes, sondern auch einer Dehnung der Schichten in den genannten Hauptrichtungen.

Südlich Kasteneck und Peischlachtörl konnten die von F. ANGEL 1928 bekannt gemachten Einschuppungen weißer Serizitschiefer der Matreier Zone in das Altkristallin bestätigt werden. Unmittelbar am Törl und Kasteneck und ONO dieses Gipfels ist die Einschuppung der Serizitschiefer von unten her klar. Bei den südlicheren Schuppen ist nicht ersichtlich, ob sie von oben oder von unten her eingeschuppt sind (sie keilen nach oben wie unten gleichartig aus).

Sehr zum Unterschied von den Strukturen W von Virgen herrschen O dieses Ortes, von Matrei bis gegen das Gössnitztal Falten, Fältelung und Striemung mit meist mäßig geneigter von NW gegen SO fallender B-Achse. Dies ist mindest für die südliche Matreierzone und das nördliche Altkristallin gesichert. — Verwandte Richtungen der B-Achsen zeichneten F. KARL & O. SCHMIDEGG 1961 im Matreier Tauerntal; vielleicht gehört hierzu auch die SN-verlaufende Falte im Fuscherkarkopf (H. P. CORNELIUS & E. CLAR 1939). Es wird von hohem Interesse sein, hier die Lücken der Achsenmessung zu füllen. — Ob auch hier Längung der Quarzgerölle auftritt, ist unbekannt. Die Knitterung des NW-SO-axialen Bereiches gemahnt mehr an eine Zusammenpressung in W—O-(oder SW—NO-)Richtung, vergleichbar der Tektonik des oberen und unteren Mölltales.

An der Grenze Matreierzone/Altkristallin ist die chloritische Diaphthorose verhältnismäßig bescheiden und typische Mylonite fehlen: Das Altkristallin wurde nicht so sehr en bloc über die nördlichen Serien geschoben, als hauptsächlich mit diesen Serien gemeinsam bewegt, es wurde mit diesen Serien verschuppt und trug zur Verschuppung der nördlicheren Serien bei. Der nördlichste Rand des Altkristallin wurde von der Tauernkristallisation noch beeinflusst. — Die großen NW-SO-Blattverschiebungen an den Fleischbadgletschern (K. SCHOKLITSCH 1933), im NO-Abfall der Rieserferner und vom Trojer(almtal bis über die Daberlenke reichen mit unverheilten Myloniten und Ruscheln bis tief in die Matreier Zone, sie sind jünger als die Tauernkristallisation und der Deckenbau der Hohen Tauern.

5) Schiefergneise der „Eklogitschollen“ der Schobergruppe: Sie sind samt den eingeschalteten Eklogiten, Eklogitamphiboliten und Orthogneisen meist nach E. CLAR 1927 und F. ANGEL (unveröffentlichte Skizzen) dargestellt. F. ANGEL unterschied 1928 hier die durch Brüche getrennten tektonischen Einheiten der „Nordscholle“ — Paragneise, Glimmerschiefer, Amphibolite, Ortho- und Augengneise etwa vom Hochschober bis zum Bösen Weibele, Gössnitztal und den Ketten N bis NO des Debantales — und die Schollen der großen Eklogite des Prijakt und Schleinitz. — Wohl sind die kristallinen Serien am Prijakt und zwischen Hochschober—Böses Weibele petrographisch sehr verschieden. Es sind auch die beiden Gebiete durch mylonitische oder ruschelige Brüche reichlich zerhackt — doch dies gilt für das gesamte Kristallin zwischen den Hohen Tauern und dem Drautal. — Im wesentlichen sind aber die „Nordscholle“ und die Serie 5), der Nordsaum des Deferegger Altkristallin, eine tektonische Einheit. Und die Karte und die Profile, die E. CLAR 1927 zwischen Prijakt und Hochschober zeichnete, lassen zumindest keine tektonische Grenze größerer Bedeutung erkennen: Es sind also offenbar in der Südflanke des Hochschober beide Serien kristallin verschweißt.

6) Helle Granatmuskovitglimmerschiefer: Meist nach Eigenaufnahme. Die Gesteine sind auf den Schieferungsflächen silbrig hell, im Querbruch und in schattigen Schrofen düster graugrün. Die Glimmerlagen sind teils phyllitisch-flatschig, teils schuppig, ohne den scharfen Glanz der Glimmer der Unteren Tauernschieferhülle zu erreichen. Amphibolite und Marmore fehlen hier fast ganz oder sind auf Übergänge zur Serie 7), siehe unten, beschränkt. Die teils milden quarzarmen, teils harten quarzreichen Schiefer gehen O der Isel in sehr quarzreiche harte fast quarzitisches Ab-





Legende

- Anordnung der Einheiten i.a. von N nach S
- |       |         |  |
|-------|---------|--|
| Karte | Profile |  |
| x x   | /x/x    | 1) Zentralgranit der Zillertaler Alpen   |
| 2     | (2/     | 2) Untere ältere Schieferhülle   |
|       |         | 3) Obere jüngere   |
|       |         | 4) Matreier Zone   |
| 5     | 5/      | 5) Nordsaum des Deferegger Altkristallins; Paragneis, graphit-pigmentierte granitarme Muskovitglimmerschiefer; in ohne Marmor u.ä. "Nordsholle" der Schobergruppe  |
| 5'    | 5'/     | 5') Schiefergneise der "Eklögischollen" der Schobergruppe  |
|       |         | 6) Helle Granatmuskovitglimmerschiefer   |
| 7     | 7/      | 7) Zweiglimmerschiefer, Biotitschiefer, Biotitparagneis, graphit-pyritische Schiefer, Quarzite, teils Hülle des Tonaltit, teils abseits d. Tonaltit, Marmor u.ä.   |
|       |         | 7') Grüne chloritische Diaphthorite von ? (7 u. 6), mit Muskovit-Porphyrblasten, Schiefergneis-Diaphthorite i. d. Schobergruppe  |
|       |         | 7'') Kontaktfazies der Tonaltithülle: Kontaktfazies u. allgemein grobkristallin, gefeldspatit silikonsäureführend; kontaktnahe Stellenweise Kinzigit-Hornfels, Liegendserie des Säckel- oder Villgrater Altkristallin am Rande der Überschiebung S bis SO von St. Veit |
|       |         | 8) Tonaltit der Rieserferner und des Zinnock   |
|       |         | 9) Phyllite und Phyllonite der Deferegger Hauptabstörung (Staller Alpe, Fenster S-SO von St. Veit)   |
|       |         | 10) Gneisphyllite der Deferegger Südkette od. Villgrater Gebirges; Partig gefeldspatite Paragneise; Zweiglimmerschiefer, z.T. in Grauwacke, Stauvöllig, Dithen   |
|       |         | 11) Übergangszone von Gneisphyllit zu Thurntaler Quarzphyllit  |
|       |         | 11') Thurntaler Quarzphyllit   |
| 12    | 12      | 12) Mesozoikum der Lienzer Dolomiten, Einzelheiten angeschrieben   |
| P     | P       | 12') Perm. Liegendes " " " : Grödenes Konglomerat - u. Sandsteine  |
|       |         | 13) Altkristallin des Gail- und Lessachtales   |
|       |         | 4) Palaeozoikum der NW-lichen Karwischen Alpen: Luggauer Decke   |
|       |         | 14) " " " " " : Maoskofel Decke (meist Phyllite)   |
|       |         | 15) Quarzphyllite des W-lischen Pustertales und des Comelico   |
| 2 40  | 10      | 16) Perm. Liegendes der Südtiroler Dolomiten, Einzelheiten, bis auch der Trias, angeschrieben  |
- Streichen, i. a. nur in 10) dargestellt
- Bruch, Überschiebung
- Stellachsige Faltung, z.T. ohne Darstellung der B-Achsen, zw. Staller Alpe u. Gaisauer Täl, NO an S.italien bei Huben-Pustertal
- 0 5 10 km

- Einschaltungen
- Tr in 2): Trias, z.T. Permatrias metamorph
  - Pr in 3): Prasinite
  - in 4): Nordgrenze der Prasinite, W von Virgen
  - in 5) (m. b. oder selten), 7, 7', 9, 10, 11 (s): Amphibolite (in 4) und 5') S. Leukstein in 7', Karawitz, Amphibolite
  - in 5), 7, 10) Biotitgranit - u. Flugschiefer (in 10) und 5') Eklögischollen
  - in 5), 7, 10), 11), 12), 13) Muskovitgranit - u. Flugschiefer
  - in 5), 6 sehr selten 7', 7''), in 10) spärlich: Kalkmarmor, Kalksilikate
  - in 7, 7') Tonaltitgang
  - in 5) 6', 6'), 7, 10) Tonaltitporphyrit

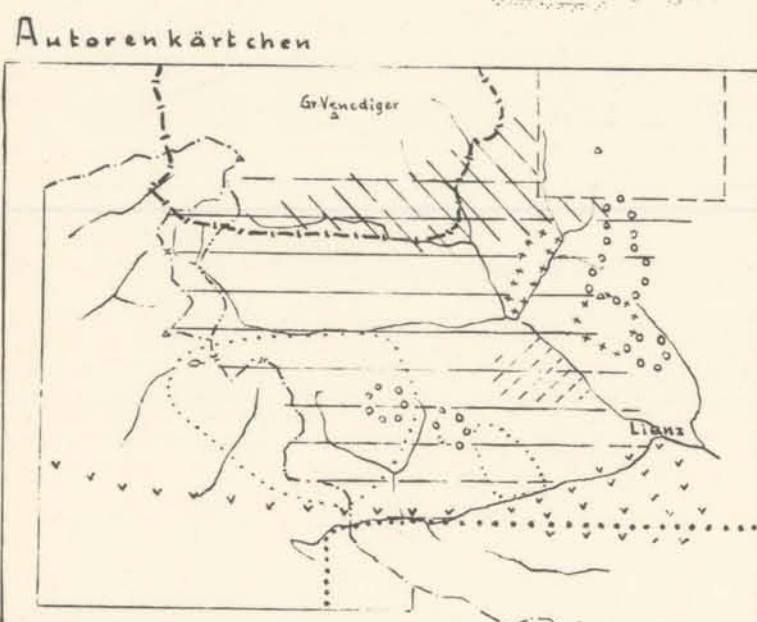
- Tonaltit der Wäinbachzone
- K in 10): Kersantit
  - Pal. M. in 9) - Staller Alpe - Fenster S St. Veit, in 10) SW Innervillgraten, in 11) Böses Weibele S. Liens - Kalkmarmor-schiefer; phyllit. viel palaeozoisch
  - Tr in 9), Staller Alpe - Trias nicht metamorph
  - Tr in 10): Trias von Kalkstein - Winingbach; teilweise metamorph u. zw. 9), 10)
  - P in 10): Perm. von Kalkstein - Innervillgraten: Gröden Sandstein u. Konglomerat
  - Uk in 14): Unterkarbone
  - Sdk in 14): Silur-Devon Bännerkalk
  - Por = Porphyroid
  - Di = Diabas

Nicht dargestellt: Quarzite, Pegmatit, Basische Gänge im Tonaltit, Einzelheiten der Matreier Zone u.ä.

Grenze Südtirol - Osttirol, Italien - Österreich

Größere Gletscher, Quarzite, meist nur der Talränder größerer Täler

B-Achsen waagrecht, bis 30-35 geneigt, über 35°, ↓



Autorenkärtchen

Angel F. 1928 u. Mittlg. " Clar E. 1927 u. unveröff. Karte  
 Cornelius H.P., meist unveröffentl. Karten  
 Cornelius H.P. u. Clar E. 1935  
 Cornelius (Furlani) M. 1912-19, -53, -55 u. Mittlg.  
 nach O bis zur Staatsgrenze, z.T. darüber hinaus: Bianchi R.  
 Gb. Val Piz, G. Maria 1928-30; Gb. Dal Piaz 1934  
 Karl F. u. Schmidegg O. 1961  
 Heritza F. 1930  
 Schindler J. 1929  
 Schmidegg O. 1936-37, z.T. unveröffentl.  
 nach W bis zur Staatsgrenze; Schönleibsch K. 1933  
 Senarclens-Grancy W., unveröffentl. Karten d. Rufmannen seit 1928

Verh. Geol. B. A., Sonderheft G-Z, deutsch. geol. Gen., Band 110



arten und Zweiglimmerschiefer 6') über. — W der Isel herrscht in dieser Serie Faltung, Fältelung und Striemung mit waagrechten oder wenig pendelnden B-Achsen in OW bis ÖNO—WNW- und SO—SW-Richtung. Östlich der Isel herrscht Faltung und Fältelung mit steil gegen NO, O, SO fallenden oder senkrechten B-Achsen: Das Strukturbild der Karte ähnelt hier einem Holz mit lebhafter Maserung oder Astquerschnitten. Gegen NO hin glättet sich das Streichen etwas (generell NW—SO). Im Kalsertal grenzen die quarzreichen Glimmerschiefer, Serie 6'), steil NO fallend oder saiger an das Synklinorium des Altkristallin-Nordsaumes, Serie 5); gegen die Schiefergneise und Eklogite hin erfolgt das Unterteufen vielleicht flacher. — Mit der Serie 7) siehe unten, sind die hellen Glimmerschiefer der Serie 6) teils durch quarzitische, teils durch zweiglimmerige Übergänge wechselnder Mächtigkeit verbunden.

7) Zweiglimmerschiefer, Biotitschiefer, Biotitparagneis...: Darstellung in den Rieserfernern nach K. SCHOKLITSCH 1933, Gb. DAL PIAZ 1934 und Eigenaufnahme, übriges nach Eigenaufnahme. — Diesen Schiefer sind vielfach Amphibolite, Kalkmarmore, graphitisch-pyritische Glimmerschiefer und Quarzite, auch helle pigmentlose Quarzite eingeschaltet. Diese Serie umhüllt teils den Rieserfernertonalit als Gewölbe; teils bildet sie zwischen Hopfgarten und dem Gr. Zunig ein Anti- und Synklinorium flachachsigen Baues, welches gegen die SW-Flanke des Rotenkogel und die Schattseite des östlichen Deferegger mit vielen teils steilen, teils mäßig geneigten Kleinfalten unter die quarzreichen Muskovit- und Zweiglimmerschiefer (Serie 6') absinkt. — Das genannte Anti- und Synklinorium ist im N, W und SW von den hellen Granatmuskovitglimmerschiefern, Serie 6), sehr klar unterlagert. Dasselbe gilt z. T. auch für die mittlere Virgnerkette, in der aber i. a. die muskovitische Serie 6) und die biotitische Serie 7) ungemein lebhaft mit einander verfalzt und verschuppt sind. — Stets sind aber die Grenzflächen beider Serien kristallin verschweißt, die Metamorphose dieser Serien scheint die Tektonik i. a. überdauert zu haben.

O des unteren Trojer(aln)tales schalten sich zwischen die Einfaltungen der biotitischen Serie 7) in die muskovitische Serie 6) auch Einfaltungen des Nordsaumes, Serie 5), während W dieses Tales wieder die biotitische Serie 7) in mehreren Keilen in die liegenden hellen Granatmuskovitglimmerschiefer der Serie 6) eingesenkt ist. — Die meist biotitischen Augengneise vom Stoll und Hutner werden von Paragneisen, Glimmerschiefern und Amphiboliten des Nordsaumes (Serie 5) begleitet; eine Synklinale N des Stoll ähnelt besonders dem tauernkristallin geprägten Nordrand der Nordsaumserie 5). — Bez. der Teilserien zu 7), 7'), 7'') siehe weiter unten.

8) Der Tonalit der Rieserferner (und des Zinsnock) ist im W nach Gb. DAL PIAZ 1934 und K. SCHOKLITSCH 1933, ansonst nach Eigenaufnahme (meist übereinstimmend mit F. TELLER 1883) dargestellt, ohne randliche Paralleltexur u. a. Fazies. — F. BECKES petrographische Beschreibung 1892 wurde 1934 durch A. BIANCHI, 1959 durch F. KARL ergänzt. — Die Intrusion erfolgte in der Kreide oder im Alttertiär. Der Kontakt mit der biotitischen Serie 7) bewirkte Vergrößerung der Kristallkörner- und -blättchen, lagenweise Feldspaltung. Sillimanit, Andalusit, Cordierit, Wollastonit, Grossular u. a. Granat, Turmalin, Cyanit-Disthen, Staurolith, Diopsid, Zoisit, Epidot wurden teils vom Autor, teils von anderen Bearbeitern in den hornfels- bis kinzigit-



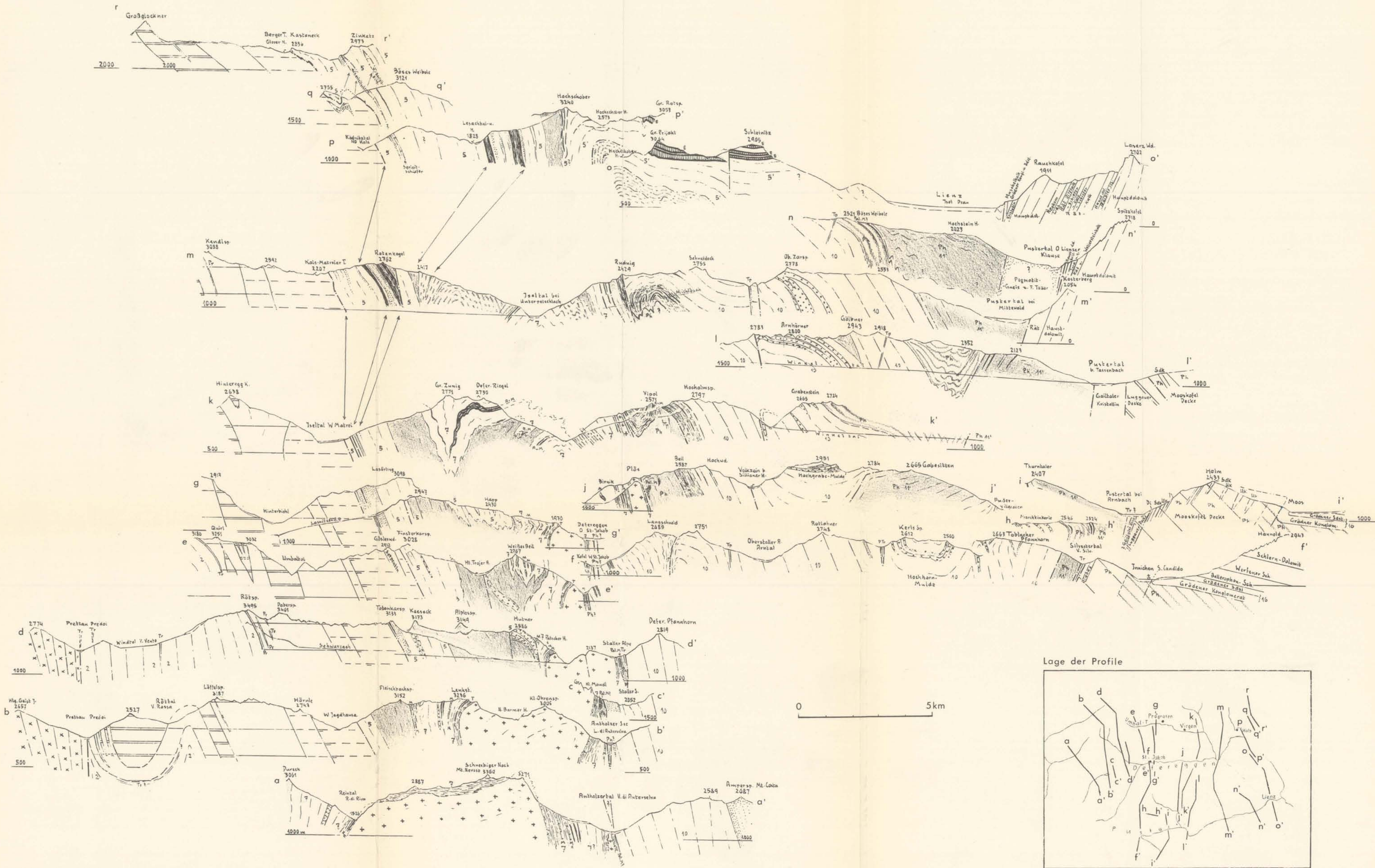
artigen Randzonen festgestellt: Kontaktfazies. Serie 7"). — Ob die Prägung des Karinthin-Amphibolites S des Lenkstein — K. SCHOKLITSCH 1933 — mehr durch die Tektonik oder durch den Kontakt veranlaßt wurde, bleibe hier offen. — Die Intrusion der Hauptmasse war begleitet bzw. ihr folgten im Tonalit eine Durchädung von Apliten, stellenweise auch ein Durchschlagen basischer porphyritischer Gänge. Im Kontakthof sind in der Nähe der Hauptintrusion Tonalit- und Aplitlinsen, auch Quergänge, häufig. Pegmatite erstrecken sich fiederförmig in die kontaktferneren Zonen, liegen aber in der Schattseite des östlichen Deferegger und rings um Huben—Peischlach auch sichtlich ohne Zusammenhang mit der intrusiven oberflächlichen Hauptmasse; Vergleiche mit den Serien von Laas oder Ivrea-Tonale (R. v. KLEBELSBERG 1935) werden hier noch vorzunehmen sein. — Bis maximal 8 km erstrecken sich die basischen porphyritischen Gänge über den Tonalit hinaus.

Im Bereich der Pegmatite wuchsen in der biotitischen Serie 7) porphyroblastische zahlreiche Muskovitschuppen; ein Teil dieser Schiefer wurde sodann einer zonalen (nicht auf Ruscheln beschränkten) Chloritisierung unterworfen, wohl im Zusammenhang mit der Deferegger Hauptstörung; Serie 7') in Karte und Profilen. — Der Vereinfachung wegen wurden in der Schobergruppe W des Prijakt E. CLARS diaphthoritische Schiefergneise mit gleicher Signatur eingetragen.

9) Phyllite und Phyllonite der Deferegger Hauptstörung: W des Staller Sattels nach GB. DAL PIAZ 1934 (und Mitteilungen), O davon nach Eigenaufnahme. Die Kristallinität ist hier im Handstück bzw. ü. d. M. geringer als in den benachbarten Serien; dies und das häufige graphitische Pigment lassen annehmen, daß höher gelegenes, jüngerer, weniger metamorphes Altkristallin oder metamorphes Altpalaeozoikum falten- oder grabenbruchartig abgesunken sind. — Der Südrand dieser Serie führt im Fenster S St. Veit Diaphthorite perlig gefeldspateter Paragneise, wie sie in den Villgrater Gneisphylliten häufig sind. — Mitte und Nordrand dieses Fensters führen dunkelgraue Kalkschiefer- und Phyllite, die etwa altpalaeozoisch sein könnten. — Im Lapp(bach)tal und in der Stalleralpe wird die Metamorphose dieser Kalke höher: Sie gehen allmählich in weiße körnige oder biotitische Marmore über. — N dieser Kalke und Marmore, noch in den Phylliten der Serie 9) liegen Amphibolite: Das Gesteinspaar ist wohl vergleichbar dem Amphibolit und Marmor (auch Palaeozoikum?) SO des Bösen Weibele bei Lienz, welche beide dem Übergang der Thurntaler Quarzphyllite in die Villgrater Gneisphyllite (= Serie 11) eingeschaltet sind. — Ferner gemahnt die Karbonatzone hier wohl auch an den Marmor SW Innervillgraten, den O. SCHMIDEGG 1937 als mögliches Palaeozoikum bezeichnete. — Die Tiefklemmung der Phyllitserien 9) erfolgte räumlich abseits oder (und) zeitlich nach den für Biotit und Granat günstigen Kristallisations-Bedingungen, sie förderte in der östlichen Stalleralpe eine Scholle weißgrauen triadischen Dolomiten (nach Mitteilung von J. PIA mit *Diplopora philosophi*, Anis) hinab, sie erzeugte in der Stalleralpe Strukturen mit flachen und senkrechten B-Achsen (O. SCHMIDEGG 1936).

10) Gneisphyllite der Deferegger Südkette oder der Villgrater Alpen: Westteil nach GB. DAL PIAZ 1934, Raum um Kalkstein nach O. SCHMIDEGG 1937, B-Achsen zwischen Stalleralpe, Hochgrabe, Kalkstein und Villgraten größtenteils nach O. SCHMIDEGG 1936, 1937, Michl-







bachtal und dessen nördliche und östliche Umgebung nach J. SCHADLER 1929; erste Hinweise auf die Hochgrabe-Mulde und auf Brüche zwischen den Arnhörnern: F. ANGEL (Mitteilung). Hier herrschen einförmige Paragneise mit reichlicher perliger Feldspatung, Quarzite, Zweiglimmerschiefer, z. T. mit Granat, Staurolith, Disthen und oft phyllitischem Habitus. Marmore und Amphibolite sind hier i. a. sehr selten, biotitische und muskovitische, gelegentlich auch Hornblende führende Granit- und Augengneise sind jedoch in zwei Zonen häufig: Eine Zone führt vom Staller Sattel über die Schattseite von St. Jakob und die Hochgrabe zu den Kalksteiner Bergen und den „Alten Gneisen von Antholz“. Die zweite Zone zieht von der Volkzeinalpe (Sillianer Hütte) gegen das obere Kristein- oder Burgertal und klingt O des Rotsteinberges aus.

Großtektonisch sind die Gneisphyllite in 4 bis 5 Schollen gegliedert.

a) Die Nordöstliche Scholle beginnt etwa S bis SO von St. Jakob. Die hier meist schräg bis steil gegen S—SW fallenden Paragneise und Glimmerschiefer legen sich SO von St. Veit (Beil—Hochalmspitze) flacher und bilden im Zwene-wald-, Grünalm- und Michlbachtal mehrere Anti- und Synklinale, die in Kammhöhe einfach, nahe dem Grund des Michlbachtales kompliziert gebaut sind. Der Nordrand und das Liegende dieser Scholle enthält Amphibolite und Marmore, ferner graphitische und kiesige Schiefer in ähnlichem Maß wie die biotitische Serie 7) als Tonalithülle, am Zunig oder in den Schuppen der mittleren Virgener Kette. Grobkristallinität und Sillimanitführung ähneln bis in das Mikrobild der Kontaktfazies (Serie 7“) der Tonalithülle: Die Scholle muß wohl einst einem Intrusionskörper von etwa ähnlicher Größe wie der Tonalit der Rieserferner aufgelegt haben, sie wurde dann von diesem abgerissen und mit flachachsiger Wellung auf die abgesunkenen Phyllite (Serie 9) hinweggeschoben, bis sie den dünnen östlichen Tonalit, seine Hülle und die Barre der nördlicheren Serien erreichte. — Mit deutlichem Unterschied zur Deckengrenze des Nördlichen Altkristallin auf der Matreier Zone wurden hier die Basis der aufgeschobenen Scholle lagenweise auch die überfahrene Serie der Phyllite (9) und der Tonalit mit seiner Hülle gequetscht, chloritisiert und streifenweise mylonitisiert. — Die vom Zinsnock über Stalleralpe und Defereggan bis gegen das untere Iseltal (Schlaiten-Ainet) ziehenden Störungen wurden 1930, 1932 vom Verfasser als Deferegger Hauptstörung zusammengefaßt.

b) Die Südöstliche Scholle ist von der Nordöstlichen durch W—O-verlaufende Brüche (über das oberste Grünalm- und Michlbachtal) getrennt. Der Bau ist ein Halbgewölbe, etwa ähnlich den Schollen mit den Eklogiten. Im nördlichen Gewölbekern stecken mächtige Biotitgranitgneise, in diesen am Paintner Knoten und Zarspitze Kalkmarmore. Gegen SO sinken die höher kristallinen Schiefer unter die Thurntaler Phyllite, der Übergang dieser Serien ist etwa 1,5 km breit. Gegen S bis SW ist die Übergangszone noch breiter; die ganze Scholle, Hochkristallin und Übergangszone 11), ist hier gegen S steil auf die Quarzphyllite der Stein- und Stulperrast aufgeschoben.

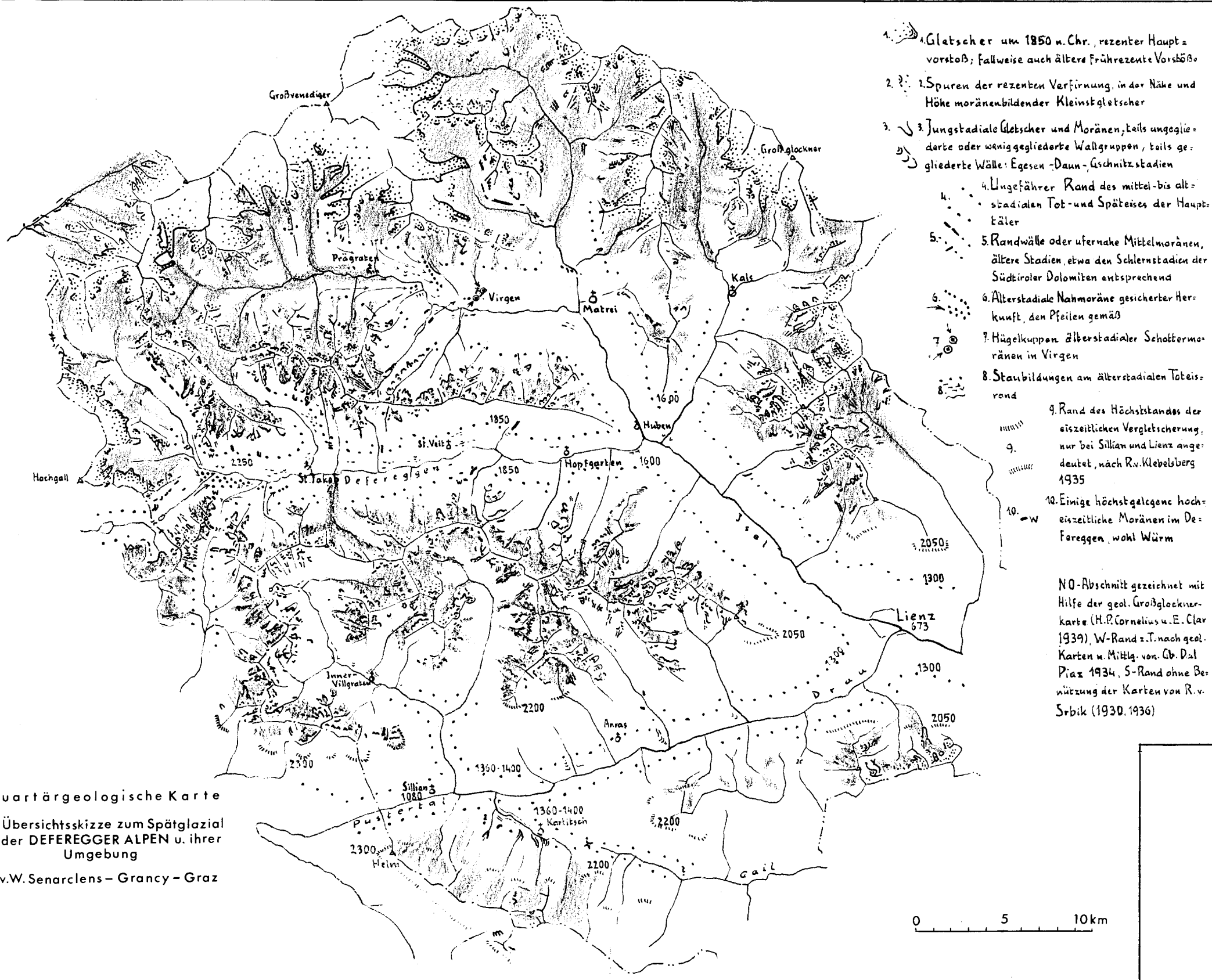
c) Die Westlichen Schollen besitzen ein zentrales Stück in der großen, z. T. flach westfallenden Hochgrabemulde- oder Schlinge, die ähnliche Biotitgranitgneise führt wie die südöstliche Scholle. Von der Hochgrabe gegen W geht das Streichen allmählich aus dem Schlingen- oder Muldenbogen in N—S, NW—SO und mit den nördlichen alten Antholzer Gneisen in W—O über. — Nach N geht die Serie petrographisch in die Nordost-Scholle über; doch trennen von

der Volkzeinalpe bis gegen das Gsiesertörl OW-verlaufende Brüche beide Schollen. Erst W des Gsieser Törl sind beide miteinander verbunden. — Im S wird durch die Tiefklemmung von Trias und Perm bei Kalkstein und Pichler (O Innervillgraten) ein weiterer Abschnitt der Gneisphyllite teilweise abgetrennt. — Im Raum W Hochgrabe bestehen außer den großen Mulden hier und am Hochhorn auch noch zahlreiche kleinere Mulden und Falten mit flachen und steilen B-Achsen rings um Kalkstein, O, N und W des Gsiesertörl; ferner weite straff NS u. ä. streichende steile Platten, jedoch in den Gipfelregionen Übergänge zu welliger Faltung mit waagrechten B-Achsen an der Roten Spitze und am Langsneid. Feinere Faltelung und Striemung ist diesen Großformen zugeordnet. Kleine und große Strukturen weisen darauf hin, daß in den westlichen Schollen neben Bewegungen in der Waagrechten zonenweise vielfach ein Sog zur Tiefe herrschte, während in der Region der heutigen Gipfel mehrfach flachwellige Ausbreitung möglich war. — Noch größer ist aber der Kontrast der Schollen im O und W: Im O herrschen flachaxiale Falten vor, hier im W steile und senkrechte Platten, steile bis schräge Klein- und Großfalten. — Die für Biotit, Granit u. a. Mineralien günstigen Bedingungen überdauerten i. a. die Tektonik (O. SCHMIDEGG 1936, 1937). — Es liegt nahe, die Tektonik der westlichen und östlichen Schollen als gleichwertig und einigermaßen gleichzeitig anzusehen. Die Deferegger Hauptstörung und die mylonitischen oder chloritisch-ruscheligen Brüche und Blattverschiebungen sind nachtriadisch und nachtonalisch; da die Tonalitintrusion in der Kreide oder etwa im Alttertiär erfolgte, fanden die postkristallinen Überschiebungen und Zerbrechungen i. a. im Tertiär statt, vielleicht im Jungtertiär. — Jedoch auch die vormylonitische, durch die obige Metamorphose begleitete oder überholte tektonische Prägung der westlichen und östlichen Schollen der Villgrater Alpen (und wohl auch die Gewölbebildung der Eklogit-Schollen der Schobergruppe) erscheint verhältnismäßig jung, sie könnte unter Beibehaltung älterer Bedingungen in den mesozoischen Beginn der Formung und Kristallisation der Tauerndecken herein gereicht haben.

Der Südostrand der Hochgrabemulde ist auf die Thurntaler Quarzphyllite in Taltiefe steil, in Gipfelnähe flach gegen SO auf- und überschoben; ein ähnlicher Aufschub fand auch in der Sonnseite des Sylvestertales statt: Hier ist das Hochkristallin des Toblacher Pfannhorn steil gegen SSW auf die Quarzphyllite aufgeschoben (Gb. DAL PIAZ 1934). Ob diese tektonische Fläche ostwärts zum Pustertal, oder durch die Quarzphyllite gegen Pichler zieht, ist unklar.

Die altkristallinen Schollen S des Defereggen, am Prijakt und Schleinitz besitzen keine räumliche Beziehung zu den Tauerndecken; jedoch die nördlichen biotitischen und muskovitischen Serien 5), 6) und 7) sind als Wurzelzone des ostalpinen Altkristallin aufzufassen, welches über den Tauerndecken einst breitflächig tektonisch ausgebreitet war.

11) Übergangszone von Gneisphyllit zu Quarzphyllit und 11') Thurntaler Quarzphyllit: Darstellung nach F. TELLER 1883, Eigenaufnahme, S Hochgrabe und S Innervillgraten nach O. SCHMIDEGG 1937, im Sylvestertal nach Gb. DAL PIAZ 1934. Übergang und Hauptserie ähneln beträchtlich den Phylliten des Goldeck bei Spittal a. d. Drau (F. ANGEL & E. KRAJICEK 1939), wobei dort die Kalkmarmore allerdings mächtig sind. — Die Serien sind, wie auch die Phyllite und Phyllonite der Deferegger Hauptstörung (= Serie 9), nicht so sehr Zonen einer allgemeinen Diaphthorese einst hochmetamorphen Altkristallins, sondern eher Zonen, deren vor- oder alt-



palaeozoische Metamorphose den Grad der tieferen und älteren Serien nicht erreichte. Wohl aber waren die Bedingungen derart, daß saure und basische Intrusionen eine Gneis- und Amphibolitfazies erreichten; es fehlen Hinweise, diese Einschaltungen als Einschuppung von stärker metamorpher Tiefe her aufzufassen. — Fallweise treten biotitische etwas höherkristalline (noch nicht kartierte oder dargestellte) Zonen auf. Vielleicht sind dies Einschuppungen älterer, stärker kristalliner Serien, oder vielleicht war hier die Metamorphose örtlich schlierenhaft etwas gesteigert. — Bei den Chloritschiefern steht hier offen, ob basische In- oder Extrusionen nur geringfügig metamorph wurden oder ob sie die Amphibolitfazies erreichten und wieder verließen. — Noch zu wenig untersucht sind auch die Muskovit- und Pegmatitgneise SW Lienz sowie der vererzte Kontakthof der Tonalitporphyrite am Schloßberg W Lienz. P. BECK-MANNAGETTA und E. BRAUMÜLLER verzeichnen 1961 hier fast am gesamten Südostrand dieser Zone und W Lienz Glimmerschiefer; diese Glimmerschieferflächen sind wohl teilweise zu ausgedehnt. — SO des Bösen Weibele und SSW des Gölbner herrschen teils in der Übergangszone, teils in den typischen Quarzphylliten in der Kammregion flachwellige Faltung, während der Talbereich zu steiler fallenden Falten zusammengedrückt ist. — Wie in den östlichen Gneisphyllit-Schollen (= Serie 10) fehlen auch hier noch B-Achsenmessungen.

12) Mesozoikum und 12') Perm der Lienzer Dolomiten: Gezeichnet nach M. CORNELIUS (FURLANI) 1953, 1955, z. T. nach Mitteilungen, auch nach G. GEYER 1902. — Die Profile und die Modelldarstellung der Autorin klären die komplizierten Falten und Schuppen vor allem des Mittelabschnittes dieser Zone; eine Profilserie und genauere Karte des Westendes dieser Dolomiten steht noch aus. — Am Nord- und Südrand besteht hier die Tendenz des steilen Aufschubes des Altkristallin auf das eingeklemmte Perm und Mesozoikum. — In der NW—SO-verlaufenden Einfaltung von Rät, ferner in den ähnlich verlaufenden Brüchen am Westende dieser Kette liegt wohl eine Wiederholung des am Kasteneck geäußerten westöstlichen oder südwest-nordöstlichen Zusammenschubes vor.

Das schmale Mesozoikum der Zone von Win(ne)bach ist nach M. CORNELIUS (FURLANI) 1912, 1919, das zugehörige Profil nach Gb. DAL PIAZ 1934 gezeichnet (beides ohne die bis 3 km breiten mylonitischen Säume der benachbarten Serien).

Die Darstellung des

13) Altkristallin des Gail- und Lessachtales,

14) Palaeozoikum der Karnischen Alpen: Luggauer Decke,

14') Palaeozoikum der Karnischen Alpen: Mooskofel Decke, — der

15) Quarzphyllite des westlichen Pustertales u. d. Comelico, — des

16) Perm und der Trias der Südtiroler (Sextener) Dolomiten

erfolgte nach G. GEYER 1902, F. HERITSCH 1936, nach der Karte von A. BIANCHI, Gb. DAL PIAZ & G. MERLA 1928—30 und nach Gb. DAL PIAZ

1934, z. T. unter Vereinfachung. — In sehr bezeichnender Weise wiederholt sich der Nordsüd-Schub der Quarzphyllite und des Alt- oder Hochkristallin örtlich der Moos (Sextenertal) durch Nordost—Südwest-Aufschub des Palaeozoikum der Karnischen Alpen auf die Grödener Konglomerate und Sandsteine, während in der benachbarten Trias Südnord-gerichtete Schuppung angedeutet ist. — Auch die Nordrandstörung, mit welcher das Palaeozoikum der Karnischen Alpen an das Altkristallin des Gail- und Lesachtales grenzt, fällt hier sehr steil gegen NNO ein; gegen O steht sie saiger und dreht dann (F. HERITSCH 1936) auf Süd-Einfallen um. — Fraglich ist noch (F. HERITSCH 1936) die scharfe und allgemeine Trennung der Phyllite des Comelico und des westlichen Pustertales vom Untersilur der Karnischen Alpen. — Nicht übernommen wurde hier die Darstellung P. BECK-MANNAGETTAS & E. BRAUMÜLLERS 1964, wonach das Palaeozoikum der Karnischen Alpen an der Draufurche abschneidet und beiderseits der Pusterer Linie bei Win(ne)bach-Sylvestertal nur Phyllite vom Typ des westlichen und östlichen Pustertales liegen: Zu klar verqueren mindestens teilweise die für das Palaeozoikum der Karnischen Alpen bezeichnenden silurdevonischen Kalke, Diabase und verwandte Grüngesteine das Drautal an der Staatsgrenze. — Etwas fraglich ist hier auch die Stellung der silurdevonischen Kalke, die F. HERITSCH 1936 im Profil in die Luggauer Decke, in der Karte aber in die Mooskofel Decke stellt.

Bezüglich der Quartärgeologie sind, größtenteils im Einklang mit den älteren Vorarbeiten von A. PENCK & E. BRÜCKNER 1909, R. v. SRBIK 1930, 1936, R. v. KLEBELSBERG 1935, 1948, 1949, zu unterscheiden:

a) Interglaziale Schotter, Sande und Tone, teils im Pustertal, teils in den Zweigtälern des Iseltales.

b) Schleifspuren und Moränen der Würmeiszeit im gesamten Gebiet.

c) Als „Neuerwerbung“ Moränen des frühen Spätglazial: Nach einem Niederschmelzen des hochglazialen Eises um einige 100 m erfolgten neue Firn- und Eiszuschübe, Aufschüttung von Uferwällen oder ufernahen Mittelmoränen und von Moränendecken, deren Gesteine meist nur wenige km weit gefrachtet wurden. — Typisch und klar sind diese Verhältnisse bei Virgen und im inneren Deferegg. Bei Virgen verbreitete das hochglaziale Eis Zentralgranit und Kristallin der Unteren Schieferhülle des Kammes Großvenediger—Dreiherrenspitze. Das frühe Spätglazialeis frachtete Kalkglimmerschiefer und Prasinit der nächsten Umgebung; dabei gelangte aus dem schattseitigen Mullitz- und Steinkaastal Naheis mit Glimmerschiefer, Paragneis, Amphibolit u. a. der nördlichen Altkristallinserien 5) und 6) nach Virgen, also auf die Sonnseite N der Isel. — Doch erfolgten diese Vorstöße nicht, wie vom Verfasser 1942 angenommen wurde, durch Gletschervorstöße auf aperm Grund, sondern durch Aufschieben des Naheises auf die noch etwa 1000 m mächtigen Toteismassen. — Im inneren Deferegg frachtete der Würmgletscher über den Staller Sattel und das Gsiesertörl meist Tonalit; das frühe Spätglazialeis trug Augengneis (Zone Stoll-Hutner), Hellglimmerschiefer der Serie 6) (Fleischbachspitze und Panagen) sowie die Schiefer der südlichen Serie 10), d. h. der Gneisphyllite meist nicht mehr über die genannten Pässe, sondern gegen O durch das Deferegg herab. Die beigegebene quartärgeologische Skizze umreißt diese spätglaziale Eisbewegung durch Pfeile. Ob diesen spätglazialen Firn- und Eiszuschüben der inneren Täler auch eine Endmoräne im Drautal O von Lienz entspricht, ist nicht bekannt. — Auch die Moränen am Schlern und unterm Karersee (Schlernstadien) setzen

noch mächtiges Toteis des Etsch- und Eisackgletschers voraus (Mitteilung von H. HEUBERGER 1964 betreffend das Schlerngebiet; Eigenaufnahme am Karersee und am Schlern), so daß die frühen spätglazialen Gletschervorstöße am Südfuß der Hohen Tauern, in den Südtiroler Dolomiten wie auch in den Stubai- und Ötztaler Alpen (Studien des Verfassers 1956/58 und früher) übereinstimmen.

d) Entlang dem Eisrand der nach dieser Schlernphase weiter niederschmelzenden Toteismassen wurden hier wie auch vielfach andernorts in den Alpentälern murenartige Grob-, Feinschotter- und stellenweise auch Sande zu kleinen Absätzen und Scheinwällen angehäuft. Diese Absatztreppen beginnen in einer maximalen Höhe von 2200—1900 m ü. d. M. und ziehen stellenweise bis gegen die heutigen Talsohlen herab.

e) Nach weitgehendem Schwund des Würm- und Schlerneises erfolgte der Neuvorstoß der Gletscher des späten Spätglazial („Jungstadien“); er betraf alle Kare und Hochtäler. Die quartärgeologische Skizze zeigt die zahlreichen Moränen der kleinen Kargletscher, sie umreißt die langen Talgletscher des Dorfer-, Tauern- und Prägrate(n)er Tales. — Wie im Ötztal (s. o.) sind auch hier die Gschnitz-, Daun- und Egesenstadien teils zu einer enggescharten Jungstadiengruppe zusammengefaßt; im Südabfall der Villgrater Alpen sind sie aber deutlich in eine tiefere Gschnitz- und eine höhere Daun—Egesen-Gruppe geteilt.

f) Mutmaßlich aus der warmen Nacheiszeit sind auch hier hochgelegene Moore mit Stammresten im Torf erhalten; Pollenanalysen stehen noch aus. — Im Defereggeng und Iseltal (zwischen Matri und Huben) gingen Bergstürze und große Muren nieder, Seen wurden gestaut und mit Feinschichten gefüllt, endlich vermoort und vertorfte z. T. diese Becken; im Pustertal sind diese Verhältnisse noch ununtersucht. Große Bergstürze fehlen i. a. — Die Auffassung der Blockmassen der Lienzer Dolomiten als Schlernstadien (R. v. SRBIX 1930) ist noch zu überprüfen. — Noch unbekannt sind Bau und Mächtigkeit der breiten Talalluvionen bei Lienz. Hingegen deutlich sind die lehmigen Böden alter Schutthänge und Talauen und die graubraune Krume jungen Schuttes und junger Aue unterscheidbar. — Die beigegebene Skizze umreißt die bedeutende Vergletscherung des Hochgebirges der 1850er Jahre. Aber auch in zahlreichen, den Karten nach gletscherfreien Karen der Deferegger Alpen, zeitigten Gletschervorstöße in oder nach dem warmen Postglazial frührezente flechtige Blockmoränen, die um 1850 n. Chr. größtenteils zu rezenten Moränen umgeprägt wurden. — In den Hochflächen und Hochtälern vor den großen rezenten Gletschern und den rezenten Moränen liegen stellenweise und meist gut abtrennbar flechtenreiche Moränenwälle frührezenter Talgletscher-Vorstöße. In der Übersichtsskizze sind jedoch frührezente und rezente Eisflächen- und Aufschüttungen meist nicht gesondert.



Verh. Geol. B.-A.	Sonderheft G	S. 256—264	Wien, Oktober 1965
Z. deutsch. geol. Ges. Jahrgang 1964	Band 116 2. Teil	S. 512—520	Hannover, Oktober 1965

## Die alpidische Metamorphose an Erzlagerstätten am Ostrand der Alpen

VON WERNER TUFAR, Aarhus \*)

Mit 3 Abbildungen

Die tiefste tektonische Einheit des Semmering- und Wechselgebietes bildet die Wechselserie, die neuerdings dem Pennin zugezählt wird und innerhalb des überlagernden Unterostalpins ein Fenster bildet. Das charakteristische Gestein der Wechselserie ist der Wechselgneis, ein Albitgneis. Ursprünglich waren es Phyllite und Glimmerschiefer, die albitisiert wurden. Daneben treten aber auch Grünschieferserien, Albit — Epidot — Amphibolite usw. auf. Um die im Zentrum angeordneten Wechselgneise finden sich randlich ebenfalls schiefrige und phyllitische Typen mit neugesproßtem Albit. Die Gesteinsmetamorphose der Wechselserie wird allgemein als alpidisch aufgefaßt.

Das Unterostalpin besteht aus einer vormesozoischen Altkristallinserie, der Grobgneisserie, d. h. aus vormesozoischen Graniten (Mürztaler Grobgneis, Wenigzeller Granit, Birkfelder Granit, Aspanger Granit, Kirchberger oder Eselsberggranit, Pittener Augengneis usw.), die in eine phyllitische Schieferhülle intrudierten und mit dieser verfaltet wurden, weiters aus einer kompletten Triasserie, dem Semmering-Mesozoikum. Die Umbildung der anatektischen Granite zu Gneisen („Grobgneisen“) erfolgte durch die alpidische Gebirgsbildung, die in den Hüllgesteinen z. B. eine Chloritisierung der Granate hervorruft. Die Basis des Semmering-Mesozoikums bildet der permoskythische Semmering-Quarzit (Metaquarzit, Metaarkosen und Metakonglomerate), mit dem sich stellenweise auch Porphyroide finden, darüber dann Rauhwacken, Dolomite und Kalke. Die Obertrias ist karpatisch („Bunter Keuper“) entwickelt. Jura konnte im Semmering-Mesozoikum nicht nachgewiesen werden. Die alpidische Gesteinsmetamorphose der Grobgneisserie erreicht den Grad der Albit-Epidot-Amphibolitfazies, sofern nicht Diaphthorose vorliegt, während die Metamorphose im Semmering-Mesozoikum stellenweise den Grad der Grünschieferfazies erreicht.

Das Unterostalpin besteht im besprochenen Gebiet aus zwei Decken, einer höheren, schwächeren und fast erzleeren Decke, der Mürz-Tachenbergdecke (Kampalpendecke) und einer tieferen Decke, der Pretul-Kirchbergdecke, welcher das ausgedehnte Kristallin zwischen Pretul und Birkfeld im W und Kirchberg und Aspang im O angehört.

Auf der Grobgneisserie finden sich als Auflagerungen stellenweise Gesteinsserien höherer Metamorphose, so bei Siegraben, Vorau und Schäffern, die dem Mittelostalpin zugezählt werden. Altersmäßig wird auch für die Gesteine dieser mittelostalpinen Auflagerungen eine praealpidische Metamorphose angenommen.

\*) Adresse des Autors: Dr. WERNER TUFAR, Geologisk Institut, Aarhus Universitet, Aarhus C, Dänemark.

Durch die Untersuchungen verschiedener Erzlagerstätten am Ostrand der Alpen konnte in vielen Vorkommen eine tektonische Beanspruchung festgestellt werden, die durch die alpidische Orogenese hervorgerufen wurde, wobei diese in einzelnen Lagerstätten zu Metamorphoseerscheinungen führte. Diese Beobachtung-

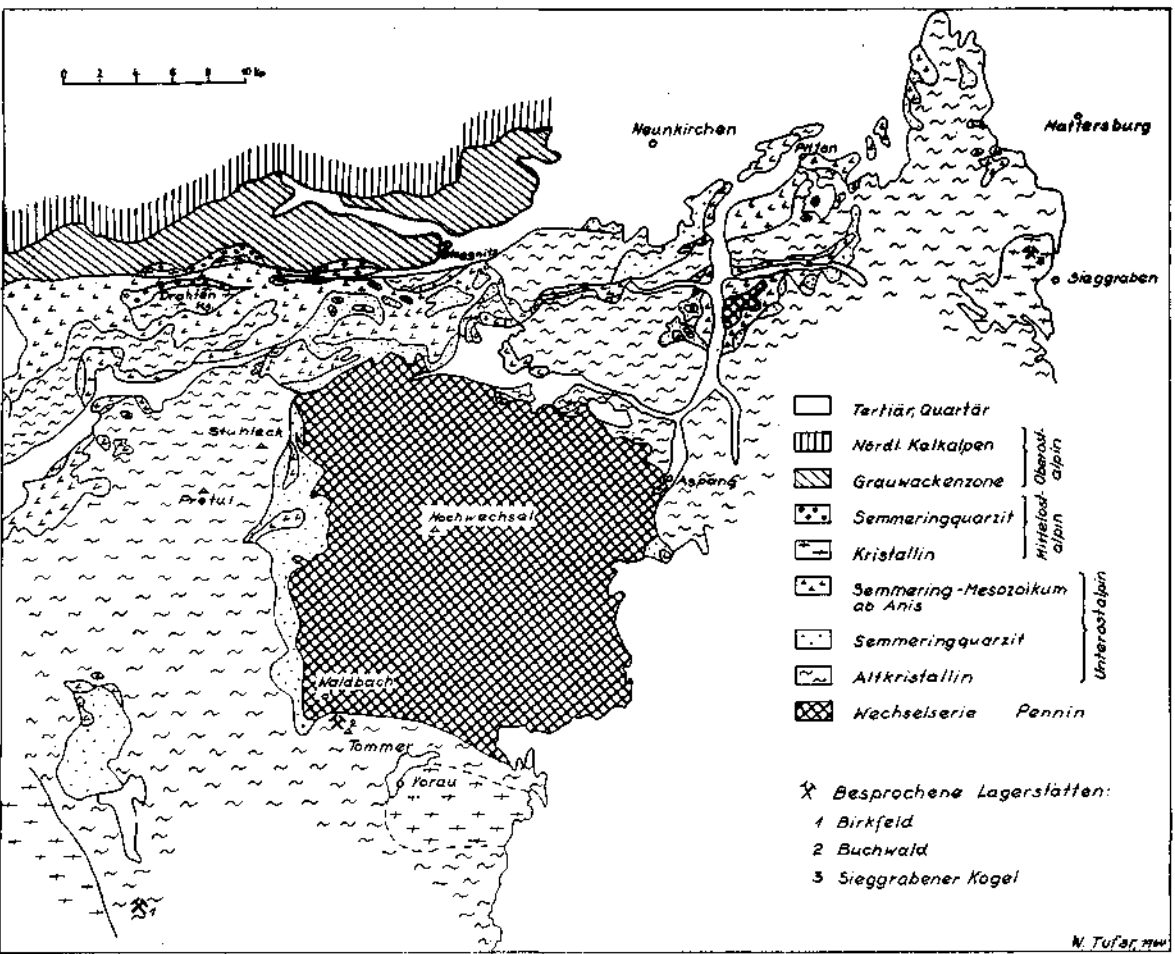


Abb. 1: Geologische Karte des Wechselgebietes. Nach H. P. CORNELIUS, H. HOLZER, F. KÜWEL, H. MOHR, R. SCHWINNER, A. TOLLMANN, H. WIESENEDER und eigenen Beobachtungen.

gen können aber auch als Hilfsmittel bei der altersmäßigen Einstufung dieser Vorkommen herangezogen werden. Im folgenden seien einige Beispiele angeführt, bei denen ein voralpidisches Alter der Lagerstätten als durchaus möglich erscheint.

Die alpidische Orogenese ist natürlich als mehrphasiger Vorgang aufzufassen und das Erkennen einer, vor allem oft mehrphasigen, alpidischen Metamorphose an Erzlagerstätten in diesen hauptsächlich voralpidischen Kristallingebieten ist insofern von Bedeutung, weil man auch dadurch schon mit großer Wahrscheinlichkeit die Tatsache ableiten kann, daß diese Lagerstätten praealpidisch angelegt wurden. Als Beispiele dafür seien die Eisenlagerstätten vom Buchwald ober Waldbach und Sieggraben, sowie die Ilmenitvererzung des Saussuritgabbros von Birkfeld kurz näher besprochen. Bei diesen drei Vorkommen kann neben dem tektonischen Beanspruchungsgrad der Lagerstätten schon aus paragenetischen Studien eine voralpidische Anlage der Vererzung als wahrscheinlich angenommen werden:

Der Gabbro von Birkfeld wird als voralpidischer „Pluton“ aufgefaßt, der stellenweise reichlicher Ilmenit enthält. Die beiden anderen, hier besprochenen Erzvorkommen, Buchwald und Sieggraben führen als charakteristische Gangart jeweils Granat, der in diesem Teil der Ostalpen aus sicher alpidisch metamorphen Gesteinen vollkommen unbekannt ist.

Beim Saussuritgabbro von Birkfeld handelt es sich um einen praealpidischen Gabbro mit stellenweise angereichertem Ilmenit. Obgleich die genetische Deutung gerade dieses Gesteines sehr schwer ist, ist dennoch die altersmäßige Einstufung in praealpidisch ziemlich sicher. Die alpidische Metamorphose bewirkt eine Umbildung des Gabbros bis zu Hornblende — Prasiniten und im Zusammenhang damit finden sich auch Korund- und Spinellgesteine.

Der Ilmenit dieses Gabbros ist nicht, wie dies sonst bei echt magmatischen Ausscheidungen meist der Fall ist, allotriomorph ausgebildet, sondern läßt trotz späterer alpidischer Metamorphose noch idiomorphe Entwicklung nach der Basis erkennen und zeigt auch keinerlei Entmischungen, wie etwa von Hämatit, Magnetit, Spinell, Rutil oder Korund.

Wenngleich Magnetit in diesem Gestein vollkommen zu fehlen scheint, bewirkt die alpidische Gesteinsmetamorphose dennoch alle Erscheinungen, wie sie für die metamorphe Titanomagnetit-Ilmenit-Paragenese typisch sind. Der Ilmenit wird postkristallin stark tektonisch beansprucht und deformiert. Das Titaneisen löscht oft sehr stark undulös aus und es kommt zu einer starken Druckzwillingsbildung nach  $\{10\bar{1}1\}$  wobei die Zwillingslamellen oft verbogen und zerbrochen sind. Daneben kommt es aber auch zu Translationen. Durch die intensive Metamorphose wird der Ilmenit abgebaut und zu Rutil und Titanit umgewandelt, die sich als unregelmäßige Einschlüsse im Ilmenit finden, wobei sich der Titanit immer als Saum zwischen Titaneisen und Rutil findet und diesen ebenfalls verdrängt, sich also Titanit bei Ausklingen der Metamorphose auch aus Rutil bildet. Wie schon eingangs erwähnt wurde, konnte Rutil als Entmischung im Ilmenit nirgends festgestellt werden. Neu aufsprießende Gangart, wie z. B. Biotit, verdrängt den Ilmenit. Abschließend kommt es zur Kataklyse, wobei der Ilmenit und Gangarten zerbrechen und von Markasit, der meist schon ganz in Pyrit umgewandelt ist, verdrängt werden.

Bei den nun zu besprechenden zwei Vorkommen Buchwald ober Waldbach, noch im unterostalpinen Altkristallin, und Sieggrabener Kogel im Mittelostalpin der Sieggrabener Deckscholle, handelt es sich um

zwei der interessantesten Eisenlagerstätten dieses Gebietes, die, obwohl sie verschiedenen tektonischen Horizonten angehören, dennoch bis zu einem gewissen Grade sehr ähnlich sind.

Das Nebengestein der Lagerstätte vom Buchwald ober Waldbach bildet ein Serizitphyllit, der schon dem Unterostalpin angehört, nahe an der Grenze zum Wechselfenster und Albitphyllit im Liegenden und einem Granatglimmerschiefer („Tommerschiefer“) im Hängenden.

Der Erzkörper, maximal 2,5 Meter mächtig, keilt nach etwa 14 Metern Länge vollkommen aus und besteht infolge der alpidischen Durchbewegung aus zwei Komponenten, nämlich:

1. Dem Erzkörper im engeren Sinne und
2. der Hülle.

Der Erzkörper im engeren Sinne baut sich aus folgenden Bestandteilen auf: Älteste Bildung ist Quarz und Siderit. Eine darauffolgende Durchbewegung und Stoffzufuhr führt zur Magnetitprossung im Siderit und zu einer Granatbildung, die die Besonderheit dieser Lagerstätte bildet. Der Granat verdrängt den gerundeten, älteren Quarz, aber auch den Eisenspat, diesen sogar nach dem Rhomboeder. Parallele Granatschichten enthalten die Reste des Siderites und ausgewalzen Quarz. Die verlegten Einschlußzüge im Granat deuten auf eine Durchbewegung zur Zeit der Entstehung hin. Der Magnetit bildet verlegte Einschlußzüge in derben Granatfelsstücken, im Siderit ist er zumeist idiomorph ausgebildet. Der Mangengehalt des Siderites ist mit 9,90%  $MnCO_3$  relativ hoch.

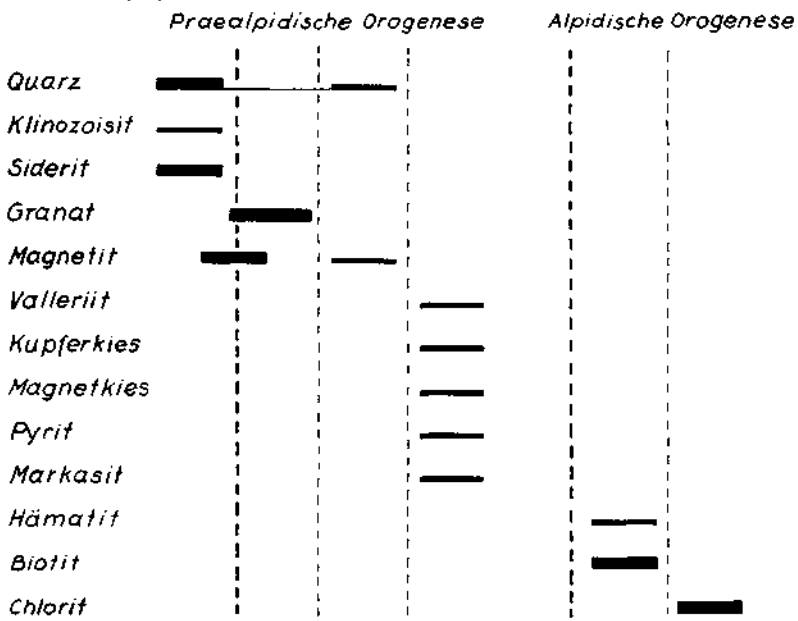
Eine anschließende mechanische Beanspruchung der Lagerstätte bewirkt, daß die Granatfelsen mit den Sideritresten zerbrechen und von Quarz ausgeheilt werden. Anschließend daran werden verschiedene Sulfide zugeführt, nämlich Kupferkies mit Vallerit, Magnetkies, Pyrit und als Abschluß Markasit. Danach findet die letzte Phase der Lagerstättenbildung statt, die bereits der alpidischen Orogenese zugerechnet wird.

Die alpidische Orogenese ruft eine neuerliche, sehr starke Durchbewegung hervor, wobei es aber zu einer Kalizufuhr kommt. Der bis dahin noch mehr oder weniger einheitliche Erzkörper wird in Blöcke zerlegt, die in O—W-Richtung ausgewalzt werden. Die Trennung in Erzkörper im eigentlichen Sinne und Hülle wird vollzogen. Die Hülle umgibt den Erzkörper und stellt einen mehr durchbewegten und ausgewalzten Teil des ursprünglichen Erzkörpers dar, wobei der Siderit der Hülle verlorengelht. Durch die Kalizufuhr geht der Granat der Hülle zum Teil in Biotit über und dies kann als Diaphthorese aufgefaßt werden. Eine weitere rückschreitende Metamorphose bewirkt eine „Chloritisierung“, die in diesem Gebiet verbreitet ist. Der Chlorit bildet sich aus Biotit und Granat, teilweise auch im Erzkörper. Die Granate der Hülle stecken in einem Kranz von Biotit und Chlorit, die beide die Magnetitzüge des ursprünglichen Granates oft übernehmen. In kompakteren Magnetitpartien des Erzkörpers konnte stellenweise eine ganz schwache Martitisierung festgestellt werden, die etwas älter als die Chloritisierung sein dürfte.

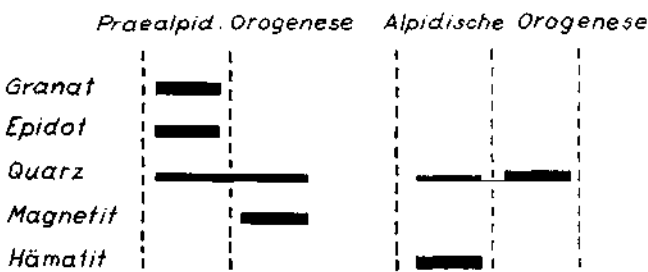
Eine Lagerstätte recht ähnlicher Paragenese und Entstehung findet sich am Siegrabener Kogel in der mittelostalpinen Siegrabener Deckscholle. Der Mineralinhalt dieses Vorkommens stellt ebenso wie der der umgebenden Gesteinsserien eine Bildung zumindest der Mesozone dar. Wie schon eingangs erwähnt wurde, wird die Gesteinsmetamorphose dieses Kristallgebietes allgemein als vormesozoisch aufgefaßt.

## *Mineralisationsphasen der Lagerstätten Buchwald und Siegraben*

### Buchwald:



### Siegrabener Kogel:



- - - - stärkere Durchbewegung  
 - - - - schwächere Durchbewegung

Der Inhalt der Lagerstätte beschränkt sich auf nur wenige Mineralien, nämlich Magnetit und Hämatit als Erze, Granat, Epidot und Quarz als hauptsächliche Gangarten. Sulfide konnten bis jetzt keine nachgewiesen werden, nicht einmal Pyrit.

Die Bildung dieses Vorkommens fand, ähnlich wie bei der Lagerstätte Buchwald ober Waldbach unter den Bedingungen einer Regionalmetamorphose statt, wie dies auch schon aus den Verwachsungen der einzelnen Mineralien hervorgeht. Älteste Bildung ist Granat mit Epidot und Quarz, der Magnetit ist etwas jünger. Ein Teil des Lagerstätteninhaltes dürfte vielleicht auch auf eine kleine sedimentäre Eisenanreicherung vor der Metamorphose zurückgeführt werden. Charakteristisch ist wieder der Granat, der fast reine Granatfelsen bilden kann, oder sich in ausgewalzten Lagen im Erz findet. Der Granat von Sieggaben hat eine sehr hohe Andraditkomponente, die ebenfalls auf eine stärker metamorphe Bildung hinweist. Auch der Granat von Buchwald kann durch seinen Chemismus, z. B. seine relativ hohe Spessartinkomponente in ein relativ stärkeres Niveau der Metamorphose gestellt werden. Vergleichsweise sei auch eine Granatanalyse von Schneeberg in Südtirol angeführt. Diese Lagerstätte entstand ebenfalls unter den Bedingungen einer Regionalmetamorphose, die allerdings jünger, nämlich alpidisch ist („Tauernkristallisation“).

	Sieggaben Burgenland	Buchwald Waldbach	Schneeberg Südtirol
SiO <sub>2</sub>	36,73%	35,55%	36,08%
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	8,92%	14,12%	19,50%
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18,53%	13,92%	3,06%
FeO	9,13%	20,77%	28,44%
TiO <sub>2</sub>	0,20%	0,33%	0,32%
MnO	0,10%	6,90%	3,54%
CaO	25,03%	4,90%	5,44%
MgO	1,56%	3,72%	3,81%
	100,20%	100,21%	100,19%

Vor der Kristallisation des Magnetites, der ebenfalls noch unter Metamorphosebedingungen gebildet wurde, kam es zu einer Durchbewegung, wobei der Granat zerbricht und von Magnetit ausgeheilt und verdrängt wird.

Eine spätere starke tektonische Durchbewegung und damit verbundene Metamorphose gehört bereits dem alpidischen Zyklus an und führt zur Verschieferung der Lagerstätte. Es werden dabei aszendente Lösungen zugeführt, die eine Verdrängung von Magnetit durch Eisenglanz bewirken. Diese Martitisierung des Magnetites ist besonders stark an Korngrenzen, Rissen und Sprüngen des tektonisch beanspruchten Magnetites ausgebildet, selbstverständlich finden sich auch in den Magnetitkörnern Eisenglanzadeln. Der gesamte Eisenglanz der Lagerstätte entstand durch diese Martitisierung des Magnetites und sämtliche Übergangsstufen von reinem Magnetit als Ausgangsprodukt über schwach martitisierten Magnetit, Hämatit mit Magnetitresten bis zu reinem Eisenglanz können in der Lagerstätte nachgewiesen werden. Aber selbst am Eisenglanz ist eine tektonische Beanspruchung noch feststellbar, die sich in Druckzwillingsbildung, undulösem Auslöschern, Translationen und Bruch äußert.

Es sind also unabhängig voneinander zwei Phasen der Lagerstättenbildung vorhanden, nämlich eine Metamorphose, die zur Bildung der Lagerstätte führt und die als praealpidisch angesehen wird, wobei das Kristallin dieser Deckscholle

und das Vorkommen gleichzeitig gebildet wurden, also einem gemeinsamen Vorgang angehören und wesentlich später eine Orogenese und damit verbundene Metamorphose, die zur Verschieferung der Lagerstätte führte und bei der es zur Bildung des Hämatites aus Magnetit kam. Diese Orogenese wird als alpidisch angenommen. Jüngste Bildung sind reine erzeleere Quarzgänge, die in diesem Gebiet weit verbreitet sind und die Lagerstätte auch diskordant durchadern. Aber selbst diese Quarzgänge lassen noch tektonische Beanspruchungen erkennen.

Sowohl in Siegraben als im Buchwald ober Waldbach fand die alpidische Orogenese die Lagerstätte jeweils schon fertig vor und bewirkte eine Metamorphose des Vorkommens, bei der die Lagerstätten verschiefert wurden und es zu einer Diaphthorese kam. Diese war aber in Siegraben stärker, denn im Buchwald ober Waldbach führt diese rückschreitende Metamorphose nur zu einer ganz schwachen Martitisierung der kompakteren Magnetiterzpartien, zur Biotitsprossung und hauptsächlich zur Chloritisierung, die aber in Siegraben vollkommen fehlt. In Siegraben bewirkt diese Diaphthorese eine Martitisierung des Magnetites, die sehr stark ausgebildet ist.

An einer Reihe anderer Lagerstätten dieses Gebietes, die hier nicht näher besprochen werden können, kann man ebenfalls durch die alpidische Orogenese hervorgerufene Metamorphoseerscheinungen erkennen und man darf vielleicht auch bei diesen Vorkommen auf eine praealpidische Anlage schließen, wie z. B. bei einigen Pb-Zn-Vorkommen, so etwa im Altkristallin der Fröschnitz. Diese Pb-Zn-Vererzung, verbunden mit Baryt, weiters mit einer Eisenvererzung (Siderit, Magnetit), zeigt natürlich starke Durchbewegung, Umkristallisation, Verschieferung usw., hat große Ähnlichkeit mit der Pb-Zn-Vererzung des Grazer Paläozoikums und unterscheidet sich deutlich von den jungen Baryt-, Eisen- und Pb-Zn-Vorkommen, wie man sie im Semmering-Mesozoikum findet. Einen weiteren Hinweis auf vielleicht voralpidische Anlage geben bei diesen Vorkommen auch absolute Altersbestimmungen (320 Millionen Jahre beim Arzberg in der Fröschnitz; gleiches Alter hat auch der Bleiglanz vom Silberloch S Ratten, einer metamorphen Kieslagerstätte mit beibrechenden Blei-Zink-Erzen).

#### Verzeichnis der Lagerstätten:

- |  |  |
|--|--|
| 1: Walpersbach-Schleinz                | 19: Gr. Otter-SW-Hang                    |
| 2: Harathof-Steinberg                  | 20: Gr. Otter-S-Fuß-Otterthal            |
| 3: Pitten                              | 21: Trattenbach                          |
| 4: Brunner Berg W Pitten               | 22: Kirchberg/Wechsel                    |
| 5: Seebenstein-Schiltern               | 23: Knappenkeusche S Steinhaus/Semmering |
| 6: Ober-Unterarzberg                   | 24: Fröschnitz-Arzberg                   |
| 7: Gaisriegel (Stupfenreith)           | 25: Fröschnitzgraben-Dürrgraben          |
| Haidenberg W Klingfurth                | 26: Kleiner Pfaffengraben-Natzlbauer     |
| 8: Scheiblingkirchen-Gleißfeld         | 27: Rettenegg-Ort                        |
| 9: Kirchau-Zottelhof                   | 28: Prinzenkogel-Kaltenegg               |
| 10: Weingart Reitersberg, Thernberg NW | 29: Hallwachsschmiede                    |
| 11: Krumbach-Lehnergraben              | 30: Arzberg ober Waldbach (Baryt)        |
| 12: Myrthengraben/Semmering            | 31: Arzberg ober Waldbach (Fe)           |
| 13: Hirschenkogel/Semmering            | 32: Waldbach-Ort                         |
| 14: Fröschnitzgraben-Dürrgraben (25)   | 33: Buchwald ober Waldbach               |
| 15: Erzkogel SSW Sonnwendstein (Fe)    | 34: Silberloch S Ratten                  |
| 16: Erzkogel SSW Sonnwendstein (Baryt) | 35: Puchegg/Vorau                        |
| 17: Kleinkogel                         | 36: Siegrabener Kogel                    |
| 18: Wiesenhöhe W Gr. Otter             | 37: Birkfeld                             |





Die Auswirkungen der alpidischen Metamorphose können aber selbst an älteren alpidischen Lagerstätten noch beobachtet werden. So geht in einer Eisenkarbonatlagerstätte des Semmering-Mesozoikums die stellenweise Magnetit sprossung auf diese Metamorphose zurück. Eine Phase der alpidischen Orogenese bewirkt die Sprossung des Magnetites in den Eisenkarbonaten, aber auch Eisenglanz wird von Magnetit verdrängt und es kommt dabei zu Verwachsungen, die als Pseudomorphosen von Magnetit nach Hämatit aufgefaßt werden können, denn die ehemaligen Eisenglanztafeln werden von Magnetit ausgefüllt, in dem sich noch die Reste des ursprünglichen Hämatites finden, also der umgekehrte Fall wie in Siegraben!

Abschließend soll noch kurz auf eine Erscheinung in diesem Gebiet eingegangen werden: Schon beim Vorkommen Buchwald ober Waldbach und Siegraben konnte die Entstehung dieser Lagerstätten jeweils nur durch Wechselwirkungen einer allerdings praealpidischen Metamorphose erklärt werden, ohne geringste Beeinflussung durch ein Magma. Ähnliche Vorgänge scheinen sich aber ebenfalls während der alpidischen Orogenese und der damit verbundenen Metamorphose abgespielt zu haben, so z. B. im Semmering-Mesozoikum.

Hier gibt es eine Reihe von Barytlagerstätten, die sowohl im Permoskyth-Quarzit wie im Anis-Ladin-Dolomit auftreten, aber jeweils an den Quarzit gebunden sind. Da in Verbindung mit diesen Vorkommen kein Magmatismus nachgewiesen werden konnte, liegt es also nahe, bei diesen Lagerstätten auf die Wechselwirkungen während der alpidischen Deckenüberschiebungen und der damit verbundenen schwachen Metamorphose im unterlagernden Semmering-Mesozoikum zu denken. Es wird dabei an eine Art „Lateralsekretion“ im weiteren Sinne gedacht. Da die Permoskyth-Quarzite petrographisch durch ihren hohen Feldspatgehalt eigentlich großteils Metaarkosen sind, könnte man daran denken, daß während der Metamorphose in diesem Gebiet Porenlösungen zirkulierten, die aus den Feldspäten etwas Barium lösten und Baryt ausfällten. Abgesehen von den Schwerspatgängen wurde junger xenomorpher Baryt als akzessorisches Mineral aus dem Quarzit beschrieben und würde für die oben dargelegte Deutungsmöglichkeit sprechen. Die Erwärmung dieser Lösungen zu „hydrothermalen Lösungen“ ergibt sich aus der geothermischen Tiefenstufe durch Überlagerung während der Überschiebungen.

Es darf vielleicht noch hingewiesen werden, daß sich eine Reihe anderer Lagerstätten, vor allem kleinere Vorkommen in diesem Gebiet, sowohl im Semmering-Mesozoikum wie im Kristallin, bei einem vollkommenen Fehlen sicherer magmatischer Erscheinungen, die als Lagerstättenbringer herangezogen werden könnten, auf solche Weise am einfachsten erklären lassen.

#### Ausgewählte Literatur:

- TOLLMANN, A.: Der Deckenbau der Ostalpen auf Grund der Neuuntersuchung des zentral-alpinen Mesozoikums. — Mitt. Ges. Geol. Bergbau Stud. Wien, Bd. 10, 1–62, Wien 1959.
- TUFAR, W.: Die Erzlagerstätten des Wechselgebietes. — Joanneum, Min. Mitteilungsblatt, H. 1, 1–60, Graz 1963.
- TUFAR, W.: Geochemische Untersuchungen an österreichischen Baryten, im Druck.
- TUFAR, W.: Die Vererzung vom Siegrabener Kogel (Burgenland), im Druck.
- TUFAR, W.: Die Erze des „Sausuritgabbros“ von Birkfeld (Steiermark), im Druck.
- WIESENER, H.: Die Korund-Spinellfelse der Oststeiermark als Restite einer Anatexis. — Joanneum, Min. Mitteilungsblatt, H. 1, 1–30, Graz 1961.
- WIESENER, H.: Die alpine Gesteinsmetamorphose am Alpenostrand. — Geolog. Rdsch., Bd. 52, 238–246, Stuttgart 1962.

Verh. Geol. B.-A.	Sonderheft G	S. 265—287	Wien, Oktober 1965
Z. deutsch. geol. Ges. Jahrgang 1964	Band 116 2. Teil	S. 521—543	Hannover, Oktober 1965

## Zur Frage der Morphologie und Systematik der Unterfamilie *Nummulitinae*

Von B. T. GOLEV \*)

Mit 5 Abbildungen und 3 Tafeln

Morphologie und allgemeiner Entwicklungsplan der Skelettelemente sind die Grundlage der Systematik der Unterfamilie *Nummulitinae* sowie anderer Fossilien.

Das Fehlen von neuen ausführlichen Untersuchungen des Baues der Schalen dieser Foraminiferen hatte zur Folge, daß es heute keine einheitliche Meinung von der Größe der Unterfamilie *Nummulitinae* gibt. Verschiedene Untersucher zählen eine ganz verschiedene Anzahl von Genera zu dieser Unterfamilie, wobei sie hauptsächlich von den Arbeiten der früheren Untersucher Gebrauch machen. So haben J. GALLOWAY (1933) acht, M. GLAESSNER (1948) elf, J. SIGAL (1952) fünf, A. SMOUT (1955) sieben und PURI (1957) vier Genera zu dieser Unterfamilie gezählt.

Die Analyse der Literatur und das ausführliche Studium der Schalen der fossilen und rezenten Formen gaben uns die Möglichkeit, zur Unterfamilie *Nummulitinae* fürs erste fünf Genera zu zählen.

*Nummulites* LAMARCK, 1801  
*Operculina* D'ORBIGNY, 1826  
*Assilina* D'ORBIGNY, 1826  
*Operculinella* YABE, 1918  
*Neooperculinoides* GOLEV, 1961

Die ersten ausführlichen Beschreibungen des Baues der Nummuliten- und Operculinen-Schalen stammen aus der Mitte des 19. Jahrhunderts.

Fast gleichzeitig wurde der Bau des Genus *Nummulites* von N. JOLY & LEYMERIE (1848) und W. B. CARPENTER (1850) beschrieben. 1852 publizierten H. J. CARTER und dann W. B. CARPENTER (1859) die Resultate ihrer ausführlichen Untersuchungen der Operculinen-Schale. 1853 beschrieben ARCHIAC & HAIME in ihrer bekannten Monographie den Bau der Schalen von Nummuliten und Assilinen, wobei die letzteren fehlerhaft zu *Nummulites* gezählt wurden.

Von großer Bedeutung war die Monographie von DE LA HARPE (1881—1883), wo er ziemlich deutliche morphologische Unterschiede zwischen den Genera *Nummulites*, *Assilina* und *Operculina* formulierte. Die letzte große dem Bau der Genera *Nummulites* und *Assilina* gewidmete Arbeit wurde von P. ROZLOZNIK im Jahre 1927 veröffentlicht.

\*) Adresse des Autors: Dozent Dr. B. T. GOLEV, Universität der Völkerfreundschaft namens P. Lumumba, Moskau, W 302, 5 Donskoj, 7.

W. B. CARPENTER (1859) untersuchte als erster die Schale des Vertreters des Genus *Operculinella*; er beschrieb dieses Genus, gab die Bilder und bezeichnete es als *Amphistegina*.

1918 revidierte H. YABE die von CARPENTER beschriebenen Formen und bezeichnete sie als neues Genus *Operculinella*.

Das Genus *Neoperculinoides* wurde von einer großen Anzahl der Autoren, insbesondere von den amerikanischen Untersuchern, unter der Bezeichnung *Operculinoides* HANZAWA beschrieben. 1961 revidierten wir morphologische Merkmale des Genus *Operculinoides* und schlugen statt dessen das neue Genus *Neoperculinoides* vor (B. T. GOLEV, 1961).

Obwohl eine große Anzahl von Arbeiten existiert, die den Fragen der Morphologie der Vertreter der Unterfamilie *Nummulitinae* gewidmet sind, sind viele Merkmale dieser Unterfamilie ungenügend untersucht; manche von ihnen sind entweder vollkommen übersehen worden oder werden falsch gedeutet. Unten untersuchen wir den Bau der Schalen der Genera *Operculina*, *Nummulites* und *Assilina*, sowie die Bedeutung der wichtigsten Merkmale für die Systematik der Unterfamilie *Nummulitinae*.

Uns standen folgende Materialien zur Verfügung: Die Fossilkollektionen des Autors aus der Krim, aus Turkmenien, von der Halbinsel Mangischlack, aus Armenien, aus den Karpaten und anderen Lokalitäten; sowie die Sammlungen der rezenten Schalen der Genera *Operculina* und *Operculinella* aus dem Indischen und Stillen Ozean, die während der Expedition des speziellen, dem Institut für Ozeanologie der Akademie der Wissenschaften gehörenden Schiffes „Witjaz“ gesammelt wurden.

Wir stellen unseren großen Dank Frau CH. M. SAIDOVA ab, die uns diese Materialien für die Untersuchung liebenswürdig überreichte.

Bei Untersuchung des Baues der *Nummulitidae*-Schalen macht man gewöhnlich eine gesonderte Beschreibung der äußeren Merkmale (der Schalenform, der Septallinienform, der Granulation), die auf der Schalenfläche zu bemerken sind, und dann eine gesonderte Beschreibung der inneren Merkmale (des Charakters der Aufrollung der Spiralen, ihrer Dicke, der Septenform und der Anzahl der Septen in einer Windung, der Kammerform, der Form und der Abmessungen der Anfangskammern bei der megalosphärischen Generation, des Maßes der Involution der Spiralplatte und der Kammerflügel), die aus den Median- und Axialschnitten zu sehen sind.

Bei der Bestimmung der Arten ist solch eine Beschreibungsordnung notwendig und bequem. Wir stellen uns die Aufgabe, die morphologischen Merkmale der Genera und die taxonomische Bedeutung dieser Merkmale zu untersuchen. Aus diesen Gründen beschrieben wir zuerst die Elemente des inneren Baues und dann erst äußere Merkmale, weil die letzteren eine Widerspiegelung des Charakters der Elemente des inneren Baues sind.

Vor der Darlegung der Resultate unserer Untersuchungen sind in diesem Zusammenhang zwei Werke von W. B. CARPENTER (1850, 1859) zu erwähnen. Beide von vielen zeitgenössischen Wissenschaftlern vergessene Arbeiten sind klassische Beispiele eingehender, mikroskopischer Untersuchungen. Gerade diese Untersuchungen wurden den Arbeiten der späteren Wissenschaftler zugrunde gelegt. Um das richtige Verständnis für die Unterschiede zwischen Genera in der Unterfamilie *Nummulitinae* zu bekommen, ist es notwendig, sich:

1. die Wechselbeziehung zwischen der Schalenwand und den Septen,
2. den Verlauf des Schalenwuchses (der Kammerbildung) und
3. die Entwicklung des Kanalsystems, des Dorsalstranges, der Granulation sowie ihrer Funktionen klarzumachen.

Sowohl in der Fachliteratur der früheren Periode als auch in der späteren Fachliteratur kann man die Schemen des Baues der Schalen der Vertreter der Unterfamilie *Nummulitinae* finden. Auf diesen Schemen aber ist entweder nur ein Teil der morphologischen Merkmale gezeigt oder es sind viele Skelettelemente falsch dargestellt und erklärt.

So unterscheidet sich der auf dem von NEMKOV gegebenen Schema eines *Nummulites* gezeigte Dorsalstrang morphologisch nicht von der Spiralplatte (G. I. NEMKOV, 1955, Abb. 4; 1956, Abb. 1; 1959, Abb. 732), während gerade dieser Unterschied das wichtigste Merkmal der Unterfamilie *Nummulitinae* ist. Außerdem ist auf seinem Schema der Bau des Kanalsystems nicht gezeigt.

Im Jahre 1957 bezeichnete H. S. PURI (1957, Textfig. 2) die Spiralplatte (die Schalenwand) als einen Dorsalstrang und gab eine fehlerhafte Darstellung des Pfeilers als eines einheitlichen, einige Windungen durchdringenden Elementes, das zwischen den Septen liegt. Den von uns unten vorgeschlagenen Schemen wurde das von W. B. CARPENTER für das Genus *Operculina* gegebene Verfahren der Darstellung (1859, table I, fig. 3) zugrunde gelegt.

Im Jahre 1948 gab D. D. BANNINK das Schema von W. B. CARPENTER wieder, leider aber ohne kritische Analyse und irgendwelche Korrekturen.

Das Studium des Schalenbaues der rezenten Formen und mancher fossiler Vertreter des Genus *Operculina* zeigte, daß sich W. B. CARPENTER den Charakter der Aufrollung der Spiralplatte unrichtig vorgestellt hatte. Auf seinem Schema sind alle inneren Windungen (außer der letzten Windung) involut; involut sind nicht nur die Platten der Windungen, sondern auch die Kammerflügel.

Es ist interessant zu bemerken, daß auf den von W. B. CARPENTER (1859, Tafel III, Fig. 1, 2, 4—9, 11, 12) gegebenen Zeichnungen der Schalen selbst (aber nicht auf dem Schema) diese Erscheinung nicht zu beobachten ist. Das von W. B. CARPENTER gegebene Schema widerspiegelt eher den Bau der Vertreter des Genus *Neooperculinoides* als den Bau der Vertreter des Genus *Operculina*.

Bei den Schalen der Vertreter des Genus *Operculina* ist die erste (selten die zweite) Windung vollkommen involut. Alle nachfolgenden Windungen sind entweder halb involut oder fast evolut. Gerade deshalb kann man auf der Fläche der Operculinen-Schalen die vorletzte Windung sowie die früheren Windungen sehen.

Um die richtige Vorstellung vom Bau der *Nummulitidae*-Schale zu bekommen, ist es vor allem nötig, sich den Charakter der Verbindung der Septen mit der Schalenwand (der Spiralplatte) klarzumachen.

In der älteren Literatur wird diese Frage nicht behandelt.

Im Jahre 1956 schrieb G. I. NEMKOV (S. 151):

„Die Septen verbreiten sich vom Pol aus in radialer Richtung, wobei sie sich dem Dorsalstrang der entsprechenden Windung und den Schalenseitenwänden anschließen.“ Das sorgfältige Studium der rezenten Operculinen- und Operculinellen-Schalen sowie der fossilen Nummuliten bewies die Fehlerhaftigkeit dieser Meinung.

Das mehrfache stufenweise Schleifen und das Photographieren der Schalen (Fig. 1) zeigten, daß sich die Septen der inneren Seite der Schalenwand nicht anschließen, sondern sie durchdringen. Die Septen, die die Wand der Windung durchdringen, erscheinen auf der äußeren Fläche der Wand, indem sie entweder eine gerade (bei den Genera *Nummulites* und *Operculinella*) oder eine unterbrochene Linie in Form der prolongierten oder rundlichen Granula (bei den Genera *Operculina* und *Assilina*) bilden. Die Erscheinungsform der Septen auf der Fläche der Windung (Septallinien) ist auf den Tafeln 1, 2 und 3 zu sehen.

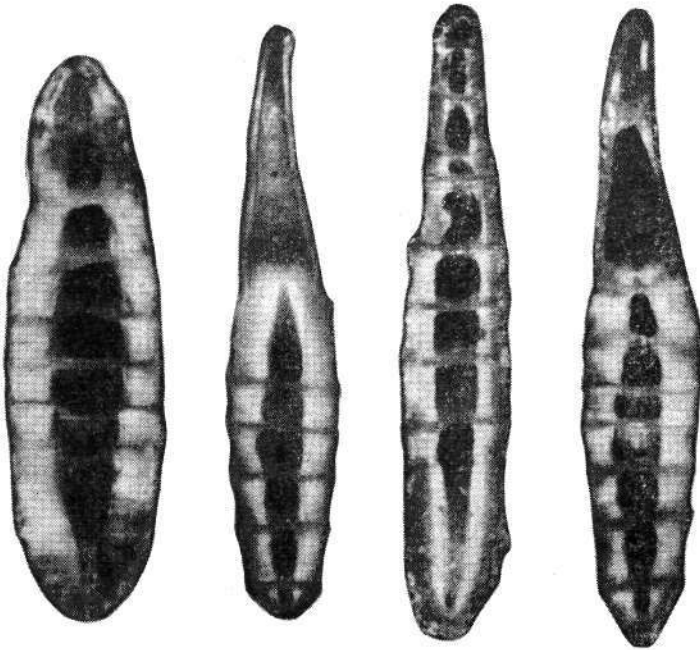


Fig. 1: Tangentialschnitte einer rezenten Schale von *Operculina complanata* (DEFRANCE), die das Durchdringen der Spiralplatte durch Septen demonstrieren.

Die Septen der Vertreter des Genus *Operculina* können als durchgehende oder unterbrochene Linien, sowie als Punkte (Granula) auf der Oberfläche der Windung erscheinen.

Eine in höchstem Maße richtige Darstellung der Verbindung zwischen den Septen und der Spiralplatte ist von W. B. CARPENTER (1859, Tafel IV, Fig. 12) gegeben worden. Die späteren Untersucher schenkten dieser Zeichnung von W. B. CARPENTER sichtlich keine Aufmerksamkeit. So hielt P. ROZLOZNIK (1927, S. 46) die Bildung der Septallinien für einen sekundären Prozeß der Ablagerung der imperforierten Substanz auf den Septen.

Bei der Erörterung des Kanalsystems werden wir zeigen, daß die *Nummulitidae*-Schale keine sekundären Elemente aufweist; alle Schalenelemente sind von Anfang bis zum Ende ihres Wachses primär.

Die Septallinien sind also keine Widerspiegelung des Septenganges auf der Fläche der Windung, sondern äußere Endungen der Septen selbst. Unserer Meinung nach spielte der Charakter der Verbindung der Septen mit der Schalenwand in der Entwicklung der Unterfamilie eine große Rolle.

Die einfachste Verbindung der Septen mit der Schalenwand ist bei den Vertretern des Genus *Nummulites* zu beobachten, dessen Septen mit ihrem ganzen äußeren Rand als eine ununterbrochene Linie auf der Oberfläche der Windung erscheinen. Bei den Vertretern des Genus *Operculina* ist das Erscheinen der Septen in Form einer durchgehenden Linie auf der Oberfläche der Windung relativ selten zu sehen. Viel öfter findet man Schalen, deren Septen in Form der profilogenen oder rundlichen Granula auf der Oberfläche der Windungen auftreten. Diese Granula sind Endungen der Septenvorsprünge (innerhalb dieser Vorsprünge gibt es Kanäle, die mit einer offenen Bohrung im Zentrum des Granulum enden). Bei solchem Septenbau ist der Verbrauch an Kalziumkarbonat geringer als im Falle des Erscheinens der Septen in Form ununterbrochener Linien auf der Oberfläche. Trotzdem nimmt die Festigkeit der Verbindung der Septen mit der Schalenwand nicht ab, weil granulaförmige Anschwellungen auf Septenvorsprüngen die Septen mit der Schalenwand befestigen. Es ist nicht ausgeschlossen, daß bei dem geringeren Verbrauch an Kalziumkarbonat solch eine feste Verbindung zwischen Septen und Schalenwand zur Entstehung der evoluten Schale bei Operculinen, d. h. zu noch größerer Herabsetzung des Verbrauches an Kalziumkarbonat zur Bildung der Schale, führte.

Darum paßten sich Operculinen dem Medium mit vermindertem Karbonat-Gehalt des Wassers so leicht an.

Was die Rolle des Verbrauches an Kalziumkarbonat für den Bau des Gerüsts anbetrifft, so sind Operculinen-Schalen viel vollkommener als die Schalen der Vertreter anderer Genera der Unterfamilie *Nummulitinae*.

Bei den Schalen der Vertreter des Genus *Assilina* (Taf. 3) fand auch eine Vervollkommnung in Richtung der Verminderung des Verbrauches an Kalksubstanz statt, aber sie entwickelte sich anders als bei den Schalen der Vertreter des Genus *Operculina*.

Wie man auf dem gegebenen Schema sehen kann, sind die Spiralplatten der Windungen involut (seltener halbinvolut).

Von der dritten oder vierten Windung an werden die Spiralplatten in Richtung zum Pol der Schale immer dünner. Das führte zur Bildung des konkaven Zentralteiles der Schale. Die Verdünnung der Platten der Windungen in Richtung zum Pol (d. h. die Verminderung des Verbrauches an Kalziumkarbonat) ist dadurch bedingt, daß Assilinen keine Kammerflügel haben. Es bedeutet, daß von den Dorsalsträngen an bis zum Pol der Schale die Platten der Windungen dicht aneinanderstoßen. Sie bilden eine feste und ziemlich dicke, gemeinsame Schalenwand, obwohl die Platten jeder Windung im Pol dünner als auf der Peripherie wurden.

Da es keine Kammerflügel gibt, dehnen sich die Septen nicht wie beim Genus *Nummulites* bis zum Pol. Sie sind nur von den Dorsalsträngen der zwei Nachbarwindungen begrenzt, was bedeutet, daß Septalflügel fehlen. Das trug auch zur Verminderung des Verbrauches an Kalziumkarbonate bei. Die auf der Oberfläche der Schale der letzten Windung sichtbaren Septallinien sind bei allen inneren Windungen falsch. Um ihre Entstehung zu erklären, nehmen wir die dritte Windung als Beispiel. Die Septen dieser Windung durchdringen die Platte und

bilden auf der äußeren Fläche die rosenkranzförmigen Septallinien, in deren Anschwellungen sich die Ausgänge der interseptalen Kanäle befinden. Im Verlaufe des Wuchses der Platte der vierten Windung dringen die interseptalen Kanäle der Septen der dritten Windung durch die Platte der vierten Windung und erreichen deren äußere Fläche. Die Hülle dieser Kanäle ist pfeilerartig. Durch die Platte der vierten Windung, die sich mit der Platte der dritten Windung vereint, keimen also nur die Pfeiler (aber nicht Septen), die die Kanäle tragen.

Beim Anwachsen weiterer Windungen durchdringen die Pfeiler diese. Die Ränder der Pfeiler kommen miteinander in Berührung und bilden falsche Septallinien auf der äußeren Fläche. Diese falschen Septallinien spiegeln die Septenhauptumrisse der inneren Windungen wider. Wenn die Ränder der Pfeiler auf der Oberfläche der Windungen sich nicht berühren, so sind die Septalgranula (aber nicht die falschen Septallinien) zu sehen.

Aus allen oben angeführten Angaben folgt, daß fast die ganze Oberfläche der Assilinen-Schalen mit falschen Septallinien bedeckt ist. Eine Ausnahme bildet der Randteil der Schale, wo die Septenvorsprünge der letzten Windung auf der Oberfläche erscheinen und echte Septallinien bilden.

Es muß bemerkt werden, daß der Durchmesser der Öffnungen der Kanäle, die sich im Zentrum der Granula befinden, bei Assilinen viel größer ist als bei Nummuliten und Operculinen.

Gehen wir zur Betrachtung des Schalenwuchses, der Septen- und Kammerbildung über. Der gesamte Bauplan der *Nummulitidae*-Schalen ist vor allem von dem Entwicklungsgrade des komplizierten Kanalsystems bedingt, das der Zirkulation des ein Kalkgerüst bildenden Protoplasmas dient.

Als Beispiel können die Operculinen genommen werden (Taf. 1). Die richtige Vorstellung der Bildung der Septen und der Schalenwand gestattet uns, die Fehler bei der Bewertung der taxonomischen Bedeutung verschiedener morphologischer Elemente und ihrer Funktionen zu vermeiden.

Im Jahre 1850 stellte W. B. CARPENTER fest, daß die Nummuliten-Schale aus perforierten und imperforierten Elementen besteht. Zu den perforierten Elementen wird allgemein die Wand, die von dünnen Rohrporen durchdrungen ist, gezählt. Zu den imperforierten Teilen zählt man Septen, Dorsalstrang und Pfeiler, die auf der Oberfläche in Form der Granula erscheinen. Nach W. B. CARPENTER (1850, S. 23) bestehen die Septen aus zwei Platten, zwischen denen es Kanaläste gibt, die W. B. CARPENTER als interseptale Räume (interseptal spaces) bezeichnete.

1852 stellte H. J. CARTER die Verbindung zwischen den interseptalen Kanälen und den Kanälen des Dorsalstranges fest und gab als erster die Erklärung des Wachstumsprozesses der neuen Septen und Kammern.

Im Verlaufe seines Studiums der Schalen der rezenten Operculinenformen setzte H. J. CARTER (1852, S. 172—173) voraus, daß der Septenwuchs mit der Entstehung des interseptalen Kanals beginnt, der seinerseits vom Dorsalstrangkanaal der vorangehenden Windung seinen Anfang nimmt.

Im Jahre 1859 schlug W. B. CARPENTER ein schlankeres Schema des Wuchses der Operculin-Schalen vor. Dieses Schema ist mit nur geringen Eränzungen auch zur Zeit gültig.

Die Kanalsysteme der einzelnen Septen verbinden sich miteinander durch zwei Kanäle auf beiden Seiten der Oberfläche des Spiraldorsalstranges (Taf. 1 d").

Diese beide Kanäle wurden von W. B. CARPENTER (1859) „Spiralkanäle“ genannt<sup>1)</sup>. ROZLOZNIK (1927, S. 49, 50, Fig. 10) bezeichnete sie als „äußere Spiralkanäle“, im Gegensatz zu den „inneren Spiralkanälen“, die sich innerhalb des Dorsalstranges in der Nähe seiner Basis befinden.

Unsere Untersuchungen der rezenten Operculinen- und Operculinellen-Schalen zeigten, daß innere Spiralkanäle an einer beliebigen Stelle des inneren Teiles des Dorsalstranges liegen können (Fig. 2). Ihre Anzahl ist unbestimmt, weil sie sich verzweigen können. Die inneren Spiralkanäle sind Fortsetzungen der interseptalen Kanäle in den äußeren Septenendungen, die den Dorsalstrang bilden.

Sobald die Bildung der neuen Septen zu Ende geht, zweigen zwei Spiralkanäle von der äußeren Seite und längs des Dorsalstranges der vorangehenden Windung

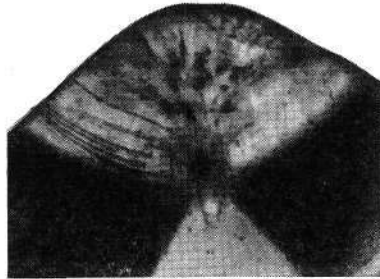


Fig. 2: Axialschnitt des Dorsalstranges einer rezenten Schale von *Operculinella cumingii* (CARPENTER). Mit den schwarzen Punkten sind Kanalöffnungen bezeichnet.

ab. In diesem Abstand, der der Länge der Kammer gleich ist, zweigen zwei die neuen Septen bildende Interseptalkanalbündel von den Spiralkanälen ab. Das Septum keimt vom Dorsalstrang der vorangehenden Windung zur Peripherie, wobei es nach hinten in Richtung zu den früher gebildeten Septen einbiegt.

Das äußere Ende des Septums wird enger. Indem es einbiegt, verläuft es spiralförmig. Nachdem das Ende des Septums eine volle Windung gemacht hat, wird es zu einem Bestandteil des Dorsalstranges.

Der Dorsalstrang stellt also kein selbständiges Element dar, sondern wird von den äußeren Septenteilen zusammengesetzt. Das Kanalsystem des Dorsalstranges stellt die Fortsetzung des interseptalen Systems dar.

Die Septen der Operculinen-Schalen wachsen hauptsächlich in Richtung zur Peripherie und, in kleinerem Maße, in Richtung zum Pol, wobei sie die Fläche der vorangehenden Windung umfassen. Bei den Assilinen (Taf. 3) beobachten wir keinen Septenwuchs in Richtung zum Pol der Schale, d. h. Septenflügel fehlen. Bei Nummuliten (Taf. 2), Operculinellen und Neooperculinoiden entwickeln sich die Septen sowohl in Richtung zur Peripherie als auch in Richtung zum Pol, in dem sie die Fläche der vorangehenden Windung umfassen und den Zentralteil der Schale erreichen.

Das Protoplasma, das aus den interseptalen Kanälen herausströmt, bildet gleichzeitig mit den Septen eine Kammerwand. Diese Kammerwand entwickelt

<sup>1)</sup> In der gegenwärtigen Fachliteratur benutzt man diesen Fachaussdruck für die Bezeichnung des Raumes zwischen zwei Plattenwindungen, der von den Septen in einzelne Kammern geteilt wird. Um keine Verwirrung in dieser Frage zu stiften, schlagen wir vor, diesen Raum als „Kanal der Windung“ zu bezeichnen.



sich in Richtung zum früher gebildeten Septum, bis es sich mit ihm verbindet. Inzwischen strömt das Protoplasma aus den Kanälen des peripheren Teiles des Septums, das spiralförmig wächst und einen Dorsalstrang bildet, in Richtung zum Pol aus. Es bildet eine dünne Platte, die die Fläche der Wände aller vorgehenden Kammern, d. h. die Schalenfläche bedeckt (Fig. 3). Das Protoplasma scheint die imperforierten Elemente (Septallinien und Granula) zu umfließen.

Solch eine Wuchsart der Schalenwand (der Spiralplatte) wird von ihrem Schichtenbau bestätigt, was schon von H. J. CARTER (1852, S. 171, Taf. IV, Fig. 3) bemerkt wurde. Auf den im Axialschnitt gut sichtbaren, imperforierten Elementen ist keine Schichtigkeit zu sehen.

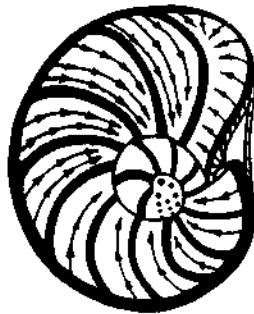


Fig. 3: Das Schema der Bildung der Spiralplatte. Mit den Pfeilen ist die Richtung der Bewegung des Protoplasmas, das die perforierte Spiralplatte während des Wuchses des letzten Septums bildet, gezeigt.

H. J. CARTER (1852, S. 170), der anfangs glaubte, daß die Kanäle der Wasserzirkulation dienen, überzeugte sich später davon, daß sie vom Plasma erfüllt sind (1861, S. 303). Als erster setzte er voraus, daß das Kanalsystem bei der Abscheidung der ganzen Kalksubstanz der Schale eine Rolle spielt.

ROZLOZNIK (1927, S. 40) teilte diese Ansichten von W. B. CARPENTER nicht. Er meinte, daß das Kanalsystem nur an der Abscheidung der imperforierten Schalenelemente teilnimmt. Nach ROZLOZNIK (1927, S. 25) könnte die Spiralplatte auch vom Plasma, das aus den Porenkanälen ausfließt, abgeschieden werden. Dieser Gesichtspunkt ist kaum annehmbar. Der Schichtenbau der Spiralplatte sowie die volle Übereinstimmung der Zahl der Schichten in der Spiralplatte mit der Zahl der Septen einer und derselben Windung ist ein Beweis dafür, daß jede Schichte der Spiralplatte vom Protoplasma des Kanalsystems im Verlaufe der Bildung des Septums geformt worden ist.

Die Porenkanäle sind, aller Wahrscheinlichkeit nach, nur für den Ausgang der Pseudopodien bestimmt, die Funktionen der Bewegung und Ernährung erfüllen.

Die imperforierte Substanz in Form rundlicher oder prolongierter Granula häuft sich während der Plasma-Zirkulation auf der äußeren Fläche der Windung um die Öffnungen der Interseptalkanäle an. Sie können sowohl auf den Septallinien als auch zwischen ihnen erscheinen.

In der Literatur existiert ziemlich verbreitet die Meinung, daß die Granula und ihre Fortsetzungen — Pfeiler — innerhalb der Schalen das sogenannte Nebenskelett (sekundäres Skelett) bilden. H. S. PURI (1957, S. 97, 101) gebraucht

beide Fachausdrücke („das Nebenskelett“ und „das sekundäre Skelett“) nicht nur für die Bezeichnung der Granula und Pfeiler, sondern auch des Dorsalstranges.

Wie oben schon gezeigt wurde, kann der Dorsalstrang kein besonderes Nebenskelettelement vorstellen, weil er von den äußeren Septenendungen während des Schalenwachses gebildet wird. Was die Pfeiler (und Granula) anbetrifft, so entstehen sie auch gleichzeitig mit dem Septennachwuchs und der Bildung der Spiralplatte und sind nur die Hülle der Kanäle. Aus diesem Grunde darf man sie nicht für Elemente des Neben- oder sekundären Skelettes halten<sup>2)</sup>. Die Vorstellung vom Nebenskelett bei den Foraminiferen der Unterfamilie *Nummulitidae* entstand im Zusammenhang mit der falschen Bestimmung der Funktionen der Pfeiler und Granula.

Die Untersucher sind in der Regel der Meinung, daß die Pfeiler und Granula als Mittel für die Vergrößerung der Schalenfestigkeit bei hohem Gehalt an Kalziumkarbonat im Meereswasser erschienen sind.

Das Studium der Granulation der rezenten Operculinen, Operculinellen und der fossilen Nummuliten gestattete uns, zum Schluß zu kommen, daß die Pfeiler und Granula andere Funktionen erfüllen und unter ganz anderen Bedingungen entstehen.

Vor allen Dingen muß man bemerken, daß nicht alle auf der Schalenoberfläche sichtbaren Granula Pfeilerendungen vorstellen. Die auf den Septallinien liegenden Granula der Schalen der Vertreter der Genera *Operculina*, *Assilina* und *Neoperculinoides* sind Endungen der Septenvorsprünge auf der Fläche der Windungen (Taf. 1, linke Seite). Die Septalgranula der Schalen der Vertreter der Genera *Nummulites* und *Operculinella* stellen Verdickungen der Septallinien vor, die dort gewachsen sind, wo relativ große interseptale Kanäle auf der Oberfläche erscheinen. Die Septenquerschnitte, die die Wand der Windung (die Spiralplatte) durchdringen, können im Axialschnitt der Nummuliten oft für Pfeiler gehalten werden. Diese Erscheinung ist bei den ungranulierten Arten *Nummulites atacicus* und *N. incrassatus* zu beobachten.

Die auf den Septallinien liegenden Granula (P. ROZLOZNIK bezeichnete solche Granula bei Assilinen als „Septalgranulationen“, 1927, S. 63) stellen also keine Pfeilerendungen, sondern entweder Vorsprünge oder Lokalverdickungen der Septen vor. Diese Vorsprünge und Verdickungen entstehen infolge des Erscheinens der interseptalen Kanäle auf der Oberfläche. Um die Öffnung dieser Kanäle lagert sich die imperforierte Substanz in Form der Granula ab.

Außer den Septalgranula sind oft die zwischen den Septallinien liegenden Granula vorhanden. Ein Teil von ihnen ist spiralförmig angelegt und befindet sich immer über den Dorsalsträngen der früheren Windungen. Diese Granula („Spiralgranulationen“ nach P. ROZLOZNIK) sind Pfeilerendungen, darin es einen Kanal gibt, der vom Spiralkanale des Dorsalstranges seinen Anfang nimmt.

<sup>2)</sup> Ebenso wie K. ZITTEL gebraucht P. ROZLOZNIK (1927, S. 39) noch einen Fachausdruck — „das Zwischenskelett“, —, der für die Bezeichnung der imperforierten Schalenelemente, d. h. des Dorsalstranges, der Scheidewände und der Pfeiler, dient.

Nach unserer Meinung dürfen die Fachausdrücke „Zwischenskelett“, „Nebenskelett“ und „Sekundäres Skelett“ bei der Beschreibung der *Nummulitidae*-Morphologie überhaupt nicht gebraucht werden.

Andere Granula, die zwischen den Septallinien (aber nicht über den Dorsalsträngen der früheren Windungen) liegen, entstehen auf ganz andere Art und Weise. Wie schon von W. B. CARPENTER (1850, 1859) bemerkt wurde, erscheinen manche von den interseptalen Kanälen innerhalb der Kammern auf beiden Septenseiten. Andere Kanäle, die von den interseptalen Kanälen abzweigen, bedecken die innere Fläche der Spiralplatte (P. ROZLOZNIK, 1927, S. 55, Fig. 13). Es gibt auch Kanäle, die, unserer Meinung nach, in die Spiralplatte im Verlaufe ihres Wachses eindringen. In der Regel sind sie perpendikulär zur Septenebene angeordnet.

In einigen Fällen haben sie eine blinde Endung und bilden Quertrabekulen („trabécules transverses“, BOUSSAC, 1911, S. 6). In anderen Fällen biegen die trabekularen Kanäle in einiger Entfernung vom Septum ein und erscheinen auf der äußeren Fläche der Windung. Die Hülle dieser Kanäle sieht wie Kegel oder Pfeiler aus, die auf der äußeren Fläche der Windungen mit den zwischen den Septen liegenden Granula enden.

Solche Pfeiler können sowohl innerhalb der Spiralplatte, d. h. von den trabekularen Kanälen, als auch von der inneren Fläche der Spiralplatte, wo die Abzweigungen der von P. ROZLOZNIK entdeckten, interseptalen Kanäle liegen, beginnen.

Es ist uns gelungen, mit Hilfe von gefärbtem Wasser die Anordnung der Elemente des Kanalsystems und ihr Zusammenwirken in den rezenten Operculinen und Operculinellen-Schalen zu verfolgen. Dabei sägt man ein Stück der Schale aus, um einen Teil der Axial- und Äquatorialfläche erreichbar zu machen. Wir führten unter dem Binokular einen Tropfen gefärbten Wassers zum Dorsalstrang der letzten Windung. Das Wasser bewegte sich durch die Kanäle des Dorsalstranges nach beiden Seiten und durch die interseptalen Kanäle in Richtung zur Basis der Septen und drang in die Schalensubstanz ein.

Das wiederholte Einführen des Wassers zeigte, daß es sich durch die interseptalen Kanäle zum vorangehenden Dorsalstrang und von da immer weiter zum Zentrum bewegt.

Die Flüssigkeit bewegte sich zum Zentrum auch durch die Kanäle der Septenflügel (bei Operculinellen); dabei stellte es sich heraus, daß die Kanäle der Nachbarsepten (sowie jene der Septen selbst) mit jenen der Zentralgranula verbunden sind.

Die interseptalen Kanäle einer Windung der Operculinellen vereinigen sich in ein einheitliches System im Zentrum (über die Septenflügel) und auf der Peripherie (über die Kanäle des Dorsalstranges). Das Kanalsystem der Nummuliten hat einen gleichartigen Bau. Die Kanalsysteme verschiedener Windungen kommunizieren in der Äquatorfläche durch die interseptalen Kanäle und die Kanäle der Dorsalstränge.

Was die Schalenoberfläche anbetrifft, so erschien die gefärbte Flüssigkeit aus allen Öffnungen, die sowohl auf den Septallinien als auch im Zentrum der Granula liegen. Nachdem die Flüssigkeit, die sich durch die Äquatorfläche bewegte, das Zentrum erreicht hatte, begann sie auch durch die Kanäle des Zentralpfeilers zu steigen.

Die Resultate der Untersuchungen zeigen, daß alle interseptalen Schalenelemente, darunter auch die Pfeiler, ein Kanalsystem, das mit der Umwelt verbunden ist, haben. Gerade das Vorhandensein der Kanäle in den Pfeilern, aber nicht ihre imperforierte Substanz, übte einen entscheidenden Einfluß auf die Ent-

wicklung der *Nummulitidae* aus. Die imperforierte Substanz der Pfeiler innerhalb der porigen Spiralplatte trägt natürlich zur Befestigung der Schale bei; diese Funktion der Pfeiler ist aber nicht primär, sondern sekundär.

Unter Berücksichtigung der oben angeführten Angaben muß man die Entwicklung des Kanalsystems und besonders die Entstehung der Pfeiler mit den Kanälen bei den Vertretern der verschiedenen Genera und Arten der *Nummulitidae* anders als früher erklären. Man hat oben schon erwähnt, daß viele Forscher Pfeiler und Granula für das zusätzliche Skelett halten, dessen Erscheinen vom Kalküberschuß im Meereswasser bedingt ist.

Wir meinen, daß die Entstehung der Pfeiler in erster Linie in der Vergrößerung der Anzahl der Kanäle, die zur Verbesserung der Kommunikation mit der Wasserumgebung beiträgt, Ausdruck gefunden hat; aus dieser Umgebung zieht das Protoplasma das Kalziumkarbonat heraus, das für den Bau des Skeletts verwendet wird.

Das intensivere Herausziehen des Kalkes aus dem Wasser ist nicht vom Überschuß, sondern eher vom Mangel an Kalziumkarbonat im Wasser bedingt.

Der Organismus verändert oder vervollkommnet seinen Bau nur in dem Falle, wenn der früher existierende Bau das normale Funktionieren des Organismus unter den neuen Umweltverhältnissen nicht gewährleisten kann.

Das Erscheinen der Pfeiler (d. h. der zusätzlichen Kanäle) bei Nummulitidaen ist gerade als solch eine Vervollkommnung oder Anpassung zu betrachten. Es scheint eine für alle phylogenetischen Gruppen gemeinsame, untere, kritische Grenze des Kalziumkarbonatgehaltes des Wassers existiert zu haben, unter der das interseptale System und das Spiralsystem den normalen Schalenwuchs schon nicht mehr gewährleisten. Unter diesen Bedingungen beginnt die Bildung des zusätzlichen Kanalsystems (der Pfeiler).

Das bei jeder phylogenetischen Gruppe auf bestimmter Entwicklungsstufe entstandene, zusätzliche Kanalsystem verwandelte sich während der Evolutionsentwicklung allmählich in ein gewöhnliches Organismuselement. Es erhielt sich sogar in den Fällen, wenn die Lebensbedingungen normal wurden, d. h. wenn der Kalkgehalt des Wassers wieder stieg.

Wir kennen keine Beispiele, daß ungranulierte Arten von granulierten Arten abstammen. Manchmal aber verschwindet im Verlaufe der individuellen Schalenentwicklung die Granulation der letzten Windungen (z. B. bei solchen Arten, wie *Nummulites partsi* und *N. gallensis*). Diese Erscheinung wurde schon von A. HEIM bemerkt (A. HEIM, 1908). Sie ist auf folgende Weise zu erklären. Entsprechend dem gewöhnlichen, schon für die gegebene Art typischen Schema, entsteht in den Anfangswindungen das zusätzliche Kanalsystem. Beim weiteren Wuchs können einzelne Individuen auf die Veränderungen der Umweltbedingungen sehr schnell reagieren. Wenn das Meerwasser in hohem Maße kalksaturiert ist, ist das Kanalsystem nicht mehr nötig und es beginnt gegen Ende des Lebenslaufes, d. h. in einer oder zwei letzten Windungen, langsam zu verschwinden.

Die Exemplare, in deren letzten Windungen die Granulation abnimmt oder ganz verschwindet, sind in der Regel unter den normal granulierten Einzelwesen einer und derselben Art sehr selten zu treffen. Aller Wahrscheinlichkeit nach waren solche Einzelwesen mit regressiven Merkmalen, die infolge sehr schneller Reaktion auf die Veränderung der physikalisch-chemischen Umweltbedingungen entstanden sind, „fruchtlos“, darum nahmen sie am Gesamtprozeß der Evolution des Zweiges nicht teil. Ein Beweis dafür ist das Fehlen von Übergangsformen

granulierter zu ungranulierten Arten, d. h. von Arten mit zusätzlichem Kanalsystem zu Arten ohne solches. Das Verschwinden des zusätzlichen Kanalsystems könnte als wahrer Rückschritt in der *Nummulitidae*-Evolution betrachtet werden, was mit dem Gesetz der unumkehrbaren Entwicklung der Organismen in Widerspruch stehen würde.

Wir sollen die Granulation natürlich für ein Artmerkmal halten, wobei die Übergangsformen zwischen den granulierten und ungranulierten Arten existieren werden, die als Unterarten der granulierten Arten bestimmt werden sollen. Die Erscheinung der Granulation stellt eine neue Evolutionsetappe dar.

Es sind einige Worte zur Anordnung der Granula auf der äußeren Fläche der Windungen zu sagen.

In letzter Zeit mißt H. SCHAUB (1951, 1962) dem Charakter der Anordnung der Granula bei den Nummuliten-Schalen große Bedeutung bei.

Die früher unternommene Untersuchung der Schalen der granulierten Nummuliten (B. T. GOLEV & K. L. CHLOPONIN, 1960) sowie das Studium des Kanalsystems führte uns zur Schlußfolgerung, daß die spiralförmige Lage der Granula, die sich über den Dorsalsträngen der inneren Windungen befinden, charakteristisch für alle granulierten Arten wäre. Das ist damit zu erklären, daß bei der Bildung des zusätzlichen Kanalsystems der Kanal, der von dem auf dem Dorsalstrang liegenden Spiralkanal ausgeht und perpendikulär zur Fläche der Spiralplatte angeordnet ist, sich als der kürzeste erweist. Dieser Kanal stellt die kürzeste Verbindung des zusätzlichen Kanalsystems mit der Umwelt dar, und darum entstehen die Pfeiler vor allem über dem Dorsalstrang der vorangehenden Windung. Deshalb finden wir spiralförmig angeordnete Granula bei Vertretern aller granulierten Arten. Aller Wahrscheinlichkeit nach verwirklicht sich die intensivste Protoplasma-Bewegung durch diese kurzen Kanäle, was die größere Ablagerung der imperforierten Substanz um die Öffnung des Kanals und die Bildung der größeren, spiralförmig angeordneten Granula zur Folge hat.

Während des Anwachsens immer neuer Windungen über diesen Granula können ganz neue Pfeiler entstehen, die auch spiralförmig angeordnete Granula auf der Oberfläche der neuen Windungen bilden werden. Manche Granula werden von den Septen der neuen Windung durchkreuzt werden, und die interseptalen Kanäle werden dann mit den Granula-Kanälen kommunizieren. Bei reichlicher Granulation zwischen den Septallinien ist die spiralförmige Lage der Granula etwas schwächer ausgedrückt; man kann sie aber immer bemerken.

Unter Berücksichtigung der durchgeführten Analyse der morphologischen Schalelemente versuchen wir die Hauptrichtung der Entwicklung der Unterfamilie *Nummulitinae* wiederzugeben.

Trotz der Kompliziertheit des Schalenbaues der Vertreter des Genus *Nummulites* sind sie am primitivsten (Taf. 2). Die Involution der Windungen sowie die Erscheinung der Septenränder in Form einer ununterbrochenen Linie auf der äußeren Fläche der Spiralplatte bedingten einen großen Aufwand an Kalziumkarbonat für den Schalenbau.

Unter den Bedingungen eines verminderten Kalkgehaltes des Wassers bestand die Haupttendenz der Entwicklung in der Vergrößerung der Anzahl der Ausgänge der Kanäle auf der äußeren Schalenfläche, was zur Bildung der Granulation führte. Das Aussterben des Genus *Nummulites* im Oligozän war aller Wahrscheinlichkeit nach durch das starke Absinken des Kalkgehaltes des Wassers in den Becken der Nummuliten-Provinzen bedingt.

Die Anpassung der Vertreter des Genus *Assilina* an den geringeren Kalkgehalt des Wasser führte zum Verschwinden der Kammerflügel sowie zur Verdünnung der Spiralplatten in den Mittel- und Zentralabschnitten der Windungen. Das Fehlen der Kammerflügel bei Assilinen wurde schon von P. ROZLOZNIK (1927, S. 23. 89, Fig. 33) bemerkt. Er schrieb darüber, daß anfängliche Windungen involut, mittlere Windungen halbevolut und äußere Windungen völlig evolut wären.

Die Untersuchung der *Assilina exponens*-Schalen und der Vertreter anderer Arten zeigte, daß einige Exemplare völlig involute Spiralplatten in allen Windungen haben können. Bei anderen Exemplaren sind die Spiralplatten der mittleren und letzten Windungen halbinvolut. Es gelang uns nicht, völlig evolute Windungen der Spiralplatte aufzufinden.

Die Stärke der Spiralplatten der Assilinen-Schalen nimmt in allen Windungen in Richtung zum Zentrum ab. Die Festigkeit der Schale im Zentrum wird aber nicht kleiner. Das Fehlen der Kammerflügel führte zur Verschmelzung der dünnen Spiralplatten, zu einer kontinuierlichen, ziemlich dicken Schalenwand, die über der Anfangskammer liegt. Außerdem unterstützten die vorhandenen Pfeiler (bei den Assilinen in größerem Maße als bei den Vertretern anderer Genera) die Befestigung der Schale. Diese Pfeiler entstanden über den Septen aller inneren Windungen. Indem sie in jeder Windung wuchsen, durchdrangen sie die Spiralplatten und verbanden diese fest miteinander. Dabei wurde natürlich auch ihre Hauptfunktion, d. h. die Verbesserung der Verbindung des Protoplasmas mit der Umwelt durch Vergrößerung der Anzahl der Ausgänge der Kanäle zur äußeren Schalenfläche, erfüllt.

Die fehlenden Kammerflügel (also Septalflügel) sowie die Verdünnung der Spiralplatten in Richtung zum Zentrum (Taf. 3) führten dazu, daß für den Bau der Assilinen-Schalen weniger Kalziumkarbonat als für den Bau der Nummuliten-Schalen erforderlich war.

Solch morphologische Anpassungen an den verminderten Kalkgehalt des Wassers scheinen zur Entstehung des Genus *Assilina* im oberen Paleozän geführt zu haben. Später, im Laufe des ganzen Eozäns, „vervollkommneten“ sich aber die Assilinen-Schalen nicht. Sowohl die früheren als auch die späteren Assilinen-Schalen haben, im ganzen betrachtet, den gleichen Bau. Gerade die Unfähigkeit der Assilinen-Schalen, sich durch verstärktes Entziehen des Kalziumkarbonates aus dem Wasser besser anzupassen, führte zum völligen Aussterben der Assilinen an der Grenze Obereozän—Oligozän, nachdem der Kalkgehalt des Wassers in den Meeresbecken bedeutend abgenommen hatte.

Das Genus *Operculina*, dessen Vertreter im Paleozän (oder sogar in der Oberkreide) erschienen sind und bis heute existieren, besitzt die vollkommenste Schale (Taf. 1).

Der Bedarf an Kalziumkarbonat, das für den Bau der Schalen gebraucht wird, war bei den Operculinen geringer als bei den Assilinen. Am Anfang ihres Wuchses rollten sich die Spiralplatten involut auf. In den nachfolgenden Windungen werden die Spiralplatten und Kammerflügel im allgemeinen halbinvolut. Bei den Operculinen gibt es überhaupt keine völlig evoluten Windungen. Die Spiralplatte jeder nachfolgenden Windung umfaßt ungefähr ein Drittel oder die Hälfte der vorangehenden Windung; deshalb sind die inneren Windungen auf der Schalenoberfläche teilweise sichtbar.

Die Ursache des geringeren Verbrauches an Kalziumkarbonat besteht bei Operculinen nicht nur in der unvollständigen Umfassung der Windungen und der Verkürzung der Septalflügel. In bedeutendem Maße verändert sich auch der Septenbau. Auf der äußeren Oberfläche der Windung können nicht ganze Septenränder erscheinen. Sie können auch keine ununterbrochenen Septallinien (wie bei den Nummuliten) bilden. Dort, wo sich die Septen mit der Spiralplatte verbinden, dringen nur die Septenvorsprünge, die interseptale Kanäle tragen, ins Innere der Spiralplatte ein. Diese Septenvorsprünge erscheinen in Form der Septalgranula auf der äußeren Fläche der Windungen (Taf. 1, linke Seite der Abbildung). Trotz des geringeren Verbrauches an Kalziumkarbonat verbinden die auf der Oberfläche erscheinenden Septalgranula bei solchem Septenbau die Septen mit der Spiralplatte sehr fest.

Noch interessanter ist die Erscheinung, die darin besteht, daß auf der Fläche der verschiedenen Windungen der Schale eines und desselben Exemplars bald ununterbrochene Septallinien, bald Septalgranula vorhanden sind. Das bedeutet, daß sogar einige Einzelwesen zur Reaktion auf Veränderungen des Kalziumkarbonatgehaltes fähig waren. Bei genügendem Kalziumkarbonatgehalt des Wassers kann das ganze Septum durch die Spiralplatte keimen und auf der Oberfläche eine ununterbrochene Septallinie bilden. Bei herabgesetztem Kalziumkarbonatgehalt keimen nur die Septenvorsprünge, die Septalgranula bilden. Gerade diese Gabe der Operculinen, auf die Veränderungen des Kalziumkarbonatgehaltes des Wassers schnell zu reagieren, scheint ihr Bestehen vom Paleozän bis heute zu bedingen.

Betrachten wir in aller Kürze zwei Genera, die von uns zur Unterfamilie *Nummulitinae* gezählt werden. Es handelt sich um die Genera *Operculinella* und *Neooperculinoides*.

Eine gute Darstellung der Schalen der Vertreter des Genus *Operculinella* wurde von W. B. CARPENTER (1859, Taf. V, Fig. 13—17; Taf. VI, Fig. 6) gegeben, der diese Form aber fälschlich zum Genus *Amphistegina* zählte.

Im Jahre 1918 revidierte H. YABE die von W. B. CARPENTER beschriebenen Formen und bestimmte sie als das neue Genus *Operculinella*.

In allen ihren Windungen (außer der letzten) unterscheidet sich die Schale des Genus *Operculinella* von der Schale des Genus *Nummulites* fast nicht. Für die erste sind breite Kammerflügel und eine dicke Spiralplatte typischer als für die letztere. Der Hauptunterschied der Operculinellen-Schalen von den Nummuliten-Schalen ist aber das Vorhandensein der stark verflachten letzten Windung, deren Höhe stark zunimmt, so daß sie größer als der Durchmesser aller vorangehenden Windungen ist.

In ihrer letzten Entwicklungsstufe wird die letzte Windung halbinvolut oder schwach involut. Die Septen der letzten Windung biegen sich nach hinten um den Zentralteil der Schale herum (Fig. 4) ein. In allen Windungen erscheinen die Septen auf der äußeren Fläche in Form ununterbrochener Linien, wodurch sich die Operculinellen von den Nummuliten nicht unterscheiden.

Die kennzeichnenden Hauptbauzüge dieses Genus, die uns erlauben, seine Vertreter von anderen *Nummulitidae* zu unterscheiden, sind schon beschrieben (B. T. GOLEV, 1961). Es muß nur bemerkt werden, daß die Schale des Genus *Operculinella*, die nach dem Prinzip der Nummuliten-Schalen gebaut ist, in der letzten Windung die Bauzüge der Operculinen bekommt.

In derselben Arbeit (B. T. GOLEV, 1961) wurde auch der Bau der Schale des Genus *Neoperculinoides* besprochen. Die Hauptmerkmale dieses Genus sind folgende:

1. Alle Windungen der Spiralplatte (außer der letzten Windung) sind involut.
2. Die letzte Windung der Spiralplatte ist evolut oder schwach involut (Fig. 5).
3. Die Kammerflügel aller Windungen sind halbinvolut.
4. Die Form der Kammern und der Septen sowie die Vergrößerung des

Spiralschrittes und der Erscheinungscharakter der Septen auf der äußeren Fläche der Windungen in Form der Septalgranula beim Genus *Neoperculinoides* fallen mit denen des Genus *Operculina* zusammen.

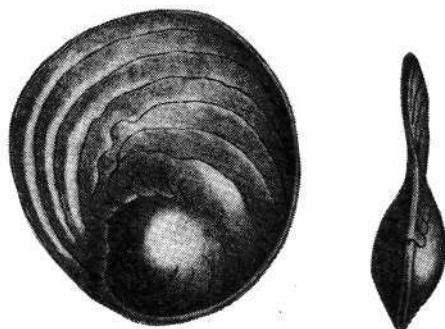


Fig. 4: *Operculinella cumingii* (CARPENTER). Die Abbildungen sind der wissenschaftlichen Arbeit VON W. B. CARPENTER (1859, Taf. V, Fig. 17) entnommen.

Die oben untersuchten Hauptelemente und der Bau der Schalen der Vertreter der Unterfamilie *Nummulitinae* zeugen davon, daß *Nummulites*, *Assilina*, *Operculina*, *Operculinella* und *Neoperculinoides* selbständige Genera sind. Wir streifen hier die Frage der Benennung der Genera nicht, weil dies vor kurzem von H. SCHAUB (1961) schon getan worden ist. Wir haben nur an der Morphologie der Schalen, die die Basis der Systematik ist, Interesse gehabt. Es zeigte sich, daß die Morphologie bei allen fünf Genera verschieden ist; diese Genera haben aber doch gemeinsame Merkmale genug, um in eine Unterfamilie vereinigt zu werden. Dabei wurde die allgemeine Entwicklungsrichtung der Nummulitidae natürlich in Betracht gezogen. Gerade darum kann man W. S. COLES (1959) Meinung nicht beistimmen, der vorgeschlagen hat, die Genera *Operculinella*, *Operculinoides* (= *Neoperculinoides*) und *Assilina* (= *Planocamerinoides*) zu liquidieren, wobei die beiden ersten Genera seiner Meinung nach zum Genus *Operculina*, das letzte zum Genus *Nummulites* (= *Camerina*) gezählt werden sollen.

Im Jahre 1960 schlug W. S. COLE vor, auch das Genus *Operculina* zu liquidieren und nur das Genus *Nummulites* (= *Camerina*) zu lassen.

Zum Schluß kann man folgendes sagen:

1. Bei allen Genera gibt es prinzipiell gleiche Wechselbeziehungen zwischen den Septen und der Spiralplatte. Die Septen durchdringen die Spiralplatte und erscheinen auf der Oberfläche der Windungen, wobei sie entweder Septallinien oder Septalgranula bilden.



2. Die Erscheinung der Granulation zwischen den Septallinien ist das Resultat der Bildung des zusätzlichen Kanalsystems, das das intensivere Herausziehen des Kalziumkarbonates, das für den Schalenbau gebraucht wird, möglich macht.

3. Die Entstehung der Granulation ist durch Reduktion des Kalziumkarbonatgehaltes des Wassers bedingt, während früher die Meinung existierte, daß sie mit dem Steigen des Kalziumkarbonatgehaltes des Wassers in Verbindung stünde.

4. Die Pfeiler, Granula und der Dorsalstrang sind keine zusätzlichen oder sekundären Skelettelemente; sie entstehen gleichzeitig mit der Bildung der Septalplatte und der Septen infolge der Entwicklung des Kanalsystems.

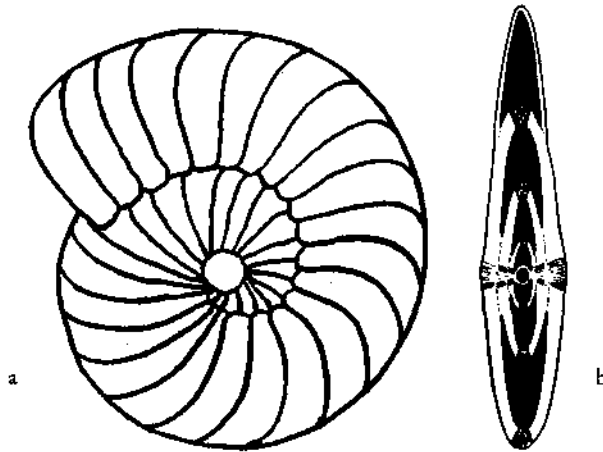


Fig. 5: Das Schema des Baues der Schale des Genus *Neoperculinoides*: a — äußere Fläche; b — Axialschnitt.

Wir haben keine Möglichkeit, in diesem Artikel die Fragen der Phylogenie der Nummulitiden zu streifen. In großen Zügen stellen wir uns die Entwicklung dieser Unterfamilie auf folgende Weise vor.

Keiner von den oben untersuchten Vertretern ist Ahne aller übrigen Genera, weil sie die gleiche anfängliche Entwicklungsstufe haben. Bei allen Genera sind die beiden ersten Windungen involut und sehr oft asymmetrisch aufgerollt. Wie schon viele Untersucher bemerkt haben, scheinen die *Nummulitidae* von Formen mit spiralkegelförmiger Schale abzustammen.

Wir sind geneigt, das Genus *Amphistegina* oder seinen problematischen Vorfahren für die Stammform der *Nummulitidae* zu halten. Unserer Meinung nach ist das Genus *Amphistegina* ein Sammelgenus; es muß ausführlich studiert und vielleicht in einige Genera geteilt werden. Aller Wahrscheinlichkeit nach zweigten die einzelnen Nummulitiden-Genera von irgendwelchen Vertretern der Gruppe *Amphisteginidae* in den verschiedenen Zeitperioden ab (in der Oberkreide das Genus *Nummulites*, im Paleozän oder wahrscheinlich in der Oberkreide das Genus *Operculina*, im oberen Paleozän das Genus *Assilina*).

Die Entstehung der Genera *Operculinella* und *Neoperculinoides* im Eozän stellt die Erscheinung des Parallelismus in der Unterfamilie *Nummulitinae*

dar. Auch diese Genera zweigen von den *Amphisteginidae* ab. Bei ihrer individuellen Entwicklung zeigen die Operculinellen-Schalen sowie die Nummuliten-Schalen den involuten Bau. In ihrer Schlußentwicklungsstufe aber erscheint bei der Schale des Genus *Operculinella* eine hohe, flache Windung mit halbinvoluter Aufrollung (wie beim Genus *Operculina*). In der anfänglichen Entwicklungsstufe ähnelt die Schale des Genus *Neoperculinoides* der Schale des Genus *Nummulites*. Aber schon in den mittleren Windungen werden die Kammerflügel kürzer und halbinvolut. Die letzte Windung ist schwach involut und fast evolut. Der Bauplan der Schale des Genus *Neoperculinoides* ist dem Bauplan des Genus *Operculina* noch näher als dem des Genus *Operculinella*.

Die allgemeine Entwicklungsrichtung der *Nummulitidae* steht mit ihrer Anpassung an das Absinken des Kalziumkarbonatgehaltes des Wassers, d. h. dem kleineren Verbrauch an Kalziumkarbonat für den Schalenbau, in fester Verbindung. Diese Anpassung bedingt:

1. Die Entwicklung der halbinvoluten Aufrollung bei allen Genera außer beim Genus *Nummulites*.
2. Die Veränderung des Baues der Septen, die nicht als ununterbrochene Linie, sondern als Septalgranula auf der Oberfläche der Spiralplatte erscheinen.
3. Die Entstehung des zusätzlichen Kanalsystems in Form der zwischen den Septallinien liegenden Granulation.

#### Literatur

- ARCHIAC, A., & HAIME, J., 1853: Description des animaux fossiles du groupe nummulitique de l'Inde, précédée d'un résumé géologique et d'une monographie des Nummulites. Paris.
- BANNINK, D. D., 1948: Een monografie van het genus *Operculina* d'ORBIGNY 1926. Leiden.
- BOUSSAC, J., 1911: Études paléontologiques sur le Nummulitique Alpin. Mém. pour servir à l'explication de la carte géologique détaillée de la France. Paris.
- CARPENTER, W. B., 1850: On the microscopic structure of *Nummulina*, *Orbitolites* and *Orbitoides*. — Quart. Journ. Geol. Soc., Vol. VI, London.
- CARPENTER, W. B., 1859: Researches on the Foraminifera. — Philosoph. Transact. Royal Soc. of London, Vol. 149.
- CARTER, H. J., 1852: On the form and structure of the shell of *Operculina arabica*. — Ann. Mag. Nat. Hist., Ser. 2, Vol. X, London.
- CARTER, H. J., 1861: Further observations on the structure of Foraminifera and on the larger fossilised forms of Scinde etc., including a new genus and species. — Ann. a. Mag. Nat. Hist., Ser. III, Vol. 8, p. 309. London, 1861.
- COLE, W. S., 1959: Names of and variation in certain Indo-Pacific camerinids. — Bull. Amer. Paleont., Vol. 39, N. 181.
- COLE, W. S., 1960: The genus *Camerina*. — Bull. Amer. Paleont., Vol. 41, No. 190.
- GALLOWAY, J. J., 1933: A manual of Foraminifera. BLOOMINGTON.
- GLAESSNER, M. F., 1948: Principles of Micropalaeontology. Melbourne University Press.
- GOLEV, B. T., 1961: O rode *Operculinoides* HANZAWA. — Woprosy mikropaleontol., wyp. 5 Isd. Akad. nauk SSSR, Moskwa.
- GOLEV, B. T., 1961: Über die Gattung *Operculinoides* HANZAWA. Fragen der Mikropaläontologie. 5. Ausgabe, Verlag der Akademie der Wissenschaften der UdSSR, Moskau.
- GOLEV, B. T., & CHLOPONIN, K. L., 1960: O nomenklaturje i otlitschitelnych priskanach nje-kotorych granulirowannyh nummulitow. — Wopr. mikropaleontol., wyp. 4, Isd. Akad. nauk SSSR, Moskwa.
- GOLEV, B. T., & CHLOPONIN, K. L., 1960: Über die Nomenklatur und die Unterscheidungsmerkmale einiger granulierter Nummuliten. Fragen der Mikropaläontologie. 4. Ausgabe, Verlag der Akademie der Wissenschaften UdSSR, Moskau.

- HARPE, PH. DE LA, 1881—1883: Etude des Nummulites de la Suisse, et revision des especes Pœocènes des genres Nummulites et Assilina. — Mem. de la. Soc. Paléont. Suisse, Vol. VII, VIII, X, Genève.
- HEIM, ARN., 1908: Die Nummuliten- und Flyschbildungen der Schweizer Alpen. — Abhandl. schweizerischen paläontolog. Gesellschaft, Bd. XXXV, Zürich.
- JOLY, N., & LEYMERIE, A., 1848: Mémoire sur les Nummulites, Considérées zoologiquement et géologiquement. — Mém. d. l'Acad. Sciences. Toulouse.
- NEMKOV, G. I., 1955: Nummulyty i orbitoidy Pokutsko-Marmaroschkich Karpat i Severnoj Bukowiny. Materialy po biostratigrafii zapadnych oblastej Ukrainskoj SSR, Gosgeoltechisdat, Moskwa.
- NEMKOV, G. I., 1955: Die Nummuliten und Orbitoiden der Pokutsk-Marmaros-Karpaten und der nördlichen Bukowina. Unterlagen über die Biostratigraphie der westlichen Gebiete der Ukrainischen Sowjetrepublik, Verlag Gosgeoltechisdat, Moskau.
- NEMKOV, G. I., 1956: Morfoložitscheskije osobennosti strojenija rakowiny nummulitow i ich snatschenije dlja sistematiki. — Trudy MGRI, tom. XXIX, Moskwa.
- NEMKOV, G. I., 1956: Die morphologischen Besonderheiten des Aufbaues der Nummulitenschalen und ihre Bedeutung für die Systematik. — Arbeiten des MGRI, Band XXIX, Moskau.
- NEMKOV, G. I., 1959: Semeistwo *Nummulitidae* CARPENTER, 1859. Osnowy paleontologii. Prosteischije. Isd. Akad. nauk SSSR, Moskwa.
- NEMKOV, G. I., 1959: Die Familie der *Nummulitidae* CARPENTER, 1859. Grundlagen der Mikropaläontologie. Die Einzeller. Verlag der Akademie der Wissenschaften UdSSR, Moskau.
- PURI, H. S., 1957: Reclassification, structure and evolution of the Family *Nummulitidae*. — J. Paleontol. Soc. India, 2.
- ROZLOZNIK, P., 1927: Einleitung in das Studium der Nummulinen und Assilinen. — Mitt. aus dem Jahrbuch der Kgl. Ung. Geol. Anst., 26. Bd. Budapest.
- SCHAUB, H., 1951: Stratigraphie und Paläontologie des Schlierenflysches mit besonderer Berücksichtigung der paleocänen und untereoacänen Nummuliten und Assilinen. — Schweiz. Paläont. Abhandl., Bd. 68, Basel.
- SCHAUB H., 1961: Über die Genusnamen der Nummulitidae: *Nummulites*, *Assilina* und *Operculina*. — Eclogae geol. Helvetiae, Vol. 54, No. 2, Basel.
- SCHAUB, H., 1962: Über einige stratigraphisch wichtige Nummuliten-Arten. — Eclogae geol. Helvetiae, Vol. 55, No. 2, Basel.
- SIGAL, J., 1952: Orde des Foraminifera. Traite de Paléontologie, t. I, Masson, Paris.
- SMOUT, A. H., 1954: Lower Tertiary Foraminifera of the Qatar Peninsula. — British Natur. Hist. Mus., Vol. 70.
- YABE, H., 1918: Notes on *Operculina*-rocks from Japan with remarks the „Nummulites“ *cumingii* Carpenter. — Sci. Rep. Tohoku Imp. Univ., Ser. 2 (geol.), Vol. 4, No. 3, Sendai.

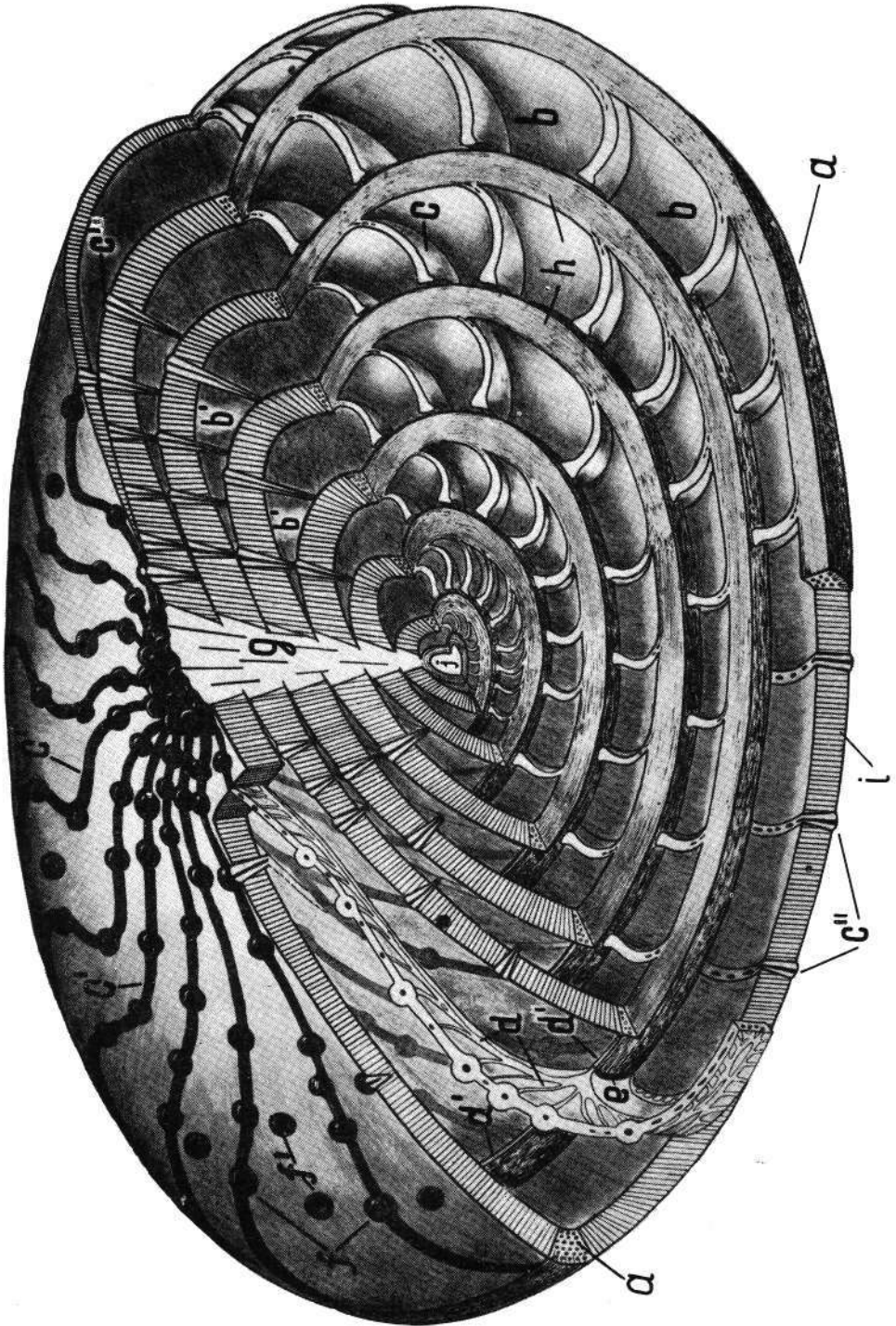
Tafel 1: Der Bau der Schale des Genus *Operculina*.

- a — Dorsalstrang
- b — Kammern
- c — Septen
- c<sup>I</sup> — Septallinien
- c<sup>II</sup> — Querschnitt der die Wand der Windung durchdringenden Septen
- d — interseptale Kanäle
- d<sup>I</sup> — die auf der Oberfläche der Septen innerhalb der Kammern erscheinenden Öffnungen der interseptalen Kanäle
- d<sup>II</sup> — Spiralkanal
- e — Apertur
- f — Septalgranula
- f<sup>I</sup> — zwischenseptale Granula
- g — Zentralpfeiler
- h — Spiralstreifen
- i — Schalenwand



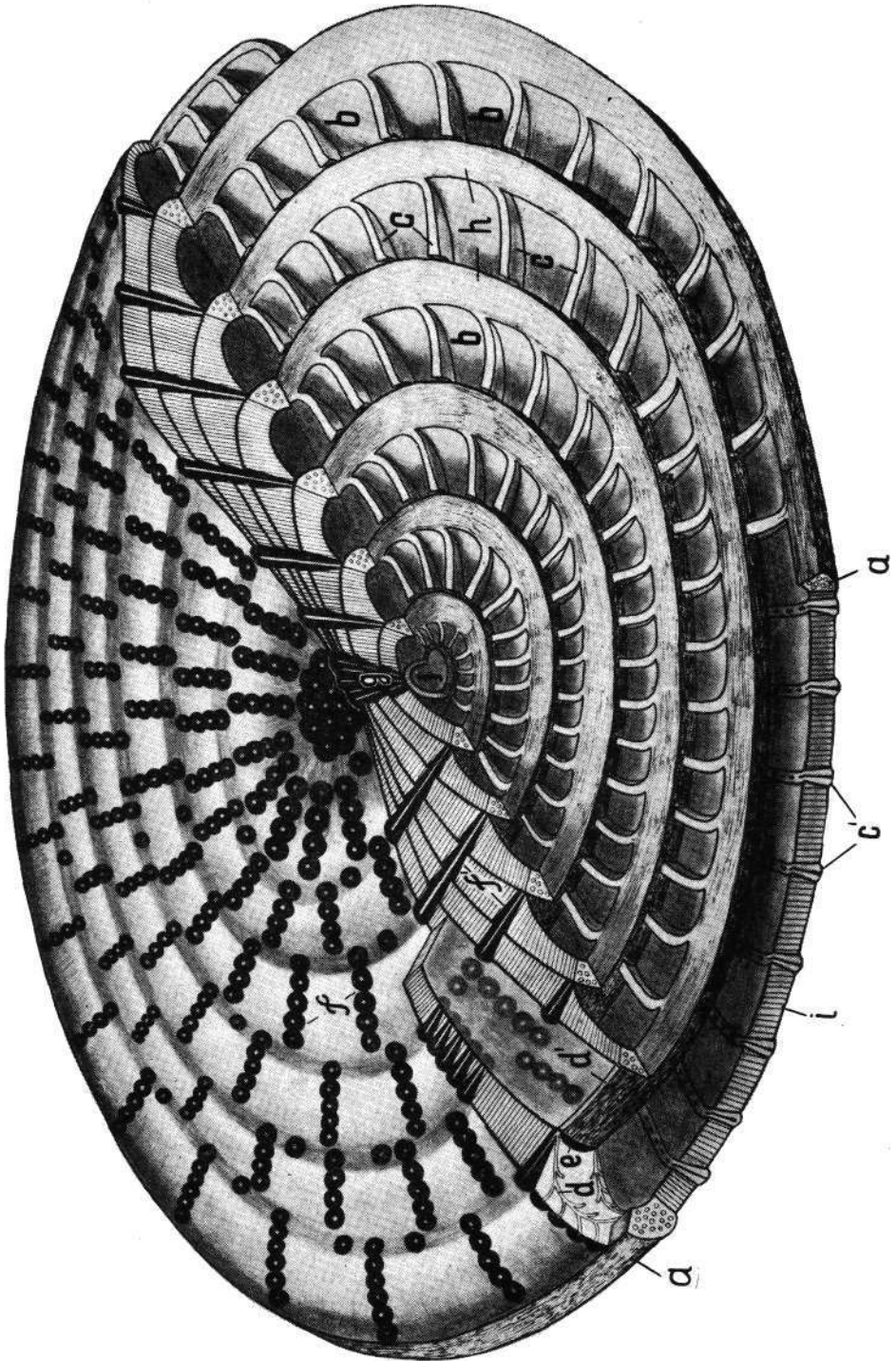
Tafel 2: Der Bau der Schale des Genus *Nummulites*.

- a - Dorsalstrang
- b - Kammern
- b<sup>I</sup> - Kammerflügel
- c - Septen
- c<sup>I</sup> - Septallinien
- c<sup>II</sup> - Querschnitt der die Wand der Windung durchdringenden Septen
- d - interseptale Kanäle
- d<sup>I</sup> - Spiralkanal
- e - Apertur
- f - Septalgranula
- f<sup>I</sup> - zwischenseptale Granula
- g - Zentralpfeiler
- h - Spiralstreifen
- i - Schalenwand
- j - Anfangskammer



Tafel 3: Der Bau der Schale des Genus *Assilina*

- a - Dorsalstrang
- b - Kammern
- c - Septen
- c<sup>J</sup> - Querschnitt der die Wand der Windung durchdringenden Septen
- d - interseptale Kanäle
- d<sup>I</sup> - Spiralkanal
- e - Apertur
- f - Septalgranula
- f<sup>I</sup> - die Wände der Windungen durchdringende Pfeiler
- g - Zentralpfeiler
- h - Spiralstreifen
- i - Schalenwand
- j - Anfangskammer





Verh. Geol. B.-A.	Sonderheft G	S. 288—292	Wien, Oktober 1965
Z. deutsch. geol. Ges. Jahrgang 1964	Band 116 2. Teil	S. 544—548	Hannover, Oktober 1965

## Zur Einstufung alpiner Salztone mittels Sporen

VON WILHELM KLAUS \*)

Mit 1 Abbildung

### Resumé

Viele schwarze, dunkelgraue und schwarzgrüne Salztone aus dem alpinen Haselgebirge der Salzberge Hallstatt, Hallein, Hall i. T., Ischl, Aussee zeigen eine gewisse Übereinstimmung der Sporenbilder. Diese sind dem Zechstein, aber besonders dem südalpinen Ober-Perm ähnlich. Dagegen sind sie von der Sporenflora des Röt und Muschelkalk deutlich abgehoben. Der dunkelgraue Salztone des stinkdolomitischen grauen Kerngebirges von Hallstatt entspricht nicht den übrigen Salztönen, sondern führt eine jüngere Sporenflora welche etwa dem oberen Skyth bis Basis Anis entspricht.

So komplex und verwirrend mannigfaltig sich der Aufbau und die Zusammensetzung des alpinen Salzgebirges — des sog. Haselgebirges i. w. S. — darbietet, so vielfältig sind auch die im Laufe der langen Erforschungsgeschichte vertretenen Anschauungen über dessen Alter. Vielfach erfolgte die Einstufung nach der heute sichtbaren Position von Haselgebirge im Schichtverband, wo nach SPENGLER (1928), nirgends unter den Werfener Schiefer Haselgebirge ansteht und wegen des stellenweisen Überganges in sog. Verrucanobildungen auch kein Platz dafür wäre. Hingegen treten im obersten Werfener Schiefer Rauhacken, Gipslagen und haselgebirgsähnliche Bildungen vielfach auf. Die Auffassung des triadischen, genauer oberskythischen, Alters des Salzes — also etwa ein Äquivalent des deutschen Röt-Salzes — hat als Lehrmeinung vielfach Eingang gefunden.

Es wurde auch permisches Alter für die Salzlager angegeben, so schon von BUCKLAND (1821), später von SEIDL, KOBER, TOLLMANN. MEDWENITSCH äußerte die Ansicht, daß sich die Salzbildung vom Ober-Perm bis in die Unter-Trias hinziehen würde. Auch Muschelkalk und Ober-Trias wurden angenommen. Berücksichtigt man die besondere Eigenschaft des Salzes, unter bestimmten Bedingungen leicht mobil zu werden, so scheint die Gleichsetzung des Zeitraumes der primären Sedimentation mit dem Niveau der Einschaltung in eine bestimmte Schichtfolge doch nicht a priori gesichert.

Eine biostratigraphische Einstufung, wie sonst in Sedimenten als Grundlage zur Bestimmung des Alters üblich, war nicht gangbar, da das Haselgebirge, abgesehen von den fremden Einlagerungen, fossilieer zu sein schien. W. PETRASCHER gelang es 1947 als erstem, fossile Sporen im alpinen Salztone zu finden. Im Zechstein hatte schon HUGO LÜCK (1913), solche Pflanzenreste bemerkt und KIRCHHEIMER (1950), Salzablagerungen des Tertiär auf Mikrofossilgehalt untersucht. Es war daher naheliegend, im Haselgebirge gründlicher nach Sporen zu suchen.

\*) Anschrift des Verfassers: Dr. WILHELM KLAUS, Geologische Bundesanstalt, Wien III, Rasumofskygasse 23.

Eine erste Übersicht der Ergebnisse wurde 1953 mitgeteilt. Es fanden sich massenhaft Sporen in bestimmten Tonen, aber auch im unreinen Salz. Es ergaben sich Hinweise, daß es zunächst sicherer sei, sich auf die Untersuchung der Tone zu beschränken. Im schwarzen Salzton des Rotsalzgebirges, im schwarzgrünen Ton eines Teiles des Grüntongebirges, in welchem auch grüne Tone mit Tonwürfelsalz am häufigsten auftreten, und im grauen Ton des Grausalzgebirges ohne Stinkdolomit finden sich massenhaft gut erhaltene Sporen. Hellgrüne und rote Salztone erwiesen sich als steril. Somit war eine Grundlage für einen biostratigraphischen Einstufungsversuch erreicht. Bei Betrachtung des geologischen Problems ergibt sich zunächst folgende Fragestellung:

1. Sind die Salztone innerhalb einer Lagerstätte und auch jene der verschiedenen Salzberge einheitlichen Alters?

2. Handelt es sich, wie oft angenommen, um Oberes Skyth (etwa Röt-Salz-Niveau, Zone der Werfener Rauhacken)

3. oder um Ober-Perm (Zone der Bellerophon-Gipse und Rauhacken, etwa Zechstein).

Um auf diese Probleme einzugehen, kommt man zu folgender paläontologischen Fragestellung:

1. Können Sporen ein oberes Perm charakterisieren oder reicht die im oberen Perm vorhandene Mikroflora unverändert bis ins obere Skyth?

2. Können im mitteleuropäischen Raum so beträchtliche mikrofloristische Faziesdifferenzierungen zur Zeit des Ober-Perm und Unter-Trias auftreten, daß eine Einstufung nicht möglich ist?

Der erste Punkt der geologischen Fragestellung ergibt folgendes Resultat:

Spezielle dunkle Salztone aus den verschiedenen Salzlagerstätten der Nordalpen beinhalten ein etwa ähnliches Sporenbild.

Eine Antwort auf die Frage, ob diese Gesellschaft einem oberen Perm entsprechen könnte, mußte auf Grund von Vergleichsuntersuchungen sicher eingestuft, sporenführender Sedimente gesucht werden. Zunächst kamen aus dem außeralpinen Bereich Salztone des deutschen Zechstein zur Untersuchung (KLAUS, 1955). Es zeigte sich, daß eine größere Anzahl von Arten mit jenen der alpinen Salztone übereinstimmt. Um Faziesdifferenzierungen auszuschließen, lag ein Vergleich mit oberpermischen Sedimenten der Alpen näher. Die Grödner- und Bellerophonschichten wurden eingehend untersucht (KLAUS, 1963). Dabei zeigte sich, daß diese Mikroflora nicht nur mit dem Zechstein gewisse Ähnlichkeit aufweist, sondern mit den alpinen Salztönen noch weitgehendere Übereinstimmung zeigt. Daraus ergibt sich, daß die mikrofloristischen Faziesdifferenzierungen im oberen Perm Mitteleuropas außerordentlich gering sind und die alpinen Salztone den südalpiner Bellerophonschichten näher stehen als dem deutschen Zechstein.

Es wäre aber inkonsequent, allein auf Grund dieser Ähnlichkeit der Sporenführung schon auf permisches Alter schließen zu wollen. Man muß vom stratigraphisch Hangenden her kommend beobachten, ob im Röt bzw. oberen Skyth nicht etwa noch die gleichen Sporen durchlaufend anzutreffen sind, welche man im Perm vorfindet. Besonders auch deshalb, weil man der Pflanzenwelt gerne einen weniger betonten, nur allmählichen Wandel nachzusagen pflegt.

Daher wurden Sedimente des Röt und Muschelkalk sowie der südalpinen oberen Werfener Schichten vergleichsweise untersucht. Das Ergebnis war zunächst einigermaßen überraschend. Sporen des oberen Perm finden sich, wenn überhaupt, nur ganz vereinzelt, hingegen setzen massenhaft anders gebaute geflügelte Coniferenformen und z. T. auch *Triletes* ein (vgl. Sporendiagramm). Allerdings weist die oberskythische Flora beträchtlichere Faziesdifferenzierungen auf.

Daraus ergibt sich, daß spezielle schwarze, graue und schwarzgrüne Salztone des alpinen Salzgebirges wohl kaum dem oberen Skyth, sondern eher den südalpinen Bellerophonschichten nahestehen.

Die Vergleichsuntersuchungen haben aber noch einen weiteren Hinweis gebracht, und zwar zunächst in Hallstatt. Es gibt im Nordflügel der Lagerstätte einen Salzgebirgsstreifen, welcher von O. SCHAUBERGER schon lange gesondert als sog. stinkdolomitisches Grausalzgebirge kartenmäßig erfaßt wurde. Die dunklen Tone dieser Gebirgsart führen Sporen, welche sich von jenen des oben besprochenen schwarzen Salztone wesentlich unterscheiden. Es ist die Gattung *Triadispora* des Röt bzw. Muschelkalk, welche die Unterscheidung ermöglicht. Es handelt sich offenbar bei diesen Tönen um eine Skyth- bis Basis-Anis-Ablagerung.

### Zusammenfassung

Aus den Sporentersuchungen ergibt sich vorläufig folgendes Bild:

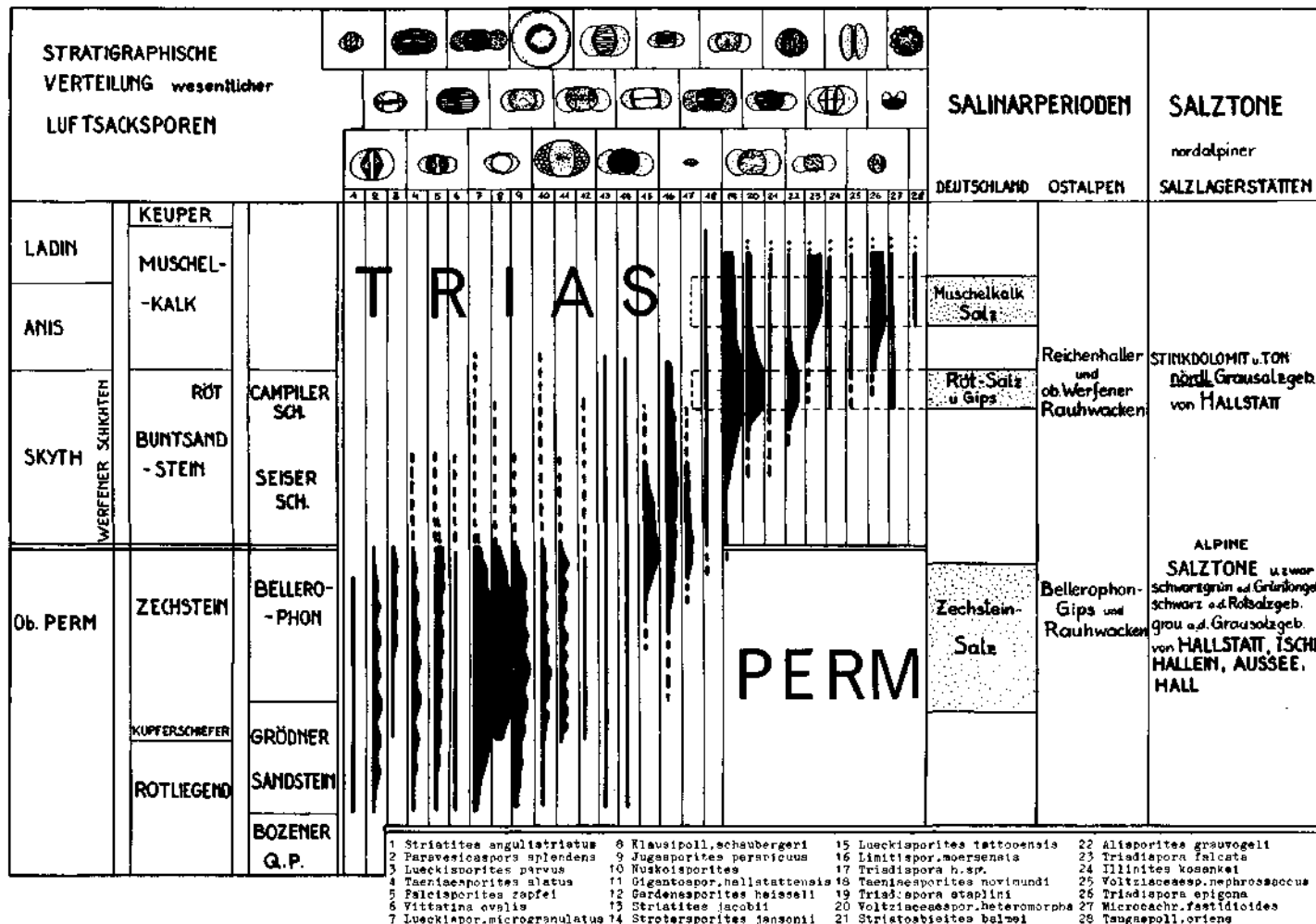
1. Mikroflora von Ober-Perm und Ober-Skyth sind unterscheidbar.
2. Die alpinen schwarzen Salztone stehen altersmäßig den Bellerophonschichten näher als dem Ober-Skyth.
3. Tone aus dem stinkdolomitischen nördlichen Grausalzgebirge von Hallstatt führen eine Mikroflora, welche dem Ober-Skyth bis Basis Anis nahesteht. Es kommen also auch jüngere Teile im Salzlager vor.

### Literatur

- BUCKLAND, W.: Über die Struktur der Alpen und des angrenzenden Landes. — *Annales of philosophy*, London 1821.
- FLÜGEL, H.: Das Paläozoikum in Österreich. — *Mitt. Geol. Ges. Wien*, 56, H. 3 f., 1963, Wien 1964.
- KIRCHHEIMER, F.: Mikrofossilien aus Salzablagerungen des Tertiärs. *Palaeontographica* 90 B, Stuttgart 1950.
- KLAUS, W.: Mikrosporenstratigraphie der ostalpinen Salzberge. — *Verh. Geol. B.-A.*, H. 3, Wien 1953.
- KLAUS, W.: Über die Sporendiagnose des deutschen Zechsteinsalzes und des alpinen Salzgebirges. — *Z. deutsch. geol.-Ges.* 105, Hannover 1955.
- KLAUS, W.: Sporen aus dem südalpinen Perm. — *Jb. Geol. B.-A.* 106, Wien 1963.
- KLAUS, W.: Zur sporenstratigraphischen Einstufung von gipsführenden Schichten in Bohrungen. — *Erdöl-Zeitschr.*, H. 4, Wien-Hamburg 1964.
- KOBER, L.: Der Hallstätter Salzberg. — *Sitzber. Akad. Wiss. Wien*. 138, H. 1, Jg. 1929.
- LOTZE, F.: Steinsalz und Kalisalz, Berlin 1938.
- LÜCK, H.: Beitrag zur Kenntnis des älteren Salzgebirges im Berlepsch-Bergwerk bei Staffurt nebst Bemerkungen über die Pollenführung des Salztone. — *Diss. Univ. Leipzig, Phil. Fak.*, Leipzig 1913.
- MEDWENITSCH, W.: Die Geologie der Hallstätterzone von Ischl-Aussee. — *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud.* 1, Wien 1949.
- MEDWENITSCH, W.: Der geologische Aufbau des Salzkammergutes im Raume Ischl-Hallstatt-Aussee. — *Berg- und Hüttenmänn. Mh.*, Jg. 94, H. 3, Wien 1949.

# SPORENDIAGRAMM: PERM bis MITTEL-TRIAS in MITTEL-EUROPA

19\*



Zur Einstufung alpiner Salztone mittels Sporen

- MEDWENITSCH, W.: Geologie und Tektonik der alpinen Salzlagerstätten. — Mitt. Naturw. Arbeitsgem. Haus der Natur in Salzburg, Jg. 6, Salzburg 1955.
- PETRASCHEK, W.: Bitumen und Erdgas im Haselgebirge des alpinen Salzbergbaues. — Bg. Hm. Mon., H. 92, Wien 1947.
- ROSENBERG, G.: Geleitworte zu den Tabellen der Nord- und Südalpinen Trias der Ostalpen. — Jb. Geol. B.-A. 102, H. 3, Wien 1959.
- SCHAUBERGER, O.: Die stratigraphische Aufgliederung des alpinen Salzgebirges. — Berg- u. Hüttenm. Mon. H., Jg. 94, H. 3, Wien 1949.
- SCHAUBERGER, O., & RUESS, H.: Über die Zusammensetzung der alpinen Salztone. — Berg- und Hüttenm. Mon. H., Jg. 96, H. 9, Wien 1951.
- SEIDL, E.: Die Salzstöcke des deutschen (germanischen) und des Alpen-Permsalz-Gebietes; ein allgemein-wissenschaftl. Problem. — Z. Kali, Nr. 6, Berlin 1927.
- SPENGLER, E.: Die Gebirgsgruppe des Plassen usw. — Jb. G. R. A. LXVII, Wien 1918.
- SPENGLER, E.: Bemerkungen zu der Arbeit E. SEIDL, „Die Salzstöcke des deutschen (germanischen) und des Alpen-Permsalz-Gebietes“. — Z. Kali, Jg. 27, H. 7, Berlin 1928.
- TOLLMANN, A.: Tabelle des Paläozoikums der Ostalpen. — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., Bd. 13, 1962, Wien, Juli 1963.
- ZAPPE, H.: Das Mesozoikum in Österreich. — Mitt. Geol. Ges. Wien, Bd. 56, H. 2, Wien 1964.

Verh. Geol. B.-A.	Sonderheft G	S. 293—311	Wien, Oktober 1965
Z. deutsch. geol. Ges. Jahrgang 1964	Band 116 2. Teil	S. 549—567	Hannover, Oktober 1965

## Zur mikrofaunistischen Charakteristik des Dachsteinkalkes (Nor/Rät) mit Hilfe einer Lösungstechnik <sup>1)</sup>

VON HEINRICH ZANKL <sup>\*</sup>), Berlin

Mit 3 Phototafeln

### Zusammenfassung

Durch Auflösen von norisch-rätischem Dachsteinkalk in verdünnter Essigsäure lassen sich charakteristische Mikrofaunen gewinnen. Aus dem Dachstein-Riffkalk liegen in kalzitischer Erhaltung Schwammnadeln, Skelettelemente von Crinoiden und Echiniden sowie untergeordnet von Holothurien und Ophiuren vor. Im Bereich des Vorriffes — Dachsteinkalk des Jenner — konnten die Einzelteile von Crinoiden, Echiniden, Holothurien, Ophiuren sowie Schwammnadeln, Conodonten und Fischzähne nachgewiesen werden. Der dickbankige Dachsteinkalk (Megalodontenfazies) an der Riffrückseite lieferte eine sehr gut erhaltene Mikrofauna, in der Holothurien, Ophiuren und Echiniden vorherrschen. Dünnbankige Einlagerungen innerhalb der Megalodontenfazies erbrachten eine Ostracoden-Fauna.

### Faziesverteilung und Alter des Dachsteinkalkes

Der hier im weitesten Sinne gebrauchte Name Dachsteinkalk umfaßt eine Reihe sehr charakteristischer Karbonatgesteinsfolgen, die sich in das Bild großer Riffkomplexe eingliedern lassen.

Ausgehend von zentralen Riffbereichen liegen in Richtung einer Becken- oder Zwischenriff-Fazies die Faziesbereiche des Vorriffes. Aus dem Dachsteinkalk sind Riffhalden- und Vorriff-Sedimente bisher vom Großen Donnerkogel im Dachsteingebiet (ZAPFE, 1960), vom Jenner in den Berchtesgadener Alpen (ZANKL, 1962) und aus der Sauwand bei Gußwerk in der Steiermark (FLÜGEL & FLÜGEL-KÄHLER, 1963) bekannt geworden.

Die massigen und mächtigen Dachsteinkalke, die heute unter dem Begriff „Dachstein-Riffkalk“ beschrieben werden, gehören zum größten Teil dem zentralen Riffbereich an. Die Riffnatur dieser Massenkalk war schon lange bekannt: so bezeichnet sie MOJSISOVICS (1874, S. 112) als „Korallenriff-Fazies des Hauptdolomites“ und BITTNER (1884, S. 106) beschreibt den Dachsteinkalk am Hohen Göll in den Berchtesgadener Alpen als „Korallenriffkalk“. Neue Arbeiten über Fauna und Fazies des Dachstein-Riffkalkes liegen aus dem Gosaukamm im

<sup>1)</sup> Vortrag, gehalten auf der 116. Hauptversammlung der Deutschen Geologischen Gesellschaft am 17. September 1964 in Wien. Die Arbeit wurde am Institut für Geologie und Paläontologie der Technischen Universität Berlin ausgeführt. Die Deutsche Forschungsgemeinschaft gewährte eine Sach- und Reisekostenbeihilfe. Für die Unterstützung der Arbeit möchte ich mich hier bedanken.

<sup>\*)</sup> Anschrift des Autors: Dr. HEINRICH ZANKL, Institut für Geologie und Paläontologie der Technischen Universität Berlin, Berlin 12, Hardenbergstraße 34.

Dachsteingebiet (ZAPFE, 1960, 1962; FLÜGEL, 1960, 1962) und aus der Sauwand bei Gußwerk in der Steiermark (FLÜGEL & FLÜGEL-KAHLER, 1963) vor.

An der Riffrückseite schließen sich mächtige Bankkalke an, die als Dachsteinkalk s. s. oder als Megalodontenfazies des Dachsteinkalkes bezeichnet werden. SANDER (1936) hat die Sedimentationsgeschichte der von ihm als „Loferer Typus des Dachsteinkalkes“ bezeichneten Bankkalke eingehend untersucht. Die Ablagerungsbedingungen dieser Bankkalke sind noch weitgehend ungeklärt. Es handelt sich hier um weite Lagunenbereiche an der Rückseite der Riffe; ob die Sedimentation in diesen Lagunen von einer Riffbarriere bestimmt wurde, oder ob hier eine von den Riffen weitgehend unabhängige Bildung dieser Kalke auf Flachwasserbänken ähnlich den Bahama-Bänken vorlag, bedarf noch weiterer Untersuchungen.

Die zeitliche Umgrenzung und Gliederung des Dachsteinkalkes ist bis heute noch sehr problematisch. Wir wissen nur, daß der Dachsteinkalk die Triasstufen des Nor und des Rät umfassen kann. Die zeitliche Fixierung der Liegendgrenze gegen das Karn sowie die Grenzziehung Nor—Rät innerhalb des Dachsteinkalkes und Rät—Lias im Hangenden sind noch nicht befriedigend gelöst.

In neuen Arbeiten ist das Nor im Dachstein-Riffkalk des Hohen Göll durch eine Cephalopodenfauna und im Dachsteinkalk des Jenners durch *Halorella amphitoma* und *H. pedata* belegt worden (ZANKL, 1962, S. 153). Im Dachstein-Riffkalk des Gosaukammes ist mit Hilfe von Molluskenfaunen (ZAPFE, 1962, S. 349) das Nor und das Rät nachzuweisen. Der Dachstein-Riffkalk der Sauwand ist auf Grund seiner Riffbildner in das Rät einzustufen (FLÜGEL & FLÜGEL-KAHLER, 1963, S. 38). Eine brauchbare stratigraphische Gliederung der Dachsteinkalke in Megalodontenfazies ist für die nördlichen Kalkalpen noch nicht durchgeführt, da der schlechte Erhaltungszustand der Megalodonten eine Verbindung zur klassischen Megalodontenstratigraphie in Ungarn sehr erschwert. Vielleicht bietet eine systematische Bearbeitung der oft sehr reichen Foraminiferenfauna (KRISTAN-TOLLMANN, 1964) eine neue Möglichkeit, die Stratigraphie des Dachsteinkalkes besser zu erfassen; allerdings ist man hierbei nur auf Bestimmungen im Schriff angewiesen.

Mikrofaunen in räumlicher Erhaltung zu gewinnen, bietet das im folgenden beschriebene Verfahren durch Herauslösen mit Essigsäure. Man erhält dabei Faunenelemente, deren stratigraphischer Wert für den Dachsteinkalk bis jetzt noch nicht untersucht wurde. Es muß daher im Augenblick von einer zeitlichen Aussage noch Abstand genommen werden, bis mehr Vergleichsmaterial aus den verschiedenen Serien des Dachsteinkalkes und anderer, zeitgleicher Sedimente vorliegt.

### Die Gewinnung des Fossilmaterials

**Probennahme:** Zur Probennahme im Gelände empfiehlt es sich, in Säckchen kleinstückiges Material über einen vorherbestimmten Bereich verteilt zu entnehmen. Einzelne große Stücke erbringen häufig ein negatives Ergebnis, da die Faunen oft in Nestern angereichert vorliegen, die der unmittelbaren Beobachtung entzogen sind. Man kann diese Fossilanreicherungen nur bei statistisch verteilter Probenentnahme erfassen.

**Aufbereitung der Proben:** Die Proben löst man in technischer Essigsäure (60%ig), die im Verhältnis  $\text{CH}_3\text{COOH} : \text{H}_2\text{O} = 1 : 3$  verdünnt wird.

Für 500 g Probenmaterial genügt ein 5-Liter-Plastikeimer, in den man die Probe unmittelbar hineingibt oder sie nach einem Vorschlag von MÜLLER (1962) auf einem Plastiksieb einsetzt. Der Eimer wird randvoll mit verdünnter Essigsäure gefüllt und 1—2 Wochen unter dem Abzug stehen gelassen. Dann kann man die Probe durch ein feinmaschiges Sieb abgießen und gut durchwaschen. Größeres, ungelöstes Gesteinsmaterial hält man am besten zurück, damit die oft sehr feinen und zerbrechlichen Faunenelemente nicht beschädigt werden. Aus diesem Grund ist auch jedes gewaltsame Schlämmen zu vermeiden.

Als Rückstand bleiben meist nur einige Gramm Material übrig. Im Falle des Dachsteinkalkes besteht dieses zum größten Teil aus Dolomitrhomboederchen; daneben finden sich bipyramidale oder abgerollte Quarze, Schwerminerale, Limonitkrusten und Fossilreste. Da die Fossilreste im allgemeinen nicht sehr häufig sind, ist ein quantitatives Auslesen nach den üblichen Methoden nicht zu umgehen.

Folgende Fossilsubstanzen erweisen sich in verdünnter Essigsäure als unlöslich: schwach Mg-haltiger (1—2% Mg) Kalzit (z. B. in den Hartteilen der Echinodermen); Kalziumkarbonatapatit (z. B. Conodonten, Fischzähne); Kieselsäure (z. B. sandschalige Foraminiferen).

Bemerkenswert ist, daß sich Kalzit unter bestimmten Bedingungen als schwerlöslich erweist; auf die Möglichkeit, hierdurch Hartteile von Echinodermen zu gewinnen, hat bereits MÜLLER (1962) aufmerksam gemacht. Das mikroskopische Bild zeigt, daß die Kalzite der Echinodermenreste als unzerstörte Einkristalle vorliegen (Taf. 3, Bild 2). Sind die Einkristalle in einer späten Grundmasse eingebettet, so zeigen die Korngrenzen, daß die Echinodermenkalzite nach der Sedimentation in gleicher Orientierung weitergewachsen sind. In Essigsäure werden dann diese sekundären Kalzitbereiche bis auf das organische Kalzitgerüst wieder weggelöst. Für die unterschiedliche Löslichkeit des Kalzites gibt es zwei Erklärungen. Einmal kann die Löslichkeit durch organische Substanzen oder anorganische Beimengungen in Spuren im biogenen Kalzitgerüst herabgesetzt werden. Zum anderen sind die größeren Einkristalle gegenüber den kleineren Kalziten des umgebenden Gesteines auf Grund ihrer unterschiedlichen Korngröße schwerer löslich.

### Übersicht der aus dem Dachsteinkalk gewonnenen Mikrofauna

Im Dachsteinkalk haben sich nach der Säurebehandlung die Reste von folgenden Organismen als unlöslich erwiesen: Foraminiferen, Schwämme, Echinodermen, Ostracoden, Conodonten und Fischen.

**Foraminiferen:** Ammodiscus-ähnliche, sandschalige Foraminiferen finden sich gelegentlich in den Riffkalken.

**Schwämme:** Unter den Riffbildnern des Dachstein-Riffkalkes herrschen die Kalkschwämme vor. Sie haben monaxone, triradiäre und tetraxone Nadeln geliefert, die sich in kalzitischer Erhaltung in den Lösungsrückständen finden.

**Echinodermen:** Den Hauptteil der durch Lösungstechnik gewonnenen Mikrofauna bilden isolierte Skelettelemente von Crinoiden, Ophiuren, Holothurien und Echiniden.

**Skelettelemente der Crinoiden:** Aus der Familie der *Isocrinidae* konnten zu *Isocrinus* gehörende Stielglieder und *Cirrhalia* sowie *Brachialia* und *Pinnulae* nachgewiesen werden. Kelchelemente sind sehr selten.

**Skelettelemente der Ophiuren:** In Lösungsrückständen aus Bereichen mit Schlickfazies sowohl im Riff als auch an dessen Rückseite sind Ophiurenreste



sehr häufig. Es überwiegen die Seitenschilder der Arme. Sehr viel seltener als Seitenschilder sind Dorsalschilder zu finden. Die zahlreichen Wirbelelemente aus den verschiedenen Armregionen lassen in guter Erhaltung alle taxionomisch wichtigen Merkmale, wie Gelenkflächen, Muskelfelder und Ambulakralfurchen, erkennen. Aus dem Kieferapparat liegen Mundeckstücke und Bursalspangen vor.

**Holothurien-Sklerite:** Nachdem KRISTAN-TOLLMANN (1962) die ersten Holothurien-Sklerite aus Schliffen des Dachsteinkalkes bekanntgemacht hat, liegt nun ein reiches Material in räumlicher Erhaltung vor. Da eine genaue Beschreibung der Formen an anderer Stelle erfolgen soll (Paläont. Z., Bd. 40, 1966) werden hier nur die Formgattungen und Arten aufgezählt.

Familie *Calclamnidae*

*Calclamnoidea* sp. A

*Eocaudina* sp. A

*Mortensinites* sp. A

*Fissobractites subsymetrica* KRISTAN-TOLLMANN

Familie *Priscopedatidae*

*Priscopedatus bartensteini* (DEFLANDRE-RIGEAUD)

*Priscopedatus* sp. A

*Priscopedatus* sp. B

Familie *Theeliidae*

*Acanthotheelia spinosa* FRIZZELL & EXLINE

*Theelia* sp. A

*Theelia* sp. B

*Theelia* sp. C

**Skelettelemente der Echiniden:** Die vorhandenen Skelettelemente weisen auf die beiden Ordnungen *Cidaroida* und *Hemicidaroida*.

Cidaroiden Ambulakralplättchen, einstachelige Interambulakralplättchen sowie Madreporplatten vertreten das Außenskelett. Die einfachen Hauptstacheln und die vielfältig ausgebildeten Nebensacheln sind für die *Cidaroida* kennzeichnend. Zwischen den Stacheln sitzen die kleinen Pedizellarien (Greifzangen), deren Stiele und dreiklappige Zangenapparate sich in allen echinidenreichen Proben finden. Unter den verschiedenen Typen der Pedizellarien liegen vor: tridentate Ped. (schnell zugreifende Klappzangen), ophiocephale Ped. (Greifzangen), trifoliolate Ped. (Putzzangen), globifere Ped. (Giftzangen).

Aus dem Kieferapparat („Laterne des Aristoteles“) konnten alle Einzelteile nachgewiesen werden: Pyramidenstücke, Rotulae, Bügelstücke („Kompaß“) und Zähne. Die Zähne sind für die Taxionomie besonders wertvoll, da die Ausbildung eines Kieles oder einer Rinne ein übergeordnetes Merkmal darstellt.

**Ostracoden:** Die Ostracoden liegen entweder als Steinkerne oder in kalzitischer Schalenerhaltung vor. Es treten sowohl glattschalige als auch skulptierte Formen auf. Die glattschaligen Ostracoden sind meist unbestimmbar. Eine Probe aus dunklen, dünnbankigen Zwischenschichten der Megalodontenfazies lieferte sehr kleine, skulptierte Ostracodenschälchen, deren Bearbeitung noch nicht abgeschlossen ist.

**Conodonten:** Besonders im Vorriffbereich, aber auch in meist roten Cephalopoden-reichen Einlagerungen des Dachstein-Riffkalkes finden sich Cono-

donten. Es herrscht die Formenvergesellschaftung um das Mandibelelement *Gondolella navicula* vor. Zu der von HUCKRIEDE (1958) aufgeführten Formen-  
gruppe gesellt sich noch *Gladigondolella abneptis*. Es konnten nachgewiesen werden:

*Gondolella navicula* HUCKRIEDE  
*Gladigondolella abneptis* (HUCKRIEDE)  
*Lonchodina mülleri* TATGE  
*Prioniodella ctenoides* TATGE  
*Apatognathus zieglerei* DIEBEL  
*Hindeodella* sp.

Fische: Unter den Selachiern ist Hypodus mit Zähnen, hakenförmigen Kopfstacheln sowie Flossenstacheln vertreten. Die Ganoidfische liefern Zähne (*Saurichthys* sp.) und Ganoidschuppen.

### Faunenbilder aus den verschiedenen Faziesbereichen

Vorriff: Dachsteinkalk des Jenners (Probe: Jenner, Gipfelweg), Der Dachsteinkalk des Jenners unterscheidet sich durch seine Bankung im dm-Bereich vom massigen Dachstein-Riffkalk und vom dickbankigen Dachsteinkalk der Megalodontenfazies (ZANKL, 1962, S. 453).

Das Alter des Jennerkalkes ergibt sich aus dem Vorkommen von *Halorella amphitoma* BRONN und *H. pedata* BRONN als norisch.

Das mikrofazielle Bild zeigt einen detritischen Calcarenit mit spätiger Grundmasse (Bio-Intersparit nach FOLK, 1962, S. 70); biogenes und lithogenes Schuttmaterial wurde hier aus verschiedenen Faziesbereichen zusammengeführt und in einem schwach bewegten, marinen Milieu abgelagert.

#### Die Mikrofauna:

Schwammnadeln: Die hier vorgefundenen Nadeltypen gehören zu den Kalkschwämmen aus der Ordnung der *Pharetronida*. Regelmäßig triradiat Nadeln herrschen vor (Taf. 1, Fig. 5 c). Die drei Spitzen verjüngen sich gleichmäßig nach außen. Mindestens zwei Spitzen sind stets gleich lang, häufig ist die dritte Spitze etwas länger, selten kürzer. Die Länge der einzelnen Spitzen variiert je nach Größe der Skleren zwischen 0,2 und 0,75 mm.

Die monaxonen Nadeln (Taf. 1, Fig. 5 a) sind leicht gekrümmt und an beiden Enden zugespitzt. Ihre Länge schwankt zwischen 0,5 mm und 1,5 mm. Sehr selten finden sich tetraxone Nadeln vom Typ der Anatriaen (Taf. 1, Fig. 5 b).

Crinoiden: Die abgebildeten Skelettelemente eines Crinoiden möchte ich mit Vorbehalt zu *Isocrinus* stellen, da keine gut erhaltenen Stielglieder vorliegen. Die häufigsten Elemente sind Brachialia (Taf. 1, Fig. 1 a).

Die Pinnulae unterscheiden sich von den Brachialia durch einen scharfen Knick auf der Dorsalseite und durch ihre kleinere Gestalt. Ebenso sind die beiden Flügel entlang der Ambulakralrinne auf der Ventralseite schärfer als bei den Brachialia.

Das abgebildete Stielelement (Taf. 1, Fig. 1 c) ist nicht mit Sicherheit zu dieser Armvergesellschaftung zu stellen. Vom Stiel sind aus den Stielanhängen — den Cirrhen — kreisrunde Cirrhalia gefunden worden (Taf. 1, Abb. 1 d).

**Ophiuren:** Auch bei den Ophiuren ist die Vergesellschaftung der Einzelemente sehr unvollständig. Es finden sich nur Seitenschilder (Taf. 1, Fig. 4 a—b).

Die proximalen und distalen Schilder sind ungefähr gleich lang (ca. 1 mm); im distalen Armbereich werden die Seitenschilder dafür schlanker. Es könnte eine Breitenabnahme im Verhältnis 3:1 beobachtet werden. Die Außenfläche ist bis auf eine undeutliche Striung quer zum Rücken glatt. Am distalen Ende konnten Ansatzstellen für 4 Stacheln beobachtet werden. Außerdem ist hier ein schmaler Saum eingesenkt, auf dem die nächste, distal folgende Platte zu liegen kommt. Auf der Innenseite liegt am proximalen Ende der Rinne eine kleine Grube. Bei proximalen Platten geht vom proximalen Teil der Längsrinne eine kleine Vertiefung für die Tentakeln zum Ventralrand.

Ebenfalls zu den Ophiuren könnten unbekannte, klauenartige Plättchen mit 5 Zähnen gehören (Taf. 1, Fig. 4 c).

**Holothurien-Sklerite:** Da es unmöglich ist die fossilen Sklerite von Holothurien natürlichen Arten zuzuordnen, ist von FRIZZEL & EXLINE (1955) ein künstliches System für die Einzelemente aufgestellt worden, dem ich hier folgen möchte. Außer *Priscopodatus bartensteini* (DEFLANDRE-RIGEAUD) und *Acanthocheelia spinosa* FRIZZEL & EXLINE sind alle nur kurz aufgezählten Formarten neu; die Formenfamilie *Priscopodatidae* wird erstmals in der Trias nachgewiesen.

Familie der *Calclamnidae*

Unregelmäßig gewellte Siebplatten:

*Calclamnoides* sp. A (Taf. 1, Fig. 3 d)

Familie der *Priscopodatidae*

Runde Siebplatten mit einem zentralen Stiel:

*Priscopodatus* sp. A (Taf. 1, Fig. 3 g)

*Priscopodatus* sp. B (Taf. 1, Fig. 3 e)

*Priscopodatus bartensteini* (DEFLANDRE-RIGEAUD, 1952)

(Taf. 1, Fig. 3 f)

Familie der *Theeliidae*

Speichenräder:

*Acanthocheelia spinosa* FRIZZEL & EXLINE, 1955 (Taf. 1, Fig. 3 a)

*Theelia* sp. A (Taf. 1, Fig. 3 b)

*Theelia* sp. B (Taf. 1, Fig. 3 c)

**Echiniden:** Ähnlich wie bei den Crinoiden und den Ophiuren ist auch bei den Echiniden die Auswahl der Einzelemente einseitig. Es überwiegen die Stacheln und Pedzellarien, Schalenteile und Kieferteile treten sehr stark zurück. Die Stacheln (Taf. 1, Fig. 2 a—f, k) gehören zu Gattungen aus der Familie der *Cidaridae*. Längsgestreifte und dornenbewehrte Stacheltypen sind vertreten; die Größenverhältnisse schwanken stark.

Die Größenordnung der Pedzellarien liegt um 0,5 mm. Es sind hier tridentate und ophiocephale Pedzellarien nachzuweisen. Die tridentaten Formen (Taf. 1, Fig. 2 g—h) sind langgestreckt, und unter günstigen Bedingungen kann man die drei zusammengehörenden Klappen noch im Verband finden (Taf. 1, Fig. 2 g).

Die ophiocephalen Pedzellarien (Taf. 1, Fig. 2 i—j) sind durch löffelartige Klappen gekennzeichnet, deren Innenseite entsprechend ihrer Greiffunktion mit Stachelhäkchen besetzt ist.

## Conodonten:

*Gondolella navicula* HUCKRIEDE, 1958 (Taf. 1, Fig. 6 a—f)

Die Artabgrenzung von *G. navicula* gegen *Gondolella mombergensis* TATGE bereitet Schwierigkeiten, da sich innerhalb der Variationsbreite der *G. navicula* auch in den höheren Teilen der Trias *mombergensis*-Formen finden. Die typische *G. mombergensis* soll nach HUCKRIEDE (1958) in der germanischen Fazies auf den Muschelkalk und in der Tethys auf Skyth und unteres Anis beschränkt sein. Leider fehlt bis jetzt eine schärfere Fassung der *G. mombergensis* TATGE.

Das bezeichnendste Unterscheidungsmerkmal liegt in der Bezaehlung des Kammes: bei *Gondolella navicula* sind bereits die ersten Zähne nach dem kräftigen, distalen Hauptzahn zu einer Leiste verschmolzen, während sich bei *Gondolella mombergensis* noch mehrere freie Zähne einschalten, ehe die Zähne im mittleren Teil des Kammes reduziert werden und verschmelzen. Die Jugendformen beider Arten können nicht unterschieden werden.

*Gondolella navicula* ist stratigraphisch nicht zu verwerten, da sie vom Anis bis in das obere Nor reicht.

*Gladigondolella abneptis* (HUCKRIEDE, 1958) (Taf. 1, Fig. 6 g—i)

Es handelt sich hier um einen Plattformtyp der Formengattung *Gondolella*. Um die Basalgrube am distalen Ende legt sich der Kiel mit einem ringförmigen, zum Teil etwas ausgelappten Wulst, der typisch für die Formengattung *Gondolella* ist; eine Fortsetzung des Kieles zum distalen Rand besteht nicht. Darauf begründet MÜLLER (1962, S. 116) den neuen Gattungsnamen *Gladigondolella* für die als „*Polygnathus*“ von HUCKRIEDE (1958, S. 156) aufgestellten Arten *tethydis* und *abneptis*.

*G. abneptis* scheint der einzige brauchbare „Leitconodont“ für die obere Trias zu sein. Die Variation der Plattform dürfte sich für stratigraphische Zwecke auswerten lassen. Die Plattform wird mit höherem Niveau immer stärker reduziert, bis im Sevat, kurz vor dem Aussterben der *Gladigondolella abneptis*, zu beiden Seiten nur noch ein Zahn an Stelle einer Plattform ausgebildet wird (HUCKRIEDE, 1958, S. 157). Die noch wohl ausgebildete Plattform der hier aus dem Jennekalk stammenden Formen dürfte eine stratigraphische Einstufung nicht höher als Alaun rechtfertigen.

*Apatognathus zieglerei* DIEBEL, 1956 (Taf. 1, Fig. 6 j)

Der Hauptzahn trägt nach vorne eine zahnlose Verlängerung, die wohl einem reduzierten Seitenast entspricht. Der voll entwickelte hintere Seitenast ist mit 3 Zähnen besetzt. Es konnten Rechts- und Linksformen nachgewiesen werden.

Die Verbreitung reicht durch die ganze Trias bis in das Sevat.

*Lonchodina mülleri* TATGE, 1956 (Taf. 1, Fig. 6 k—l)

Die beiden Seitenäste sind bei erwachsenen Exemplaren lateral abgebogen und der Hauptzahn ist im selben Sinne gekrümmt. Bei Jugendexemplaren liegen Hauptzahn und Seitenäste noch in einer Ebene (Taf. 1, Fig. 6 k). Die Verbreitung reicht durch die ganze Trias bis in das Sevat.

*Prioniodella ctenoides* TATGE, 1956 (Taf. 1, Fig. 6 m)

Es liegt der Teil eines geraden Astes mit leicht seitlich gekrümmten Zähnen vor.

Verbreitung: Pelson—Sevat.

**Fischzähne und Schuppen:** In allen Proben treten typische Zahnschmelzkegel eines Saurichthys-Verwandten auf (Taf. 1, Fig. 7 a—d). Die Zähne sind schlank, schwach längsgestreift und mit zwei undeutlichen Schneiden versehen. Seltener sind kurze, kegelförmige Schmelzkronen mit stärkerer Streifung. Die Zahnsokkel haben sich bei der Probenaufbereitung mit aufgelöst.

Von den Schuppen finden sich die mit konzentrischen Wachstumszonen versehenen Ganoidplättchen (Taf. 1, Fig. 7 f), die die Deckknochen außen verklebten.

**Zentraler Riffbereich:** Echinodermenspatkalk aus dem Dachstein-Riffkalk (Probe: Hoher Göll, Westabdachung in 2200 m Höhe).

Aus der reichen Faziesdifferenzierung des zentralen Riffbereiches wurde ein Echinodermenspatkalk zur mikrofaunistischen Charakteristik ausgewählt. Diese Echinodermen-reichen Partien bilden lokale Einlagerungen im Riff. Wie aus der umgebenden Riffbegleitfauna zu schließen ist, handelt es sich hier um norischen Dachstein-Riffkalk (ZANKL, 1962, S. 454). Das mikrofazielle Bild zeigt einen organodetritischen Calcarenit mit späterer Grundmasse (*Echinodermen-Biosparit* nach FOLK, 1962, S. 70).

#### Die Mikrofauna:

Die Mikrofauna wird durch die Skelettelemente der *Crinoidea* beherrscht. Auffallend ist wiederum die Sortierung der Skelettelemente: es finden sich zu 90% Cirrhalia, die Glieder der Stielanhänge; sehr selten sind Stielglieder, Kelchelemente und Armglieder, etwas häufiger Pinnulae (Armanhänge).

Es läßt sich daraus folgendes Lebensbild rekonstruieren: die Kelche saßen auf sehr kurzen Stielen; die Verankerung am Meeresboden geschah durch zahlreiche Cirrhen, damit waren die Individuen einer starken Wasserbewegung am besten angepaßt. Nach dem Absterben der Tiere wurden die Kelche mit den Armen verdriftet, während sich die am Boden verankerten Cirrhen nicht so leicht wegtragen ließen und mehr oder weniger an Ort und Stelle eingebettet wurden.

Die hier aufgefundenen Einzelelemente lassen sich zur Gattung *Isocrinus* sp. stellen. Die Stielglieder zeigen die für *Isocrinus* kennzeichnende Anordnung der kräftigen Crenellen auf den Gelenkflächen (Taf. 2, Fig. 1 c). Die Stielanhänge (Cirrhen) müssen sehr kräftig und lang gewesen sein. Die Einzelglieder (Cirrhalia) besitzen eine ovale, zylindrische Form (Taf. 2, Fig. 1 d—e), mit einer besonders in den distalen Bereichen ausgeprägten Kante auf der Dorsalseite. Die Durchmesser nehmen vom Anfang bis zum Ende konstant ab. Anders verhalten sich die Längen der Einzelglieder, sie sind ganz unregelmäßig bemessen.

Die Gelenkflächen der Cirrhalia sind durch Höcker, Leisten und Gruben stark gegliedert. Die distalen Gelenkflächen (Taf. 2, Fig. 1 e) weisen eine am Zentralkanal unterbrochene Hauptgelenkleiste auf, die sich etwas oberhalb des Zentralkanals nach beiden Seiten erstreckt; sie erscheint in Richtung der Ventralseite etwas abgewinkelt. Dieser Gelenkleiste entspricht auf der proximalen Gelenkfläche eine Gelenkrinne (Taf. 2, Fig. 1 d). Auf der Dorsalseite liegen zwei Gruben mit einer kleinen Erhebung im Zentrum; diesen Gruben entsprechen auf der proximalen Gelenkfläche zwei kräftige Höcker, die ihrerseits eine kleine Vertiefung auf der Oberseite zeigen. An der Ventralseite der Gelenkleiste liegen noch zwei flache Gruben, denen auf der proximalen Gelenkfläche zwei niedere Höcker entsprechen. Diese Gelenkung gestattete nur eine Bewegung in der Dorsoventralebene.

Zur kräftigeren Verbindung ist am Außenrand der distalen Gelenkfläche ein umlaufender Wulst ausgebildet, der sich in eine randliche Vertiefung der proximalen Gelenkfläche einfügt. Dies führt in den distalen Bereichen der Cirrhen zu einem manschettenartigen Ineinandergrei-

fen der Einzelglieder. Um die Cirrhen zu bewegen, war zwischen den Gelenkflächen vermutlich ein kombiniertes Muskel-Ligament-System ausgebildet.

Die Pinnulae-Segmente sind asymmetrisch gebaut (Taf. 2, Fig. 1 a—b). Ein Flügel ist kürzer und gerade gezogen, der andere länger und gekrümmt; an größeren Gliedern sitzt am proximalen Ende ein nach hinten geneigter Dorn. Die Dorsalkante ist scharf.

Echiniden: Im Gewirr der Crinoidenanhänge konnten sich offensichtlich kleine Seeigel aus der Familie der *Cidaridae* ansiedeln. Ihre Einzelteile — Ambulakral- und Interambulakralplatten, Stacheln und Kieferstücke — ergeben ein recht vollständiges Bild des Skelettes (Taf. 2, Fig. 2 a—d).

Riff r ü c k s e i t e: Dachsteinkalk in Megalodontenfazies (Probe: Paß Lueg am Tennengebirge, aus einer Megalodontenbank).

Am Paß Lueg sind die Megalodontenbänke und die zwischengelagerten, dolomitischen Feinschichten gut erschlossen. Der Dachsteinkalk ist zum Teil dunkelgrau. Zahlreiche große Schalen der Megalodontiden erfüllen das Gestein. Die Schalen sind noch in Lebensstellung orientiert eingeschlossen (ZAPPE, 1957).

Auf Grund der hohen Position der Dachsteinkalkbänke im Gesamtprofil des Tennengebirges sowie aus dem Auftreten des großen Megalodontiden *Conchodus* sp. möchte ich rätisches Alter für dieses Vorkommen annehmen. Das mikrofazielle Bild zeigt einen Calcilitit, der reich an organischem Detritus ist (B i o m i k r i t nach FOLK, 1962, S. 70) (siehe Taf. 3, Bild 2). Die Sedimentation erfolgte unter ruhigen Bedingungen in einer Schlickfazies.

#### Die Mikrofauna:

Die aus dieser Probe herausgelöste Mikrofauna zeichnet sich durch eine besonders gute Erhaltung der Einzelelemente aus. Es liegen im Gegensatz zu den bisher beschriebenen Faunen vollständige „Sätze“ der Einzelteile von Ophiuren und Echiniden vor, so daß man die Individuen aus den Einzelteilen rekonstruieren kann. Es überwiegen die Skelettelemente von Holothurien, was nicht auf eine größere Zahl von Individuen zurückgeführt werden darf, sondern nur ein Ergebnis der ruhigen Sedimentationsbedingungen ist. Ein Holothurienindividuum kann über 1 Million einzelne Sklerite liefern.

Ophiuren: die hier aufgefundenen Einzelelemente gehören nur zu einer Art. Die Wirbelkörper lassen sich nach ihrer Lage in den Armen aneinanderreihen: die proximalen Elemente sind kräftig und höher gebaut (Taf. 3, Bild 1, Fig. 2 a—b), während die distalen Wirbel schlanker und langgezogen erscheinen (Fig. 2 c).

Die proximalen Wirbelkörper zerfallen häufig der Länge nach in zwei Hälften. Diese Eigenschaft kann als Hinweis auf eine frühe Entwicklungsstufe der hier vorliegenden Ophiuren gewertet werden, da bei den paläozoischen Ophiuren die beiden Wirbelhälften, die sich aus zwei Ambulakralplättchen ableiten, noch getrennt vorliegen.

Die Seitenschilder (Taf. 3, Bild 1, Fig. 2 d—e) sind ebenfalls nach ihrer Lage am Arm zu unterscheiden, die proximalen Seitenschilder sind höher, haben den Wirbelkörper aber vermutlich nicht über die Dorsalseite hinweg umfassen können. Die Außenseite ist glatt, nur am distalen Ende sind 4 Ansatzstellen für Stacheln zu beobachten. Die Innenseite läßt nahe den proximalen Enden ein kleines Grübchen erkennen, von dem bei proximalen Seitenschildern eine kleine Rinne zum Ventralrand zieht.

Die Dorsalschilder (Taf. 3, Bild 1, Fig. 2 f) sind kräftig ausgebildet; sie haben die proximalen Wirbel bedeckt, während für die distalen Wirbel keine entsprechenden Dorsalschilder gefunden werden konnten.

Aus dem Kieferapparat lassen sich Bursalspangen und Mundeckstücke nachweisen.

Die Zugehörigkeit der hier abgebildeten Einzelemente zu einem Ophiuren der Ordnung *Ophiuræ* ist auf Grund der Gelenkflächen an den Wirbelkörpern gesichert: sie zeigen eine bevorzugte Horizontalbeweglichkeit und eine beschränkte Vertikalbeweglichkeit. Um die näheren Familien- und Gattungsbeziehungen zu erkennen, ist noch ein reicheres Material und ein Vergleich mit den rezenten Formen notwendig.

**Holothurien-Sklerite:** aus dieser Probe konnten 1400 Speichenrädchen (*Theelia* sp. D) gewonnen werden. Das reichhaltige Material erlaubt statistische Untersuchungen über die Zahl der Speichen und die Größenvariation vorzunehmen. Die Speichenzahl schwankt zwischen 4 und 12; am häufigsten erscheinen Rädchen mit 6 Speichen, die auch den größten mittleren Durchmesser aufweisen (Taf. 3, Bild 1, Fig. 1 b). Große Rädchen — hier unter *Theelia* sp. C aufgeführt (Taf. 3, Bild 1, Fig. 1 a) — zeigen eine große Ähnlichkeit zu der, allerdings wesentlich kleineren Form B aus dem Jennerkalk.

**Echiniden:** Die Einzelemente gehören nach Größe und Bau nur zu einer Echinidenart; die Individuen waren etwa einen Zentimeter große. Sie besaßen 2 Reihen Interambulakralplatten und 2 Reihen Ambulakralplatten.

Die Interambulakralplatten (Taf. 3, Bild 1, Fig. 3 d) tragen eine große Hauptstachelwarze mit einer deutlichen Ligamentgrube; der Warzenkegel ist radial gekerbt und von einem granulierten Warzenhof umgeben. Um den Warzenhof stehen 10 kleinere Sekundärwarzen. Die Stacheln (Taf. 3, Bild 1, Fig. 3 a) sind einfach längsgerieft; der Stachelkopf wird durch einen stärkeren Knötchenrand vom Stachelschaft getrennt.

Die Ambulakralplatten sind cidaroid gebaut (Taf. 3, Bild 1, Fig. 3 e), d. h. es verschmelzen keine Einzelplatten zu Großplatten. Die größeren Platten tragen eine kleine Warze auf dem porenfreien Teil.

Von den Pedzellarien (Taf. 3, Bild 1, Fig. 3 b) liegen trifoliolate, glattrandige Formen vor, deren drei Klappen man auch im Verband finden kann. Die Pedzellarien saßen auf glatten Stielen (Taf. 3, Bild 1, Fig. 3 c). Aus dem Kieferapparat („Laterne des Aristoteles“) lassen sich alle Einzelteile nachweisen: Pyramidenstücke, Rotulae, Kompass und Zähne. Es ist ein Rotula-Stück auf Tafel 3, Bild 1, Fig. 3 f und ein Zahn in Fig. 3 g abgebildet. Der Zahn zeigt ein taxionomisch wichtiges Merkmal: einen Kiel. Damit ist der hier beschriebene Seeigel trotz seiner großen äußeren Ähnlichkeit zu Formen aus der Ordnung *Cidaroida* zur Ordnung der *Hemicidaroida* zu stellen.

### Die fazielle und stratigraphische Bewertung der Mikrofaunen

Die drei hier beschriebenen Faunen sind aus einem reichen Probenmaterial so ausgewählt, daß sie jeweils typische Züge eines Faziesbereiches zeigen.

Aus dem Vorriff stammt die heterogenste Mikrofauna (Taf. 1); es sind Faunenelemente aus dem Riff, aus dem Schlickboden des Vorriffes und pelagisch lebende Formen gemischt. Vom Riff stammen die Schwammnadeln und wahrscheinlich auch die Crinoidenteile. Die reiche Holothurienfauna dürfte bodenständig sein. Zu den pelagischen Faunenelementen gehören die Conodonten.

Aus dem zentralen Riffbereich (Taf. 2) lassen sich besonders Crinoiden- und Echiniden-reiche Mikrofaunen gewinnen. Die Crinoiden zeigen durch das Vorrherrschen von *Cirrhalia* eine Anpassung an die starke Wasserbewegung des Rifffes.

Die Riffrückseite (Taf. 3, Bild 1) ist durch das Fehlen von Crinoiden und pelagischen Formen sowie durch ein geringes Durchmischen und Verdriften der Faunenelemente gekennzeichnet. Den Schlamm Boden der Riffrückseite haben besonders Holothurien, Ophiuren und Echiniden besiedelt.

Der stratigraphische Wert der hier gewonnenen Mikrofauna ist im Augenblick noch nicht abzuschätzen, da sowohl aus dem Dachsteinkalk als auch aus den altersgleichen Zlambadschichten ein größeres Vergleichsmaterial fehlt, und die regionale wie zeitliche Verbreitung der meisten Faunenelemente noch unbekannt ist.

Ohne stratigraphische Bedeutung sind sicher die Schwammnadeln.

Die Stielglieder von *Isocrinus* haben sich in der Biostratigraphie der Kreide als brauchbar erwiesen (RASMUSSEN, 1961); vielleicht lassen sich die Stielglieder der triassischen Isocriniden nach einer monographischen Bearbeitung ebenfalls für die Stratigraphie verwerten.

Über die Holothurien ist bis jetzt aus der alpinen Trias nur sehr wenig Material bekannt (KRISTAN-TOLLMANN, 1964). Die Holothurien sind eine sehr konservative Tiergruppe und außerdem sind die Einzelelemente sehr variabel, so daß man für eine Biostratigraphie sehr reiches Material braucht. Ebenso konservativ sind die Ophiuren; es lassen sich Ophiuren des Lias mit rezenten Gattungen verbinden (WOLBURG, 1939). Beiden Gruppen wird somit noch kein stratigraphischer Wert zukommen.

Die Echiniden der Trias sind ebenfalls sehr wenig bekannt, und ganze Exemplare besitzen eine große Seltenheit. Wenn einmal ein größeres Vergleichsmaterial vorliegt, kann auch den Einzelteilen eine stratigraphische Bedeutung zukommen. Die sehr häufig auftretenden Pedizellarien verdienen hierbei besondere Beachtung, da sie artspezifisch sind. Man kann unabhängig von den natürlichen Arten, in deren Zusammenhang man die Pedizellarien nie finden wird, eine künstliche Ordnung aufstellen und für die Feinstratigraphie des Dachsteinkalkes verwerten.

Die Ostracoden sind im allgemeinen zur zeitlichen Einstufung gut geeignet. Die Verbreitung der hier vorliegenden Formen im Dachsteinkalk ist unbekannt.

Der biostratigraphische Wert der Trias-Conodonten erweist sich besonders in der Unteren und Mittleren Trias der Tethys immer mehr (HUCKRIEDE, 1958; BENDER & KOCKEL, 1963; STAESCHE, 1964). Für den Dachsteinkalk kommen nur die Bereiche mit pelagischen Faunenelementen zur Conodontenstratigraphie in Frage, also das Vorriff und der zentrale Riffbereich, soweit er Einlagerungen mit pelagischen Faunen enthält.

Zur Abgrenzung von Nor und Rät im Dachsteinkalk können die Conodonten benützt werden, solange nicht die bisher unbekannt, rätischen Conodonten gefunden werden. Zur Ausscheidung des Oberen Nor (Sevat) ist nach HUCKRIEDE (1958) die *Gladigondolella abneptis* (HUCKRIEDE) mit verkümmelter Plattform geeignet.

Die Zahnreihentypen haben gegenüber den Plattformtypen in der Obertrias keine stratigraphische Bedeutung.

Fischzähne sind zwar im Vorriff und im Riff ein kennzeichnender Bestandteil der Mikrofauna, ein stratigraphischer Wert dürfte ihnen jedoch nicht zukommen.



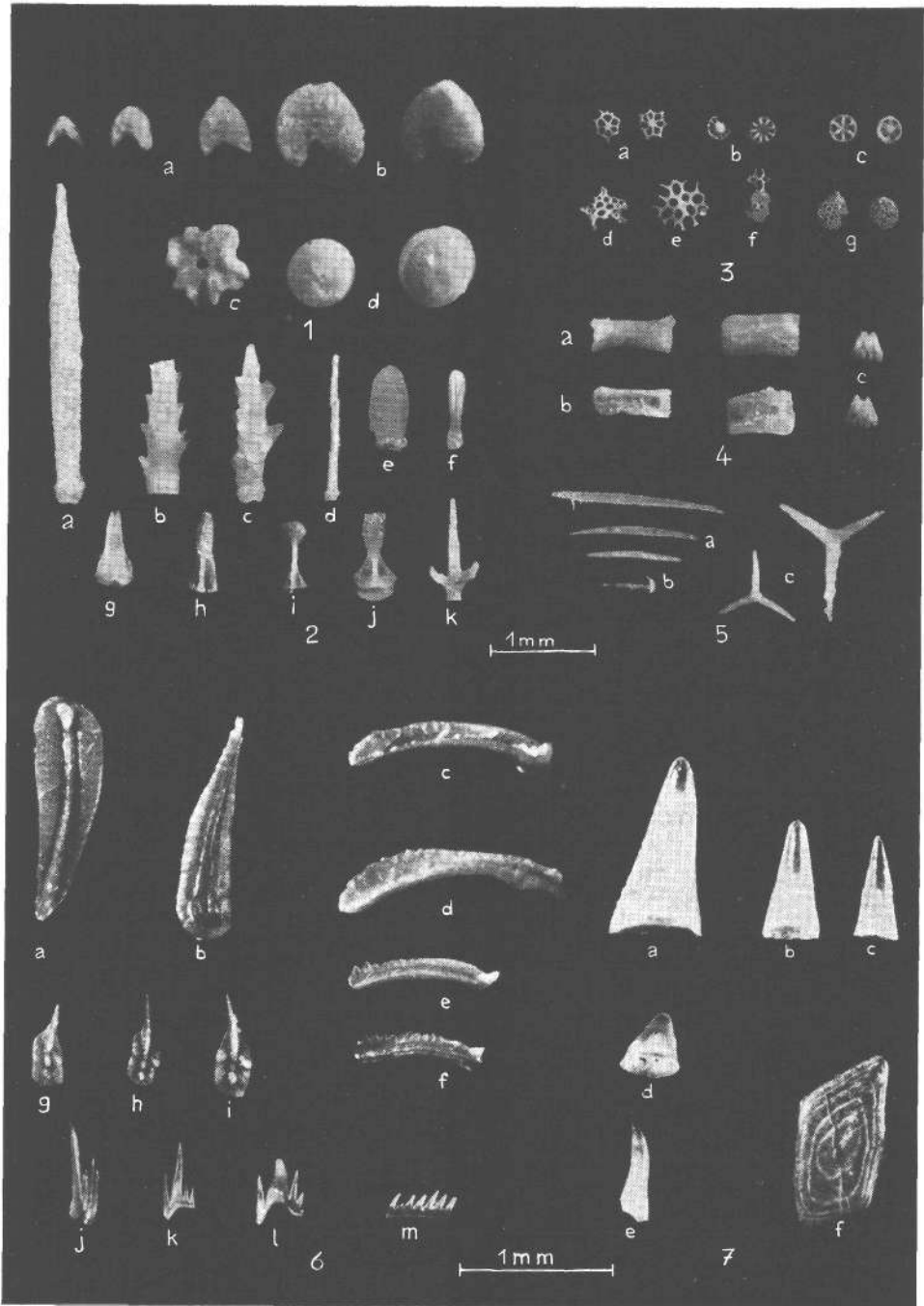
## Schriften

- BARTENSTEIN, H.: Kalk-Körper von Holothurien in Norddeutschen Liasschichten. — *Senckenbergiana*, 18, 1—10, Frankfurt 1936.
- BENDER, H., & KOCKEL, C.: Die Conodonten der griechischen Trias. — *Ann. geol. pays. Hell.*, Athen 1963.
- BITTNER, A.: Zur Stellung der Hallstätter Kalke. — *Verh. geol. R. A.* (1884), 6, 99—113, Wien 1884.
- DIEBEL, K.: Conodonten in der Oberkreide von Kamerun. — *Geologie*, V, 424—450, Berlin 1956.
- FLÜGEL, E.: Untersuchungen im obertriadischen Riff des Gosaukammes (Dachsteingebiet, Oberösterreich). — II. Untersuchungen über die Fauna und Flora des Dachsteinriffkalkes der Donnerkogel-Gruppe. — *Verh. Geol. B.-A.* (1960), 2, 241—251, Wien 1960. — III. Zur Mikrofazies der Zlambachschichten am W-Ende des Gosaukammes. — *Verh. Geol. B.-A.* (1962), 1, 138—145, Wien 1962.
- FLÜGEL, E.: Zur Mikrofazies der alpinen Trias. — *Jb. Geol. B.-A.*, 106, 205—228, Wien 1963.
- FLÜGEL, E., & FLÜGEL-KAHLER, E.: Mikrofazielle und geochemische Gliederung eines obertriadischen Riffes der nördlichen Kalkalpen (Sawwand bei Gußwerk, Steiermark, Österreich). — *Mitt. Mus. f. Bergb., Geol. u. Technik, Landesmus. „Joanneum“*, Graz, 24, 1 bis 128, Graz 1963.
- FRIZZELL, D. L., & EXLINE, H.: Monograph of Fossil Holothurian Sclerites. — *Bull. Missouri School of Mines*, 89, 1—200, Rolla, Missouri 1955.
- FOLK, R. L.: Spectral subdivision of limestone. — *Assoc. Petrol. Geol., Mem.* 1, 62—84, Tulsa 1952.
- HUCKRIEDE, R.: Die Conodonten der mediterranen Trias und ihr stratigraphischer Wert. — *Paläont. Z.*, 32, 141—175, Stuttgart 1958.
- KRISTAN-TOLLMANN, E.: Stratigraphisch wertvolle Foraminiferen aus Obertrias- und Liaskalken der voralpinen Fazies bei Wien. — *Erdöl-Z.*, 78, 228—233, Wien-Hamburg 1962.
- KRISTAN-TOLLMANN, E.: Zur Charakteristik triadischer Mikrofaunen. — *Paläont.-Z.*, 38, 66—73, Stuttgart 1964.
- KRISTAN-TOLLMANN, E.: Holothurien-Sklerite aus der Trias der Ostalpen. — *Sitzber. Akad. Wiss. Wien, Math.-Naturwiss. Kl., Abt. I*, 173, 1—30, Wien 1964.
- MOJSISOVICS, E. v.: Faunengebiete und Faziesgebilde der Triasperiode in den Ostalpen. — *Jb. Geol. R.-A.*, 24, 81—134, Wien 1874.
- MÜLLER, K. J.: Zur systematischen Einteilung der Conodontophorida. — *Paläont.-Z.*, 36, 109—117, Stuttgart 1962.
- MÜLLER, K. J.: Ein einfacher Behelf für die Lösungstechnik. — *Paläont.-Z.*, 36, 265—267, Stuttgart 1962.
- RASMUSSEN, H. W.: A monograph on the cretaceous Crinoidea. — *Biol. Skrifter Kon. Dansk Vidensk. Selsk.*, 12, 5—428, Kopenhagen 1961.
- SANDER, B.: Beiträge zur Kenntnis der Anlagerungsgefüge (Rhythmische Kalke und Dolomite aus der Trias). — *Miner. petr. Mitt.*, 48, 27—139, 141—209, Leipzig 1936.
- STAESCHE, U.: Conodonten aus dem Skyth von Südtirol. — *N. Jb. Geol. Paläont., Abh.*, 119, 247—306, Stuttgart 1964.
- TATGE, U.: Conodonten aus dem germanischen Muschelkalk. — *Paläont.-Z.*, 30, 129—147, Stuttgart 1956.
- WOLBURG, J.: Skelettreste von Ophiuren aus dem deutschen Lias, ihre systematische Zugehörigkeit und Bedeutung als Mikrofossilien. — *Paläont.-Z.*, 21, 20—40, Stuttgart 1939.
- ZANKL, H.: Die Geologie der Torrener-Joch-Zone in den Berchtesgadener Alpen. — *Z. deutsch. geol. Ges.*, 113, 446—462, Hannover 1962.
- ZAPPE, H.: Dachsteinkalk und „Dachsteinmuscheln“. — *Natur u. Volk*, 87, 15—25, Frankfurt 1957.
- ZAPPE, H.: Untersuchungen im obertriadischen Riff des Gosaukammes, Dachsteingebiet, Oberösterreich. I. Beobachtungen über das Verhältnis der Zlambachschichten zu den Riffkalken im Bereich des Großen Donnerkogels. — *Verh. Geol. B.-A.*, (1960), 2, 236—241, Wien 1960.
- ZAPPE, H.: IV. Bisher im Riffkalk des Gosaukammes aufgesammelte Makrofossilien (exkl. Riffbildner) und deren stratigraphische Auswertung. — *Verh. Geol. B.-A.*, (1962), 2, 346 bis 361, Wien 1962.

Tafel 1-3

## Tafel 1:

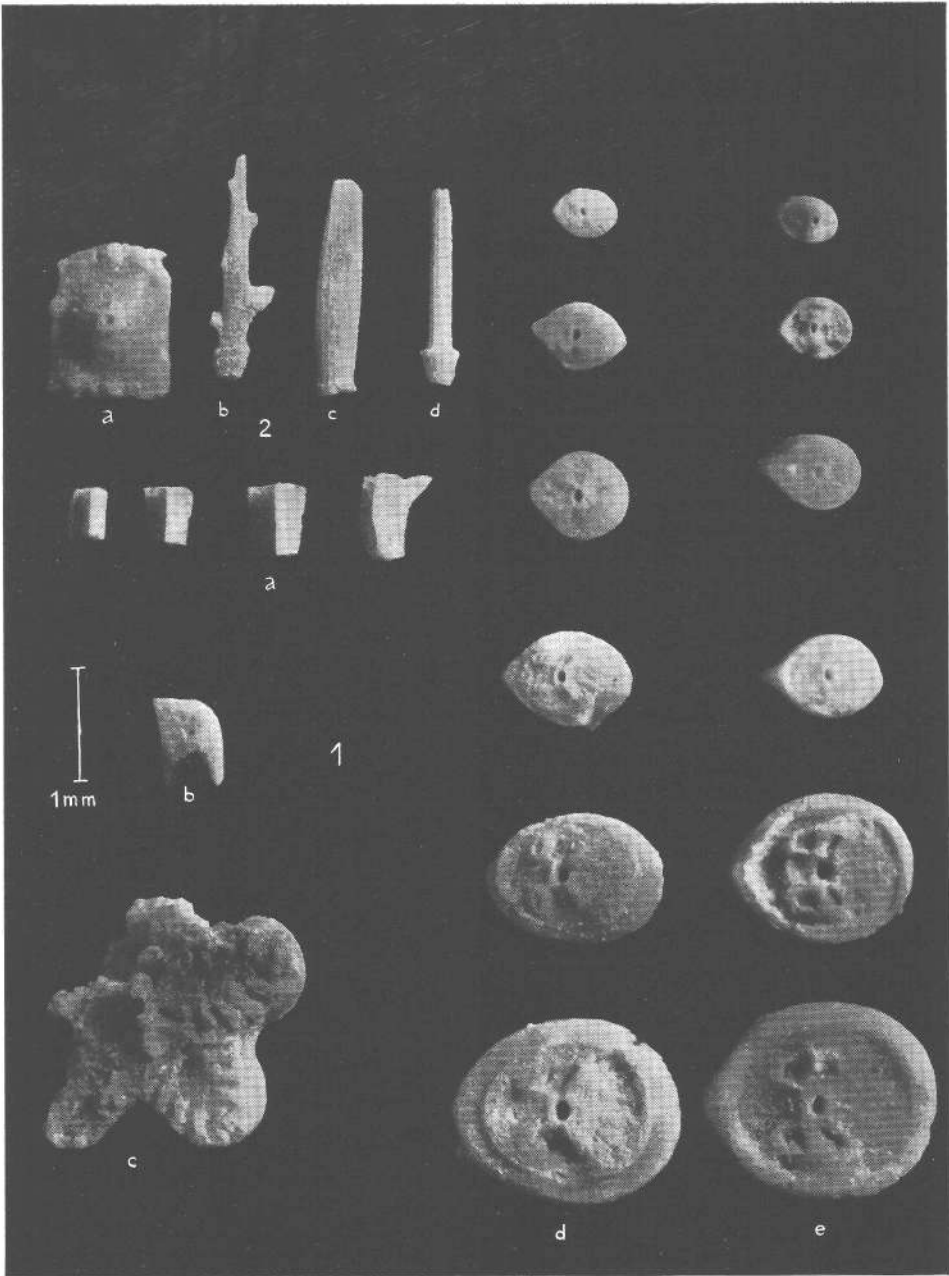
- Fig. 1: Skelettelemente von Crinoiden: a Pinnulae; b Brachialia; c Stielglied; d Cirrhalia;  
 Fig. 2: Stacheln und Pedizellarien von Echiniden (*Cidaroida*): a, d, e, f längsgestreifte Stacheln; b, c, k mit Dornen bewehrte Stacheln; g tridentate Pedizellarien, drei zusammenhängende Klappen; h tridentate Pedizellarie; i, j ophiocephale Pedizellarie;  
 Fig. 3: Holothurien-Sklerite: a *Acanthocheelia spinosa* FRIZELL & EXLINE; b *Theelia* sp. A; c *Theelia* sp. B; f *Priscopodatus bartensteini* (DEFLANDRE-RIGEAUD) auf *Priscopodatus* sp. A; g *Priscopodatus* sp.;  
 Fig. 4: Skelettelemente von Ophiuren: a Seitenschilder von außen; b Seitenschilder von innen; c Schilder unbestimmter Zugehörigkeit (Ophiuren?);  
 Fig. 5: Schwammnadeln: a monaxone Nadeln; b Anatriaen; c triradiare Nadeln;  
 Fig. 6: Conodonten: *Gondolella navicula* HUCKRIEDE; a von oben; b von unten, c-d Seitenansicht, e-f Jugendstadien; *Gladigondolella abneptis* (HUCKRIEDE), g-i von oben; *Lonchodina mülleri* TATGE, k Jugendstadium, l adultes Stadium; j *Apatognathus zieglerei* DIEBEL; m *Priodontella ctenoides* TATGE;  
 Fig. 7: Fischzähne und Schuppen: a-c *Saurichthys* sp., spitze Form; d *Saurichthys* sp., stumpfe Form, e spitzer gekrümmter Kegel; f Ganoidplättchen mit Wachstumszonen.  
 (Maßstab für Fig. 1—5 siehe Bildmitte, für Fig. 6—7 siehe unterer Bildrand.)



## Tafel 2:

Fig. 1: Skelettelemente von Crinoiden (*Isocrinus* sp.): a-b Pinnulae; c Stielglied; d-e Cirrhalia (d proximale Gelenkflächen, e distale Gelenkflächen);

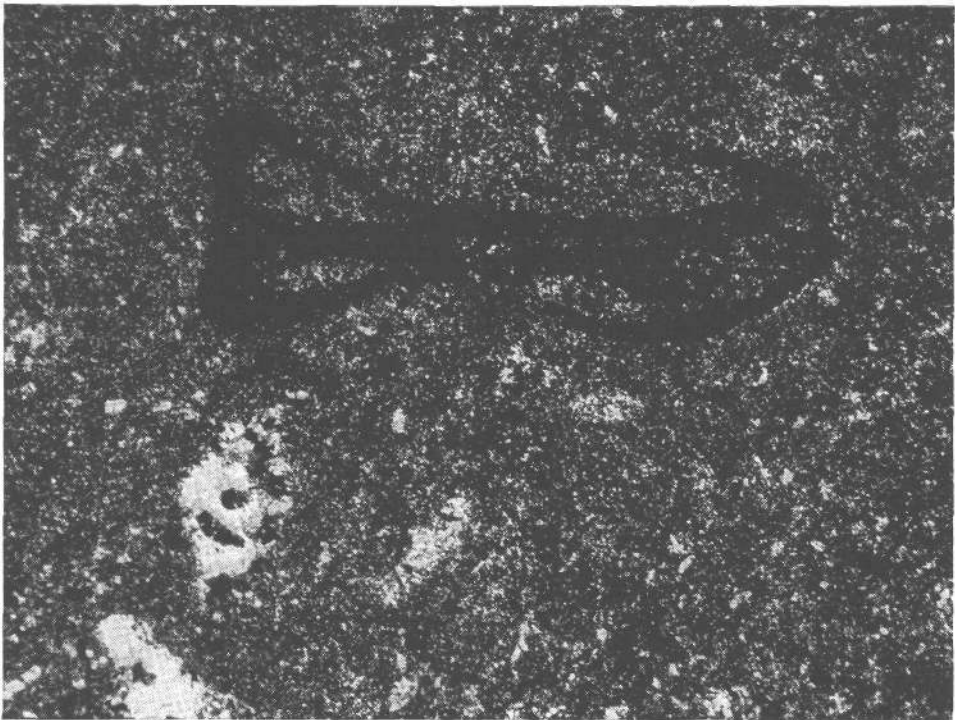
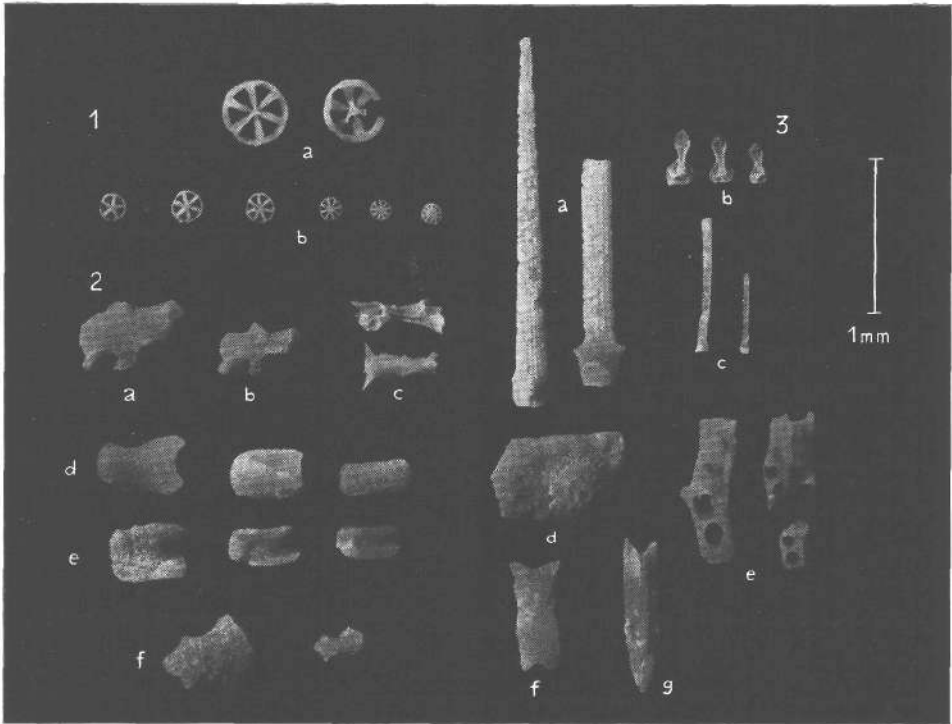
Fig. 2: Skelettelemente von Echiniden: a Interambulakralplatte; b-d Stacheln.



## Tafel 3:

Bild 1: Fig. 1: Holothuriern-Sklerite: a *Theelia* sp. C; b *Theelia* sp. D; Fig. 2: Skelettelemente von Ophiuren: a-b proximale Wirbel in Seitenansicht; c distale Wirbel, unten: Dorsalansicht, oben: Seitenansicht; d-e Seitenschilder (d von außen, e von innen); f Dorsalschilder; Fig. 3: Skelettelemente von Echiniden (*Hemicidaroida*): a Stacheln; b trifoliolate Pedizellarien; c Stiele von Pedizellarien; d Interambulakralplatte; e Ambulakralplatten; f Rotula; g Zahn.

Bild 2: Dachsteinkalk der Megalodontenfazies: Biomikrit mit großem Echinodermeneinkristall (Pedizellarie) in Dunkelstellung.  
(Dünnschliff, Vergr. 30 × Nic.+)







Verh. Geol. B.-A.	Sonderheft G	S. 313—316	Wien, Oktober 1965
Z. deutsch. geol. Ges. Jahrgang 1964	Band 116 2. Teil	S. 569—572	Hannover, Oktober 1965

## Salzburger Marmor in der Kunst von zwei Jahrtausenden

VON ALOIS KIESLINGER, Wien \*)

Eine umfangreiche Darstellung der nutzbaren Gesteine von Salzburg ist kürzlich erschienen. Der Vortrag behandelte an Hand vieler Farbbilder die Verwendungsgeschichte der Salzburger Marmore. Sehr viele wurden nur technisch verwendet, u. a. auch schon für römische Meilensteine. Für künstlerische Arbeiten wurden stets nur dichte polierbare Kalkgesteine genommen, die in der Praxis bekanntlich als Marmor bezeichnet werden. Verhältnismäßig wenig wurden Dachsteinkalke mit ihren schönen Querschnitten von Megalodonten als Ziermarmor verwendet. Wirklich maßgeblich, dies aber bis weit über die Landesgrenzen hinaus, verwendet wurden nur die rhätischen und liassischen Kalksteine von Adnet bei Hallein und die gelbweißen Gosau-Rudistenkalke vom Nordfuß des Untersberges, südlich von Salzburg.

Die rhätischen Adnet Gesteine sind Korallenkalke, teils mit schön ausgebildeten Stöcken („Lithodendron“) in roten, grauen oder gelben Kalkschlamm eingebettet („Tropfmarmor“), teils mit derben Korallenstöcken und vielen Spongien („Urbano-Marmor“).

Am Ende des Rhäts erfolgte teilweise Trockenlegung und tiefgreifende Verkarstung dieser Korallenriffe, dann die Überflutung durch die Liastransgression, mit Einschwemmung roten terrigenen Materials. Die durch ihren Reichtum an Ammoniten berühmten, vorwiegend rotbunten Knollenkalke zeigen eine reiche fazielle Differenzierung, mit sehr verschiedenen Farben, deren sich in abwechselnder Weise die jeweiligen Kunstrichtungen bedienten. Die Fazien greifen z. T. seitlich ineinander und sind am ehesten als eine Art Wattenschlick mit Prielen aufzufassen; weitgehende paradiagenetische Bewegungen haben das Bild im einzelnen bereichert. Besonders auffällig ist eine (nicht tektonisch, sondern durch Koagulation gebildete) Knollenbreccie, vorwiegend rotbraune Knollen in einer weißen Kalkspatfüllung, der berühmte Adnetter „Rotscheck“.

Der oberjurassische, fast weiße Plassenkalk ist z. T. durch rote Kluftfüllung belebt und wurde deshalb von dem Barockbildhauer B. PERMOSER für seine Eccehomo-Darstellungen verwendet.

Weltberühmt ist der Untersberger Marmor (wobei aber zu berücksichtigen ist, daß gerade die roten Adnetter Liasmarmore im Schrifttum nur zu oft fälschlich als Untersberger bezeichnet werden). Das Gestein ist eigentlich ein Konglomerat, dessen kalkalpine Gerölle jedoch infolge einer weit fortgeschrittenen diagenetischen Homogenisierung nur mehr undeutlich wahrzunehmen sind. Die Möglichkeit, fast beliebig große Blöcke zu gewinnen, und die außerordentliche

\*) Anschrift des Verfassers: Prof. Dr. A. KIESLINGER, Institut für Geologie, Technische Hochschule, Wien IV, Karlsplatz 13.

Wetterbeständigkeit haben dem Untersberger Marmor die große Bedeutung für Architektur und Skulptur gegeben. Die eozänen Nummulitensandsteine von St. Pankratz (Haunsberggebiet im Norden der Stadt Salzburg) haben erst in neuerer Zeit eine bescheidene Verwendung für Denkmalzwecke gefunden.

Eine kurze Übersicht und Auswahl von Verwendungsbeispielen zeigt, daß die Auswahl der Steine für Architektur und Skulptur stark gewechselt hat, dem jeweiligen Kunstwollen entsprechend. Schon 1934 konnte der Vortragende den Begriff „Gesteinsmoden“ aufstellen.

Von vorgeschichtlichen Arbeiten ist nur ein vermutlich keltischer Kopf aus Untersberger Marmor bekanntgeworden. Aus der Zeit der römischen Besetzung ist die Verwendung von Adneter Marmor noch nicht sichergestellt (das Lapidarium des Salzburger Landesmuseums ist — nach schwersten Bombenschäden — leider noch immer unzugänglich). Reichlich bedienten sich die Römer des Untersberger Marmors, vorwiegend zu Grabsteinen und Meilensteinen. Aus einem noch nicht näher datierten Frühmittelalter (karolingisch?) stammen merkwürdige Steinarbeiten in Mondsee.

Mit der Romanik beginnt im großen Maßstab die Verwendung des roten Adneters und des weißgelben Untersbergers, gelegentlich im Farbwechsel nebeneinander an einigen bedeutenden Salzburger Portalen. Die Kreuzgangfenster aller Klöster des 12. und 13. Jahrhunderts bekamen schlanke Säulen aus dem roten Marmor, nur wenige (z. B. St. Zeno in Reichenhall) auch aus Untersberger. Besonders beliebt waren Löwen aus den beiden Marmorsorten.

Mit der Gotik, etwa um die Mitte des 13. Jahrhunderts, beginnt eine unfassbar starke Verwendung des roten Marmors, der zu vielen tausenden Grabdenkmälern in ganz Mitteleuropa genommen wird. Wir haben genaue Unterlagen über schwierige Verfrachtungen der riesigen Blöcke, die von Hallein/Adnet z. B. bis Wilna gingen; wir finden große Stücke auch in Ungarn. Die gesamte österreichisch-bayrische Grabmalplastik mit den berühmten großen Kunstwerken der Spätgotik (u. a. wohl alle Arbeiten von HANS VALKENAUER) ist aus diesem Stein.

Von rund 1450 bis etwa 1510 wurden schwere massive polygonale Taufsteine zu Hunderten ausgeführt (allein in den österreichischen Bundesländern konnten bis jetzt etwa 220 nachgewiesen werden; sehr viele kamen nach Bayern). Eine rätselhafte Gesteinsmode zwischen 1480 und 1510 ist die Verwendung des Adneter Rotschecks für Reliefplatten, deren Bildwirkung durch die grobe Musterung des Marmors wie durch eine Tarnfarbe vollkommen zerrissen wird. Das berühmte Friedrichsgrab im Wiener Stephansdom und das Grabmal König Kasimir Jagiellos in Krakau sind nur zwei Beispiele von vielen bedeutenden Kunstwerken. Es gelang, die geistigen Grundlagen dieser sonderbaren Gesteinsmode aufzuklären. Der Untersberger Marmor tritt an gotischen Plastiken weitgehend zurück, ist aber doch durch bedeutende Tympanon-Reliefs (Salzburg, Mariazell) vertreten.

In der Grabmalplastik erfolgt ein allmählicher Übergang von der Gotik zur Renaissance, immer noch getragen von den großen roten Adneter Platten. Im ganzen aber tritt der Adneter für rund 100 Jahre (etwa 1550 bis 1650) stark zurück hinter Grabplatten aus Solnhofener Kalkstein und anderen Gesteinen.

In der Barockzeit lebt eine Freude an rotbunten Marmoren neu auf; sie dienen für Grabsteine, Taufsteine, Weihwasserkessel, Altäre, besonders deren Säulen, für die Altarschranken (Kommunionschranken), für die weitaus überwiegend der Rotscheck verwendet wurde. Dann aber vor allem für die großen repräsentativen Marmorsäle in Schlössern und Stiften. Sehr bezeichnend ist der Umstand, daß für die architektonische Ausschmückung nicht rein roter, sondern rotgrau gemusterter Marmor („rotgrauer Schnöll“) genommen und auch in Kunstmarmor nachgeahmt wurde.

Eine merkwürdige und einmalige Ausnahme sind die Ecce-homo-Figuren des aus Salzburg stammenden, in Dresden tätigen Bildhauers BALTHASAR PERMOSER um 1720. Die roten Adern des weißen Plassenkalkes vom Untersberg dienten ihm dazu, in überaus naturalistischer Weise den blutüberströmten Körper darzustellen.

Gleichzeitig erreicht der weiße bis gelbliche Untersberger Marmor den Höhepunkt seiner Verwendung vor allem für Kirchenarchitekturen, mit riesigen monolithen Säulen, für Zierbrunnen, Pestsäulen und andere Denkmäler, für Gartenplastiken usw., bei denen die Bildhauer vor den kühnsten Ausladungen nicht zurückschreckten. Weltberühmt ist die Dreifaltigkeitssäule am Graben in Wien, sehr bekannt sind viele kleinere Nachahmungen. Schlechthin unzählig sind die Engels- und Heiligenfiguren auf allen barocken Altären. Daß in der Stadt Salzburg selbst die Domfassade, alle die bekannten Denkmäler, die beiden Pferdeschwemmen, der Residenzbrunnen, die berühmte Treppe im Mirabellenschloß, aus diesem Stein gearbeitet wurden, ist selbstverständlich.

Von etwa 1750 an macht sich der Einfluß der klassizistischen Kunstströmung in einem deutlichen Wechsel in der Auswahl der Marmorfarben immer stärker erkennbar. Von den Adneter Sorten werden die blassen, grauen, braunen, grau-violetten, gelbbraunen bevorzugt, dazu rosafarbige Abarten des Untersbergers, bis um die Jahrhundertwende die Farbigekeit ganz verschwindet, der Stein für Architektur grau, für Skulptur weiß wird. Es kommt so weit, daß Arbeiten aus dem roten Adneter Marmor grau („Steingrau“) überstrichen werden!

Das zweite Viertel des 19. Jahrhunderts bringt riesige Lieferungen von Untersberger Marmor für die Monumentalbauten König Ludwigs in München (Glyptothek, Propyläen usw.), für die Wallhalla bei Regensburg und viele andere. In Wien beginnt um 1860 die Bautätigkeit für die vielen Monumentalbauten der Ringstraßenzone, die für Innenräume immer wieder auf die leuchtend roten Adneter Sorten zurückgreift, am prächtigsten vielleicht im Parlamentsgebäude. Der Untersberger kommt hauptsächlich für Fassaden und bei Prunktreppen in Theatern und Palais zur Geltung.

Die kargen Zwanziger-Jahre nach dem ersten Weltkrieg lassen nur eine Reihe von Denkmälern entstehen. Als ziemlich seltene Ausnahme auch einige aus dem braunroten Nummuliten-Kalksandstein von St. Pankratz im Haunsberggebiet im Norden der Stadt Salzburg. Dazu kleinere Innenarbeiten in Kirchen.

Die Jahre nach 1945 bringen vor allem den Wiederaufbau an allen Monumentalbauten. Allen zeitbedingten Schwierigkeiten zum Trotz wurden diese Arbeiten in echter edler Steintechnik durchgeführt. Die Bahnhöfe mußten durchwegs neu gebaut und vergrößert werden, Autobahnbrücken, Kriegerdenkmäler usw. brachten wieder neues Leben in wenigstens einen Teil der Steinbrüche.

## Literatur

- KIESLINGER, A.: Die nutzbaren Gesteine Salzburgs. 436 Seiten, 120 Abb., 5 Farbtaf., 2 Falttaf., Verlag „Das Berglandbuch“, Salzburg 1963.
- KIESLINGER, A.: Geist im Stein. Zur Geschichte einer spätgotischen Gesteinsmode. — Alte und moderne Kunst 7, Heft 58/59, S. 15—20, Wien 1962.
- KIESLINGER, A.: Zur Geschichte der Steinverfrachtung auf der Donau. — Österr. Ingenieurzeitschrift 7 (109), S. 253—260, Wien 1964.
- KIESLINGER, A.: Gesteinskundliche Untersuchungen an alten Grabsteinen. — Geologie und Bauwesen 6, S. 1—21, Wien 1934.