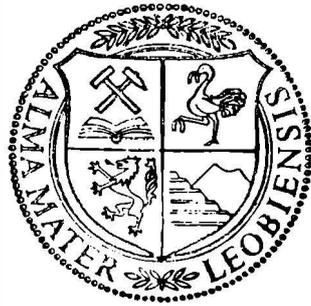


Graz ~ Innsbruck ~ Leoben ~ Salzburg ~ Wien



Die frühalpine Geschichte der Ostalpen

(Hochschulschwerpunkt S15)

Heft 5

Jahresbericht 1983

Leoben 1984

Universität Graz - Montanuniversität Leoben

Redaktion: o.Univ.-Prof.Dr.Helmut Flügel

Das Werk ist urheberrechtlich geschützt. Die dadurch begründeten Rechte bleiben vorbehalten. Auszugsweiser Abdruck des Textes mit Quellenangabe gestattet.

Der Herausgeber zeichnet nicht verantwortlich für den Inhalt der Arbeiten, die die Auffassung des jeweiligen Autors darstellt.

**Druck: Vervielfältigungsstelle der
Universität Graz**

Graz - Innsbruck - Leoben - Salzburg - Wien

Jahresbericht für 1983

DIE FRÜHALPINE GESCHICHTE DER OSTALPEN

(Hochschulforschungsschwerpunkt S15)

BAND 5

Graz 1984

INHALT

FLÜGEL, H.W.: Organisatorischer Tätigkeitsbericht 1983	3-5
Teilprojekt 15/03:	
AGNOLI, F., MAURITSCH, H.J. & REISINGER, J.: Paläomagnetische Arbeiten im Berichtsjahr 1983/84	7-15
MAURITSCH, H. J.: Aufbau des Paläomagnetik-Labors in Gams bei Rothleiten	17-20
Teilprojekt 15/06:	
HOLUB, B., MARSCHALLINGER, R. & HÖCK, V.: Ein saurer, mesozoischer Metavulkanit (Edweingneis) der Mittleren Hohen Tauern (Seidlwinkltal, Salzburg)	21-36
Teilprojekt 15/07:	
FRASL, G.: Die ursprüngliche Basis von Flysch und Ultrahelvetikum in der Umgebung von Salzburg	37-65
Teilprojekt 15/10:	
RATSCHBACHER, L.: Kinematische Analyse der Deckenbewegungen und assoziierter Deformation im Deckgebirge der östlichen Ostalpen (Obersteiermark - Österreich)	67-200
Teilprojekt 15/15:	
WEBER, F., SCHMÖLLER, R. & WALACH, G.: Jahresbericht 1983 zum Teilprojekt S 15/15	201-204

ORGANISATORISCHER TÄTIGKEITSBERICHT 1983

H.W.FLÜGEL, Graz

Das Kuratorium des Fonds zur Förderung der wissenschaftlichen Forschung genehmigte in seiner Sitzung vom 26./27.Jänner 1983 den für Projekt S15 für 1983 gestellten Budgetantrag in einer Gesamthöhe von 1.914.534,35 S. Aufgrund des Auslaufens des Projektes genehmigte das Kuratorium in seiner Sitzung vom 14./15.November 1983 die noch unverbrauchten Förderungsmittel bis 30.6.1984 weiter verwenden zu dürfen. Weiteres wurde ein Umwidmungsantrag von 16.000.-- S von S15/04 auf S15/01 genehmigt.

Bedingt durch das Auslaufen des Projektes fand am 10.Dezember 1983 eine Besprechung der Teilprojektträger mit dem Ziel statt zu prüfen, welche Möglichkeiten zur Herausgabe eines zusammenfassenden Abschlußbandes bestehen und ob noch ein 5.Jahresbericht für 1983 erscheinen soll. Im ersten Fall waren die Teilnehmer einstimmig der Auffassung, daß entweder als eigenes Buch oder falls dies nicht möglich sein sollte, im Rahmen einer Zeitschrift eine zusammenfassende Darstellung der Ergebnisse des Projektes publiziert werden mögen. Als Arbeitstitel wurde "Geodynamic of the Eastern Alps" vorgeschlagen. Als erster Schritt zur Verwirklichung dieses Plans wurden die Herren Faupl, Höck und Mauritsch beauftragt im Frühjahr 1984 Verbindung mit in- und ausländischen Verlagen aufzunehmen, wobei als Datum der Fertigstellung des Bandes vorerst der 15.Februar 1985 ins Auge gefaßt wurde (Dieses Datum dürfte, nachdem die Frage eines Verlages bis Mai 1984 noch keine Klärung erfahren hat, nicht einzuhalten sein).

Der Druck eines abschließenden Berichtsbandes Nr.5 wurde auf der erwähnten Sitzung offengelassen und davon abhängig gemacht, ob von den Teilprojektträgern genügend Manuskripte einlangen, die einen derartigen Druck rechtfertigen würden. Der Grund für diese Vorgangsweise liegt in dem Plan der ehemöglichsten Herausgabe eines Abschlußbandes. Dies erklärt auch, weswegen in vorliegendem Heft nur einige Teilprojekte durch eigene Publikationen ausgewiesen sind. Damit war andererseits aber die Möglichkeit gegeben auch eine größere Arbeit, für die ansonsten kein Druckraum in den Berichten gegeben gewesen wäre, aufzunehmen.

Nachdem mit diesem Heft die Jahresberichte des Hochschulforschungsprojektes S 15 enden, möchte ich als Zustellungsbevollmächtigter des Projektes dem Fonds zur Förderung der wissenschaftlichen Forschung für seine stete Unterstützung und den Mitarbeitern des Projektes für ihre kooperative Arbeit herzlich danken. Danken möchte ich aber auch Frau G.Zirkl für ihre Mitarbeit bei der organisatorischen Abwicklung des Projektes und den von ihr in diesem Zusammenhang durchgeführten Schreibaarbeiten während der vergangenen Jahre.

TEILPROJEKTE	Gesamtkosten	Geräte	Personal	Material	Publ.Kosten	Reise	Sonstiges
	1.914.544,35	100.000	1.076.944,35	388.100	20.000	270.500	59.000
01 Organisation	47.000.--	0.--	2.000.--	0.--	20.000	0.--	25.000
02 FRANK	570.000.--	0.--	400.000.--	130.000	0.--	40.000	0.--
03 MAURITSCH	607.344,35	100.000	321.944,35	95.400	0.--	60.000	30.000
04 HOSCHEK *)	16.000.--	0.--	0.--	4.000	0.--	12.000	0.--
05 MILLER	8.000.--	0.--	0.--	0.--	0.--	8.000	0.--
06 FRASL & HÖCK	18.000.--	0.--	5.000.--	8.000	0.--	5.000	0.--
07 FRASL & KIRCHNER	13.000.--	0.--	0.--	8.000	0.--	5.000	0.--
08 SCHRAMM	7.200.--	0.--	0.--	2.700	0.--	4.500	0.--
09 PURTSCHELLER	100.000.--	0.--	0.--	80.000	0.--	20.000	0.--
10 FLÜGEL	15.000.--	0.--	0.--	0.--	0.--	15.000	0.--
11 FAUPL	28.000.--	0.--	0.--	10.000	0.--	18.000	0.--
12 FRISCH							
		a	u	s	g	e	l
			a	u	f	e	n
13 Teilprojekt ausgeschieden							
14 TOLLMANN	50.000.--	0.--	0.--	15.000	0.--	35.000	0.--
15 GUTDEUTSCH & STEINHAUSER	435.000.--	0.--	348.000.--	35.000	0.--	48.000	4.000

*) Umwidmung auf S15/01

Tab. 1: Aufgliederung des für Projekt S15 1983 bewilligten Betrages

Teilprojekt 15/03:

PALÄOMAGNETISCHE ARBEITEN IM BERICHTSJAHR 1983/84

F. AGNOLI, H. J. MAURITSCH & J. REISINGER

Graz-Leoben

Ausgehend von den Untersuchungsergebnissen von Pilotproben erfolgte im Sommer 1983 an verschiedenen Lokalitäten in Mittelkärnten die Beprobung von Perm- und Gosau-Sedimentgesteinen. Weiters wurden Kerne aus einigen Aufschlüssen der Kainacher Gosau gewonnen. Geographische und geologische Details sind Abb. 1 und Tab. 2 zu entnehmen.

Perm - Mittelkärnten

Nach regionalgeologischen Gesichtspunkten können die einzelnen Vorkommen in zwei Gruppen zusammengefaßt werden:

Gruppe 1	SE' Krappfeld: Christofberg Brückl Eberstein
----------	--

Gruppe 2	St. Pauler Berge
----------	------------------

Es wurden in der ersten Gruppe 19 und in der zweiten 24 Aufschlüsse (à 6 Kerne) beprobt, welche lithologisch und stratigraphisch vergleichbaren Horizonten angehören (rote Silt/Sandsteine des Rotliegenden; RIEHL-HERWIRSCH (1965), THIEDIG (1975)).

Aufgrund übereinstimmender gesteinsmagnetischer Eigenschaften und Paläomagnetik-Daten werden die Ergebnisse beider Gebiete in einem dargestellt. In die endgültige Auswertung wurden nur Aufschlüsse mit geringer Streuung der Richtungen (α_{95} kleiner 20°) aufgenommen. Als hauptsächliche Trägerminerale der NRM konnten Hämatit

PERM	NRM		T500		T590		
	F-CORR	B-CORR	F-CORR	B-CORR	F-CORR	B-CORR	
Christofberg	DEK	9,0	349,0	138,1	130,3	141,5	131,3
	INK	37,0	23,4	-33,3	-15,9	-38,4	-19,2
	N	6	6	6	6	6	6
	K	1,2	1,2	14,0	12,4	18,1	18,8
	α_{95}	42,6	91,0	18,5	19,8	16,2	15,9
Brückl, Eberstein	DEK						62,1
	INK						-11,2
	N						3
	K						12,2
	α_{95}						37,0
St.Paul/L. Gruppe I	NRM		T450		T590-620		
	F-CORR	B-CORR	F-CORR	B-CORR	F-CORR	B-CORR	
	DEK	105,5	101,8		120,9		109,7
	INK	22,0	40,0		2,7		-17,3
	N	13	13		13		13
St.Paul/L. Gruppe II	DEK	123,1	157,9		91,5		80,1
	INK	51,0	79,1		16,6		-10,9
	N	6	6		6		6
	K	2,1	1,7		7,1		109,3
	α_{95}	62,4	78,8		27,1		6,4

KREIDE	NRM		Oe 100-700		
	F-CORR	B-CORR	F-CORR	B-CORR	
Wietersdorf Gruppe 1 normal	DEK		297,5	326,5	
	INK		27,0	47,2	
	N		20	20	
	K		4,7	9,1	
	α_{95}		17,0	11,5	
Wietersdorf Gruppe 2 invers Kainacher Gosau	DEK		150,2	144,4	
	INK		-71,4	-46,9	
	N		14	14	
	K		3,7	26,7	
	α_{95}		24,1	7,8	
Kainacher Gosau	NRM		Oe 300		
	F-CORR	B-CORR	F-CORR	B-CORR	
	DEK	347,6	308,6	328,5	293,8
	INK	56,3	67,4	55,4	58,7
	N	5	5	5	5
Kainacher Gosau	Oe 600		Oe 800		
	F-CORR	B-CORR	F-CORR	B-CORR	
	DEK	320,4	288,0	319,8	289,7
	INK	54,7	55,0	53,2	53,4
	N	5	5	5	5
	K	47,9	27,6	47,8	26,7
	α_{95}	11,2	14,8	11,2	15,1

Tabelle 1

und Magnetit identifiziert werden. Die große Streuung der NRM-Richtungen (siehe Tab. 1) ist einerseits auf eine Überprägung insitu, andererseits auf den Erwerb einer zusätzlichen Komponente während der Laborlagerung zurückzuführen. Letztere konnte durch einen Stabilitätstest nachgewiesen werden. Die Verbesserung der statistischen Parameter bei den einzelnen Schritten der thermischen Abmagnetisierung, zeigt den Erfolg der magnetischen Reinigung (siehe Tab. 1). Die geringste Streuung wurde bei $T = 590^{\circ}\text{C}$ bzw. $T = 620^{\circ}\text{C}$ beobachtet, bei höheren Temperaturen werden die Proben instabil infolge Mineralumwandlungen. Der geringe Unterschied des α_{95} vor und nach der tektonischen Korrektur ist auf die relativ einheitliche Lagerung aller beprobten Schichten zurückzuführen (als Beispiel siehe Tab. 1, Christofberg T500 und T590). Als gemeinsames Ergebnis für beide Gebiete erhält man zwei Gruppen von inversen Magnetisierungsrichtungen (siehe Abb. 1).

Gosau - Steinbruch Wietersdorf

Es wurden - verteilt auf den gesamten Steinbruch - an 58 Aufschlüssen je 6 Kerne gewonnen, wovon nur 34 in die Endauswertung aufgenommen werden konnten. Bei den ausgeschiedenen Proben handelt es sich um zu grobe Kalksandsteine mit sehr geringer Intensität. Als brauchbare Gesteine erwiesen sich graue Mergel und Kalkmergel. Als NRM-Trägermineral tritt fast ausschließlich Magnetit auf, lediglich die Aufschlüsse im Hangendmergel (siehe Tab. 2) lassen einen Hämatit-Anteil erkennen. Während die NRM-Vektoren scheinbar regellos verteilt sind, erhält man durch Anwendung der schrittweisen Wechselfeldabmagnetisierung zwei Gruppen von Richtungen, eine mit normaler und eine mit inverser Magnetisierung (siehe Tab. 1). Für die einzelnen Aufschlüsse variiert die optimale Wechselfeldstärke (geringste

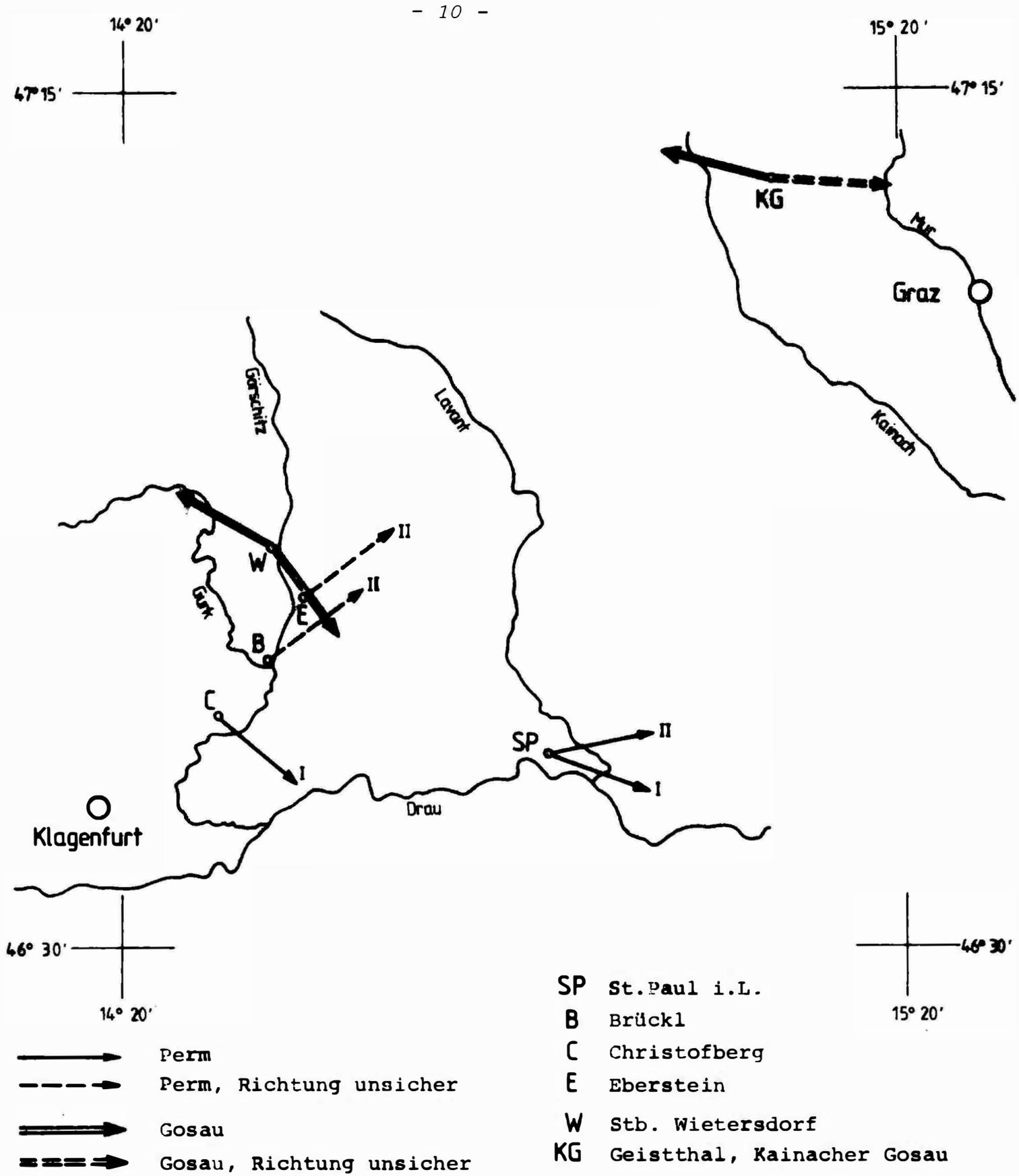


Abb. 1

Streuung) zwischen 100 Oe und 700 Oe. Die Aufschlußmittelwerte der Gruppe mit inverser Magnetisierung konzentrieren sich deutlich um ein Maximum, jene mit normaler Magnetisierung streuen ziemlich stark innerhalb einer schmalen, großkreisähnlichen Zone, für deren Interpretation es weiterer Untersuchungen bedarf.

Kainacher Gosau

E' und S' des Geistthales wurden an insgesamt 9 Aufschlüssen (à 6 Kerne) Mergel, Kalke und Sandsteine beprobt (Tab. 2). Die (bituminösen) Kalke mußten wegen zu geringer Intensität ausgeschieden werden. In allen Gesteinen tritt Magnetit als Trägermineral der NRM auf. Die magnetische Reinigung erfolgte mit dem Wechselfeldverfahren, wobei die optimale Feldstärke von 300 Oe bis 800 Oe reicht.

Von den 6 verwendeten Aufschlüssen zeigen 5 eine normale und 1 eine inverse Magnetisierungsrichtung (Abb. 1), wobei sich die statistischen Parameter nach Durchführung der tektonischen Korrektur geringfügig verschlechterten. Eine Gesamtinterpretation ist derzeit wegen der zu geringen Probenanzahl nicht möglich.

Die relativ große Streuung sowie der leicht negative Faltentest, können ihre Ursache einerseits in den Sedimentationsbedingungen haben, oder aber in der Verwitterung. H.J.MAURITSCH & M.BECKE (1982) stellten bei den Ergebnissen von St. Bartolomä fest, daß Hämatitknollen, die offensichtlich ein Verwitterungsprodukt darstellen, innerhalb einer invers magnetisierten Gesteinsabfolge normal magnetisiert sind. Durch die Härte dieser Überprägung läßt sich in vielen Fällen die Primärmagnetisierung nicht abtrennen, wodurch es zu einer resultierenden Magnetisierungsrichtung kommt.

Tabelle 2: Aufschluß - Liste

PERM

Gruppe 1	Christofberg (ÖK50 Bl.203 MARIA SAAL)
KP 7.- 14.	feinkörniger Sandst. An der Forstraße W' Wegkreuz St. Christof
KP 15.- 18.	feinkörniger Sandst. Fahrwegkehre/Bach- durchlaß im Graben N' Wegkreuz St. Christof
KP 19.	feinkörniger Sandst. Im Bach E' der letzten Kehre vor Wh. Valente, Apetsch- nigkogel
	Hart W' Brückl (ÖK50 Bl.186 ST. VEIT an der Glan)
KP 20.	Siltst.-feink. Sst. Am Ausgang des Grabens, der von Krainberg nach NE zieht, im Bach
KP 21.- 22.	feinkörniger Sandst. Bachaufwärts von KP 20
KP 23.	feinkörniger Sandst. Dort, wo von Hart in o.a. Graben führende Forststr. nach NE umbiegt
	Eberstein (ÖK50 Bl.186 ST VEIT an der Glan)
KP 24.	mittelk. Sandst. NE' Ruine Gillitzstein, Abzw. zu Wh. Sereinig S' Kote 742
KP 25.	feinkörniger Sandst. N' Ruine Gillitzstein, Forststraße zur Hornburg
Gruppe 2	St. Paul/Lavanttal (ÖK50 Bl.205 St.Paul im Lavanttal)
KP 105.-108.	feink.Sandst./Silst. N' Ulli, Lavanttaler Höhenweg
KP 109.	feinkörniger Sandst. NW' Ulli, S' Kapelle
KP. 110.-111.	mittelkörn. Sandst. 300m S' Ghf. Kasbauer, an der Straße

KP 112.-113.	feinkörniger Sandst. ca. 20m oberhalb Hieselbauer (verf.), am Weg	
KP 114.	feinkörniger Sandst. Graben NW' Hieselbauer	
KP 115.	Mittel-grobk.Sandst. Graben NW' Hieselbauer	
KP 116.-117.	feinkörniger Sandst. Graben NW' Hieselbauer	
KP 118.	Siltstein	Graben NW' Hieselbauer
KP 119.-121.	feinkörniger Sandst. Graben NW' Hieselbauer	
KP 122.	Siltstein	Graben NW' Hieselbauer
KP 125.-126.	Siltstein	SE' Kirche St. Margarethen, kleiner Steinbruch
KP 127.-128.	feink.-mittelk.Sdst. N' Kirche St. Margarethen	
	Untermitteldorf SW' St.Paul (ÖK50 Bl.20 VÖLKERMARKT)	
KP 123.-124.	feinkörniger Sandst. N' Untermitteldorf, Forststr.	
Gosau	Steinbruch Wietersdorf	
KK 11.- 26.	Kalksandstein	Kleiner, stillgelegter Bruch S' vom in Betrieb befindlichen Mergelbruch
KK 27.- 37.	Mergel	Kleiner, stillgelegter Bruch SW' Pemberg (= Hangendmergel)
KK 38.	Mergel	Mergelbruch, obere Etage
KK 39.	Kalk (sandstein)	Mergelbruch, obere Etage
KK 41.- 42.	Mergel	Mergelbruch, obere Etage
KK 43.	Kalk (sandstein)	Mergelbruch, obere Etage
KK 44.	Mergel	Mergelbruch, obere Etage
KK 45.	Mergel	Mergelbruch, untere Etage
KK 46.	Kalk (sandstein)	Mergelbruch, untere Etage
KK 47.	Mergel	Mergelbruch, untere Etage

KK 48.	sandiger Mergel	Mergelbruch, untere Etage
KK 49.- 51.	Mergel	Mergelbruch, untere Etage
KK 52.- 53.	Kalk (sandstein)	Mergelbruch, untere Etage
KK 54.	Mergel	Mergelbruch, untere Etage
KK 55.	sandiger Mergel, pyritführend	Mergelbruch, obere Etage, N-Teil
KK 56.	Mergel	Mergelbruch, obere Etage, N-Teil
KK 57.	Kalksandstein	Mergelbruch, obere Etage, N-Teil
KK 58.- 63.	Mergel	Iller-Bruch (stillgelegt)
KK 64.- 65.	Mergel	W' Werk (=S' Iller-Bruch)
KK 66.	Kalk	W' Werk (=S' Iller-Bruch)
KK 67.- 69.	Mergel	W' Werk (=S' Iller-Bruch)

Kainacher Gosau

KG 101.-103.	Mergel	Fahrweg zum Gehöft E' Wh. Abraham
KG 104.	Mergel	NW' Linshalmer, beim Bach- durchlaß
KG 105.-107.	(bituminöser) Kalk	E' Geistthal, Kurve unmittel- bar E' der Hochsp.Leitung (Bach)
KG 108.-109.	fein-mittel-körni- ger Sandstein	Straße vom Kölbl, nach Geistthal, ca. 180m N' vom Waldrand

Literatur:

- MAURITSCH, H.J. & BECKE, M. 1982: "Paläomagnetik",
Teilprojekt S-15/O3, Teilbericht für das Jahr 1982.
- RIEHL-HERWIRSCH, G. 1965: Die postvariszische Trans-
gressionsserie im Bergland östlich vom Magdalens-
berg (Umgebung des Christofberges, Kärnten-Öster-
reich).- Mitt.Ges.Geol.Bergbaustud., 1963/64, 14/15,
229-266, Wien.
- SEEGER, M. & THIEDIG, F. 1983: Alpidischer Überschie-
bungsbau in den St.Pauler und Griffener Bergen
(Ostkärnten).- Verh.Geol.B.-Anst., Jg.1982, 269-284,
Wien.
- THIEDIG, F. 1975: Die Entwicklung des postvariscischen
Deckgebirges in der Umgebung der Saualpe.- Clausth.
Geol.Abh., Sdbd.1, 175-186, Clausthal-Zellerfeld.
- : Submarine Brekzien als Folge von Felsstürzen in
der Turbidit-Fazies der Oberkreide des Krappfeldes
in Kärnten (Österreich).- Mitt.Geol.-Paläont.Inst.
Univ.Hamburg, 44, 495-516, Hamburg.
- & CHARI, M. 1974: Ausbildung und Verbreitung des
Perms in den St.Pauler und Griffener Bergen Ost-
kärntens.- Carinthia II, Jg. 164/84, 105-113,
Klagenfurt.
- , CHAIR, M., DENSCH, P., KLUSSMANN, D. & SEEGER, M.
1975: Jungpaläozoikum und Trias in den St.Pauler
und Griffener Bergen Ostkärntens - Österreich.- Verh.
Geol.B.-A., Jg.1974, 269-279, Wien.
- & WIEDMANN, J. 1976: Ammoniten und Alter der höheren
Kreide (Gosau) des Krappfeldes in Kärnten.- Mitt.Geol.-
Paläont.Inst.Univ.Hamburg, 45, 9-27, Hamburg.

AUFBAU DES PALÄOMAGNETIK-LABORS IN GAMS BEI ROTHLEITEN

H.J.MAURITSCH, Leoben

Die Forschungsrichtung der Paläo- und Gesteinsmagnetik nahm mit der Dissertation über den Bau einer Wechselfeldabmagnetisierungsapparatur und deren Anwendung an Basaltproben Oststeirischer Vulkanite ihren Anfang.

Als Meßinstrument wurde ein Fluxgate-Magnetometer nach Dr. Förster verwendet, das mit Hilfe des Jubiläumsfonds der Österr. Nationalbank gekauft werden konnte. Die Wechselfeldabmagnetisierung erreichte eine Spitzenfeldstärke von 1200 Oe, was für die meisten Gesteine als Reinigungsfeldstärke genügt.

Auf Einladung der Universität Newcastle weilte H.J.MAURITSCH das Studienjahr 1973/74 sowie ein Halbjahr 1975 in England um sich auf die modernen Instrumententypen sowie Laborexperimente einzuarbeiten. 1974 konnte mit Mitteln des Fonds zur Förderung der wissenschaftlichen Forschung, sowie der Nationalbank das erste Spinner-Magnetometer der Firma Digico angeschafft werden. Durch die hohe Empfindlichkeit dieses Instrumentes (5×10^{-8} cgs) wurde es möglich, ostalpine Sedimente zu untersuchen. Für die Feststellung der chemischen Veränderung von natürlichen Gesteinsproben bei der Oxydation sowie der Identifikation der Trägerminerale der remanenten Magnetisierung wurde 1975 eine Suszeptibilitätsmeßbrücke der Firma Highmoor aus Mitteln des Schwerpunktprojektes N-25 gekauft. Dieses Gerät erlaubt über die Messung der Suszeptibilität in einem konstanten Gleichfeld von 8 Oe in einem Temperaturbereich von -180 bis $+800^{\circ}\text{C}$ Phasenveränderungen während der Erwärmung bzw. der Abkühlung zu beobachten. Im gleichen Jahr konnte wieder mit Beihilfe des Jubiläumsfonds eine automatisch gesteuerte Wechselfeldabmagnetisierung

der Firma Highmoor als logische Ergänzung zu den bisher im Labor vorhandenen Geräten gekauft werden. Dieses Gerät erlaubt über eine Taumler-Vorrichtung die vollständige Abmagnetisierung bei einer vorgewählten Feldstärke. Bei vielen Problemen der Paläomagnetik ist es notwendig nicht nur die Remanenzrichtung zu messen, sondern auch die Anisotropie der magnetischen Suszeptibilität. Dies vorallem bei Sedimenten und Metamorphiten, sowie tektonisch stark beanspruchten Gesteinen. Sedimentationsrichtung, Metamorphosefortschritt und Deformationsrichtung in Gesteinen können mit diesem Verfahren rekonstruiert werden. Ausgehend von der "Bulk-Suszeptibilität" mißt man in einem konstanten Feld die Suszeptibilität in 3 zueinander senkrechten Achsenrichtungen und daraus die Anisotropie.

1977 und 1978 konnten die hierfür notwendigen Instrumente angekauft werden.

Da diese Forschungsrichtung nur an den remanenten Magnetisierungen interessiert ist, werden alle Untersuchungen im Labor in sogenannten feldfreien Räumen ausgeführt. Diese feldfreien Räume können entweder durch Mu-Metall-Schilde im Falle von kleinem Raumbedarf, und mit Helmholtz-Spulen-Käfigen im Falle eines größeren Raumbedarfes erzeugt werden. Zur Überprüfung dieser Felder bzw. der in den Spulen herrschenden Restfelder wurde ein Magnetometer der Type FH2 der Firma Highmoor 1978 angekauft, 1979 konnte im Rahmen des Schwerpunktprojektes S-15/03 die Spinner-Magnetometerseite durch die Anschaffung eines Digico-Rechners M16V mit Teletype-Drucker verstärkt werden. Angepaßt an diesen Rechner wurde im April 1980 ein Hochtemperatur-Spinner bei dem kontinuierlich von Raumtemperatur bis $+800^{\circ}\text{C}$ das magnetische Moment an Standardproben natürlicher Gesteine gemessen werden kann. Dieses Gerät ergibt die Möglichkeit Blockierungstemperaturen kontinuierlich zu messen, und damit Aufschluß über die Korngrößenverteilung von Eisenoxiden in

natürlichen Gesteinen zu geben.

Der allgemeinen Entwicklung in der Labortechnik folgend, wurde mit Mittel des Bundesministerium für Wissenschaft und Forschung 1980 ein Elektromagnetsystem der Firma Walker angeschafft, mit dessen Hilfe das Sättigungsverhalten der Trägermineralien und damit deren chemische Zusammensetzung bestimmt werden kann. Sättigung und Koerzitivkraft sind mineralspezifische Größen die zur Identifizierung benützt werden.

Durch die in den Jahren 1980/81 häufiger werdenden Störungen am 1974 angeschafften Magnetometer-System und damit länger werdenden Standzeiten veranlaßt, wurden 2 Commodore-Einheiten 1981 als Ersatz gekauft. Eine Einheit sorgt dabei für die Datenerfassung im Laboratorium in Gams, während die Schwester-Einheit für die Datenbearbeitung in Leoben steht. Mit Hilfe dieser Geräte, die aus einem Rechner, einer Doppel-Floppy, einem Drucker und einem A3-Plotter besteht, können die Meßdaten automatisch korrigiert, ausgewertet und graphisch dargestellt werden. 1980 konnte ebenfalls der erste Ofen für die thermische Abmagnetisierung von Proben in Betrieb genommen werden, der aus Mitteln des Forschungsförderungsfonds in Eigenbau hergestellt wurde. Für besonders empfindliche Proben, bei denen das Null-Feld extrem korrekt sein muß, wurde 1983 durch die Firma Lasser ein neuer Ofen gebaut, und in Gams in Betrieb genommen.

Ebenfalls 1983 konnte mit Hilfe des Jubiläumsfonds ein hochempfindliches Spinner-Magnetometer der Type JR4 angeschafft werden, mit dessen Hilfe Mergel und Kalke die mit den Digico-Spinner nicht meßbar waren, bearbeitet werden können. Vor allem für Probleme der Magnetostratigraphie war damit die Instrumentierung gegeben. 1984 konnte ein ausgelaufenes Magnetometer durch ein neues von Dr. Petersen gebautes, ersetzt werden. Durch Ergänzungsteile die ebenfalls von Dr. Petersen hergestellt wurden, konnte unter Verwendung des vorhandenen

Elektromagnetsystems, sowie des Highmoor-Magnetometers FH2, eine Translationswaage zusammgebaut werden, die erstmals das Phasenverhalten auch von dia- und paramagnetischen Stoffen zu messen erlaubt. Für die Probennahme im Gelände wurden in der Zeit von 1973 - 1981 insgesamt 4 Bohrmaschinen angeschafft, die durch 2 von der Firma Böhler geschenkte Preßluftbohrgeräte für die Untertagebeprobung komplettiert wurden. Ein wichtiges Ereignis war 1983 die Zusammenlegung der beiden Paläomagnetiklabors von Wien und Leoben in Gams, wodurch sich die Kapazität entscheidend vergrößert hat. Aus dem Paläomagnetiklabor der Universität Wien (Prof.Dr.Steinhauser) kamen ein Spinner-Magnetometer der Type JR3, eine Wechselfeldabmagnetisierung, sowie eine thermische Abmagnetisierung der Firma Shoenstedt. Das Cryogen-Magnetometer der Type ScT wurde in Absprache mit dem Fonds zur Förderung der wissenschaftlichen Forschung im Paläomagnetiklabor der ETH-Zürich aufgestellt, da dort die nötige Infrastruktur und das nötige Service garantiert sind um jeder Zeit ein stabilisiertes Meßsystem zur Verfügung zu haben.

Zusammenfassend kann festgestellt werden, daß basierend auf den persönlichen Erfahrungen, sowie dem internationalen Entwicklungstrend folgend, ein konsequenter Aufbau des Labores stattgefunden hat. Zahlreiche Kooperationsanfragen, beweisen die richtige Vorgangsweise und die richtige Instrumentierung zur Bearbeitung gesteins- und paläomagnetischer Probleme. Es ist zu hoffen, daß durch entsprechende Unterstützung aller fördernden Stellen dieses Labor auch in Zukunft seinen Pflichten im Dienste der geowissenschaftlichen Forschung nachkommen kann. Ganz wesentlich ist dabei hervorzuheben, daß für die schwierige Probennahme im alpinen Gelände ein Geländewagen vom Fonds zur Förderung der wissenschaftlichen Forschung zur Verfügung gestellt wurde.

Teilprojekt 15/06:

EIN SAURER, MESOZOISCHER METAVULKANIT (EDWEINGNEIS) DER
MITTLEREN HOHEN TAUERN (SEIDLWINKLTAL, SALZBURG)

B.HOLUB, R.MARSCHALLINGER & V.HÖCK

Salzburg

1. EINLEITUNG

In den mittleren Hohen Tauern konnten in letzter Zeit im Rahmen systematischer petrographischer und geochemischer Untersuchungen an mesozoischen, der Bündnerschieferformation zugehörigen Ultrabasiten und Metabasiten drei größere Züge (I - III) ausgeschieden und geochemisch charakterisiert werden (HÖCK 1980, HÖCK & MILLER 1980, HÖCK 1983).

Davon zeigen 2 Züge (I und II) typische Charakteristika ophiolithischer Abfolgen, in welchen die Metabasite in geradezu idealer Weise Ozeanbodenbasalten entsprechen (HÖCK 1983). Im allgemeinen wird die ophiolithische Eruptivabfolge (Prasinite) von Metasedimenten, nämlich Kalkglimmerschiefern überlagert, wobei an einigen Stellen etwa im Bereich Kitzsteinhorn-Stubachtal (Zug II) geringmächtige Quarzite (ehemalige cherts?) zwischen Prasiniten und Kalkglimmerschiefern liegen. Im Abschnitt des Seidlwinkltales hingegen liegt ein heller, saurer Gneis auf den Prasiniten des Zuges II, der in seinem Hangenden wiederum von Quarziten überlagert wird. Von G.FRASL (1952) wurde dieser Gneis erstmals kurz petrographisch beschrieben, nach der in seinem Verbreitungsgebiet gelegenen Edweinalm als "Edweingneis" bezeichnet und aufgrund der engen Verbindung mit den darunter liegenden Prasiniten durchaus zu Recht als nachtriadisch eingestuft.

Das Vorkommen der Gneise vom Typus Edweinalm dürfte in den mittleren Hohen Tauern vermutlich auf den Bereich des Seidlwinkltales beschränkt sein. Vergleichbare weitere Vorkommen konnten bislang trotz systematischer Suche nicht gefunden werden. Ob ein von HOLZER 1953 aus dem Gebiet des Mühlbachtals beschriebener Albitgneis tatsächlich dem Edweingneis entspricht, wie dies HOLZER in seiner Beschreibung vermutet, muß noch überprüft werden.

2 VERBREITUNG UND ABGRENZUNG DES EDWEINGNEISES

Der bis zu maximal 150 m mächtige Gneiszug ist an beiden Talflanken des Seidlwinkltales aufgeschlossen und erstreckt sich vom Bereich W der Königstulalm entlang der W-Flanke bis auf 1350 m, wo seine Fortsetzung durch Quartär verdeckt ist. Auf der nordschauenden Talseite läßt er sich von ca. 1500 m Seehöhe Richtung SSW bis ins Edweinkar verfolgen (Abb. 1).

Der gesamte Zug des Edweingneises besteht größtenteils aus sehr sauren, hellen Varianten und weist einen unregelmäßigen Lagenbau auf: bis zu mehrere m mächtige, hellgraue Lagen wechseln abrupt mit bis zu dm-breiten dunkelgrünen Lagen. Diese Form der Wechsellagerung kann bis in den cm-Bereich gehen, sodaß das Gestein auch im Handstück gebändert erscheint.

Bereits im Gelände hebt sich der Edweingneis durch seine Verwitterungsform deutlich von seinen Nachbargesteinen ab. Er zerfällt zu m-großen, scharfkantigen Blöcken und ist stark wandbildend (vgl. auch FRASL 1952).

Im allgemeinen liegt der Edweingneis unmittelbar auf den Prasiniten, lediglich an den topographisch tiefsten Stellen der beiden Talflanken (Abb. 1) liegen Schwarzphyllite unter den Gneisen. Daß die Grenze in diesem Bereich tektonisch sein könnte, zeigen zahlreiche geringmächtige Einschaltungen von Grüngesteinslinsen in Grenznähe. Über den Prasiniten ist die Grenze scharf und ohne Übergänge, der

unmittelbare Grenzbereich ist jedoch stark verfaltet und stellenweise finden sich im Prasinit in Grenznähe cm-breite, helle Schlieren, welche petrographisch starke Ähnlichkeiten zu den hellen Edweingneislagen aufweisen. Die Verbandsverhältnisse scheinen primär zu sein.

Das Hangende bilden Karbonatquarzite, deren Grenzbereich mit den Gneisen stark tektonisiert und im cm-Bereich verfaltet ist.

3. PETROGRAPHIE

Wie bereits erwähnt, ist der Edweingneiszug petrographisch nicht einheitlich aufgebaut, sondern durch Einschaltung basischer Lagen und Schlieren gekennzeichnet. Diese rufen eine z. T. markante Bänderung hervor, speziell dort, wo die Metabasite im cm-Bereich mit sauren Gneislagen wechseln. Dementsprechend müssen neben dem in sich recht homogenen Edweingneis noch basischere Gesteine, die i. a. quarzarm oder quarzfrei sind, petrographisch abgetrennt werden. Sie werden im folgenden als 'basische Lagen' bezeichnet, um sie von den Prasiniten, welche den Edweingneis unterlagern und einen Teil des Zugs II darstellen, abzutrennen.

A. Edweingneis

Es handelt sich um typische Gneise mit einer Farbvariation von hellgrau bis hellgrün, quarzreichere Typen werden auch weißgrau. Feinkörnige, massig und nur leicht geregelte Varianten wechseln mit deutlich geregelten, teils leicht schlierigen und flasrigen Typen. Auffallend ist die oft schon im Handstück erkennbare Erzführung und die Anreicherung von Chlorit und Epidot in undeutlichen gründlichen Schlieren. Speziell in den flasrigen Typen kommt es zur Anreicherung von Quarz und Epidot in gutgeregelten, länglichen Linsen.

Tabelle 1: Modalbestände ausgewählter Dünnschliffe aus den Edweingneisen

Probe	Q	Ab	Ep/Klz	Chl	Hgl	Karb	Bi	Amph	Gt	Ti	Ap	Erz
11	42	42	5	2	7	1	x	-	-	x	x	x
25	39	43	5	5	7	x	x	-	x	x	x	x
37	33	43	7	7	9	-	x	-	x	x	x	x
40	29	46	10	7	7	1	x	-	x	x	x	x
50	41	43	x	10	6	-	x	-	x	x	x	x
51	34	47	6	6	7	-	x	-	x	x	x	x
64	36	38	9	8	8	-	x	-	x	x	x	x
65	40	36	8	8	4	1	1	-	2	x	x	x
66	46	37	2	1	14	-	-	-	x	x	x	x
68	14	44	9	16	11	1	x	-	x	x	x	5
125	33	39	x	2	23	1	x	-	-	2	x	x

Angaben in Vol.%, je 2000 ausgezählte Punkte

x = akzessorisch vorhanden

Ein allgemeines Charakteristikum der Gneise ist das feinkörnige Pflaster aus Quarz und Albit, wobei beide zusammen mehr als 80 Vol.% erreichen können. Das Mengenverhältnis beider Minerale beträgt ungefähr 1 : 1, meist überwiegt jedoch Albit. In größeren Mengen können noch Muscovit, Epidot/Klinozoisit und Chlorit auftreten, die in Einzelfällen jeweils auch über 10 Vol.% erreichen können (Tab.1). Zonare Epidotminerale, Chlorit, Biotit und Muscovit sind, meist leicht nach s geregelt und Faltung im cm- Bereich nachzeichnend, in das Quarz- Albitpflaster eingelagert. Akzessorien wie Titanit, Apatit, Granat, Karbonate und Erzphasen (Ilmenit, Magnetit) sind wahllos verstreut. Albit (An 05) liegt in der typischen Ballenform vor und hat ein geregeltes Interngefüge aus Epidotmineralen, Titanit, Chlorit und Hellglimmer. Dieses Interngefüge

deutet noch das alte s an. Die postkinematische Rekristallisation hat dieses alte s außerhalb der Ballenalbite weitgehend verschleiert.

In den massigen Edweingneistypen sind die Minerale recht homogen verteilt und kaum geregelt, in den schlierigen Typen kommt es zur Anreicherung von Chlorit und Epidot in undeutlichen Streifen und in den flasrigen Varietäten sind Quarz bzw. Epidot in teils monomineralischen, bis mehrere mm großen Linsen angeichert.

B. Basische Lagen im Edweingneis

Im Handstück lassen sich massige von eher schiefrigen Typen unterscheiden, die Farbe ist meist ein schmutziges Dunkelgrün (hervorgerufen durch den hohen Chloritgehalt, siehe Tab.2). Schon im Handstück fällt die starke Erzführung auf.

Tabelle 2: Modalbestände einiger basischer Lagen

Probe	Q	Ab	Ep/Klz	Chl	Hgl	Karb	Bi	Amph	Gt	Ti	Ap	Erz
34	12	37	1	34	-	-	9	-	-	1	1	5
49	x	41	11	23	x	1	3	9	-	1	2	9
70	10	31	9	37	x	5	-	-	x	2	1	5

Angaben in Vol.%, je 2000 ausgezählte Punkte

x = akzessorisch vorhanden

In einer feinverfilzten, oft gutgeregelten Grundmasse aus Chlorit, Epidot, untergeordnet Quarz und Amphibol (Tremolit- Aktinolit) liegen Ballenalbite, Erze und seltener Biotite.

Albit und Chlorit machen zusammen etwa 70 Vol.% aus, das Mengenverhältnis ist etwa 1 : 1. In größeren Mengen vorhanden sind noch Quarz und Epidotminerale bzw. Erz; Amphibol und Biotit sind in manchen Proben bis zu 9 Vol.% an-

gereichert, fehlen in anderen jedoch völlig (Tab.2).

Das Interngefüge der Albite (An 05), das aus Epidotmineralen, Titanit und Erzphasen besteht, ist stark geregelt und unverlegt gegenüber dem Externgefüge. Quarz zeigt keine undulöse Auslöschung, die Phyllosilikate wachsen oft quer über das s; so ergibt sich das Bild einer postkinematischen Hauptkristallisation. Die Epidotminerale sind wie im Edweingneis zonar gebaut, bei den Erzphasen handelt es sich um Magnetit. Akzessorien wie Apatit, Titanit, Turmalin, Granat und Karbonate sind wahllos verstreut.

C Prasinite

Die dunkelgrünen Gesteine sind feinkörnig und massig, in manchen Partien kann man schon im Handstück herausgewitterte Pseudomorphosen nach Lawsonit erkennen. Abgesehen von cm-breiten diffusen Schlieren, welche durch Anreicherung von Epidot und manchmal auch Karbonat zustandekommen, sind die Prasinite recht einheitliche und homogene Gesteine.

Tabelle 3: Modalbestände von Prasiniten

Probe	Q	Ab	Ep/Klz	Chl	Hgl	Karb	Bi	Amph	Gt	Ti	Ap	Erz
10	x	30	19	14	-	-	-	28	-	9	-	x
H 75	x	29	20	13	-	-	-	30	-	9	-	-

Angaben in Vol.%, je 2000 ausgezählte Punkte

x = akzessorisch vorhanden.

In einer feinfilzigen, teils bis in den mm-Bereich verfalteten Grundmasse aus Amphibol, Chlorit, zornar gebau-tem Epidot/Klinozoisit und Titanit liegen Ballenalbite (An 05). Aus der feinkörnigen Grundmasse heben sich die

teils leicht gelangten Lawsonitpseudomorphosen gut ab, welche als gut erhaltene Rhomboeder vorliegen und mit Epidotmineralen, Karbonat und Chlorit gefüllt sind (FRY 1973, HÖCK 1980). Die in Tab. 3 angeführten Modalbestände fallen in die typische Variationsbreite anderer Prasinite der Züge I und II, lediglich der Gehalt an Titanit ist signifikant höher. Albit und Amphibol liegen zu gleichen Teilen vor und bauen das Gestein zu 60 Vol.% auf. Weitere Hauptgemengteile sind Epidot und Chlorit, ebenso Titanit. Albit hat ein deutlich geregeltes Interngefüge von Epidot, Amphibol und Titanit. Auch das Prasinitgefüge deutet auf postkinematische Hauptkristallisation

4. CHEMISMUS DES EDWEINGNEISZUGES UND DER UNTERLAGERNDEN PRASINITE

Chemische Analysen des Edweingneises, seiner basischen Einlagerungen und der unterlagernden Prasinite sind in Tab. 4 zusammengestellt.

Der Edweingneis zeigt hohe SiO_2 -Gehalte von 69 - 79 Gew.%; MgO (0,4 - 1,2%) und CaO (0,7-2,7%) sind niedrig. Die Na_2O -Konzentrationen von 4 -6% sind gegenüber dem K_2O (0,2 - 1,1%) hoch, woraus sich $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ - Verhältnisse größer 3,5 ergeben. Die Gehalte an Spurenelementen mit meist 3-4 ppm Nb, 94-297 ppm Zr und 22-33 ppm Y sind mit den Prasiniten des Zuges II vergleichbar. Rb (7 - 29 ppm) und Sr (135 - 247 ppm) liegen deutlich höher. Insgesamt weist der Edweingneis eine recht einheitliche Zusammensetzung auf und entspricht in seinen Hauptelementen Na - Rhyolithen.

Die basischen Lagen im Edweingneis zeigen mit SiO_2 -Gehalten von 42 - 56% eine große Variationsbreite. Der TiO_2 -Gehalt mit bis über 3% und der FeO_{tot} -Gehalt mit bis zu 23% schwanken in recht weiten Grenzen und sind z.T. deutlich Fe- und Ti-reicher als die unterlagernden Prasinite, welche in ihren Chemismen unmittelbar mit den Analysen der

Tab. 4

CHEMISCHE ANALYSEN EDWEINGNEISE

PROBENNR.	8	11	25	37	40	51	58	64	65	125
Gew. %										
SiO ₂	73,86	78,90	78,53	75,18	68,75	73,14	72,86	72,86	74,41	74,89
TiO ₂	0,31	0,09	0,14	0,49	0,36	0,20	0,18	0,17	0,23	0,28
Al ₂ O ₃	12,81	12,00	11,61	12,87	14,12	13,19	12,84	13,36	12,08	13,37
FeO _{tot}	3,37	0,99	1,73	3,05	3,97	3,22	4,73	2,97	3,05	1,22
MnO	0,07	0,03	--	0,12	0,04	0,08	0,15	0,07	0,08	0,01
MgO	0,81	0,46	0,46	0,59	1,23	0,57	0,93	0,74	1,23	0,48
CaO	1,88	1,16	0,69	1,61	2,65	1,64	1,33	1,48	2,10	0,93
Na ₂ O	4,20	4,55	4,53	3,98	5,00	5,04	4,13	4,91	3,98	5,95
K ₂ O	1,12	0,22	0,73	1,10	0,89	0,90	1,13	1,09	0,84	1,10
P ₂ O ₅	0,05	0,01	0,01	0,06	0,07	0,06	0,07	0,04	0,07	0,08
H ₂ O	0,60	0,57	0,88	0,90	1,35	0,88	1,03	1,00	1,02	0,58
CO ₂	n.b.									
Summe	99,09	98,98	99,31	99,96	98,44	98,92	99,38	98,69	99,09	98,89
Nb	---	4	---	3	---	4	4	4	3	14
Zr	---	122	---	125	---	121	113	118	94	297
Y	---	22	---	22	---	23	30	25	28	33
Sr	---	135	---	172	---	160	247	155	228	164
Rb	---	0	---	20	---	13	29	18	7	12

n.b. = nicht bestimmt; Proben 8,25,40 wurden auf Spurenelemente nicht untersucht. Angaben bei Spurenelementen in ppm.

CHEMISCHE ANALYSEN BASISISCHE LAGEN UND PRASINITE

PROBENNR.	bas. Lagen					Prasinite				
	34	35	39	49	70	6	10	75	76	77
Gew. %										
SiO ₂	56,13	55,42	52,32	42,57	48,80	49,12	49,17	49,55	49,21	49,15
TiO ₂	3,05	2,39	0,14	2,29	2,09	1,14	1,58	1,71	1,26	1,28
Al ₂ O ₃	14,96	16,64	10,92	15,73	13,95	17,72	15,49	15,04	15,74	16,05
FeO _{tot}	11,67	11,98	22,37	18,98	12,89	7,41	9,02	8,49	8,32	8,65
MnO	0,23	0,26	0,34	0,18	0,34	0,17	0,18	0,18	0,15	0,14
MgO	5,89	3,93	3,14	7,47	6,47	7,43	7,43	7,56	7,00	7,54
CaO	1,06	0,85	4,47	4,32	5,98	10,37	10,91	10,30	11,97	11,06
Na ₂ O	3,75	2,78	2,05	3,11	4,06	3,46	3,13	3,47	2,31	3,28
K ₂ O	0,24	1,91	0,28	0,49	--	0,04	0,06	0,07	0,20	0,11
P ₂ O ₅	0,52	0,61	0,03	0,55	0,44	0,08	0,25	0,23	0,17	0,16
H ₂ O	4,84	3,59	2,42	4,00	4,24	1,90	2,06	2,25	2,34	1,67
CO ₂	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.
Summe	102,35	100,36	98,49	99,70	99,27	98,85	99,29	98,84	98,67	99,13
Nb	20	16	5	25	53	---	4	4	---	---
Zr	239	238	39	318	193	---	125	133	---	---
Y	38	39	32	63	22	---	33	36	---	---
Sr	75	59	43	279	222	---	161	158	---	---
Rb	4	63	9	24	0	---	0	0	---	---

n.b. = nicht bestimmt; Proben 6,76,77 wurden auf Spurenelemente nicht untersucht. Angaben bei Spurenelementen in ppm.

Züge I und II vergleichbar sind, wobei es sich um ehemalige tholeiitische Basalte handelt (HÖCK 1983).

Die beiden Variationsdiagramme (Abb. 2 - Harker-Diagramm; Abb.3-MgO-Variationsdiagramm) zeigen den engen Variationsbereich des Edweingneises und die weite Streuung der basischen Lagen. Deutlich ersichtlich ist auch, daß die basischen Lagen nicht den unterlagernden Prasiniten des Zuges II gleichzusetzen sind (Unterschiede in FeO_{tot} , MgO, CaO, P_2O_5 , TiO_2), auch die Spurenelemente Nb, Zr, Rb machen eine unterschiedliche Entwicklung wahrscheinlich.

5. DISKUSSION

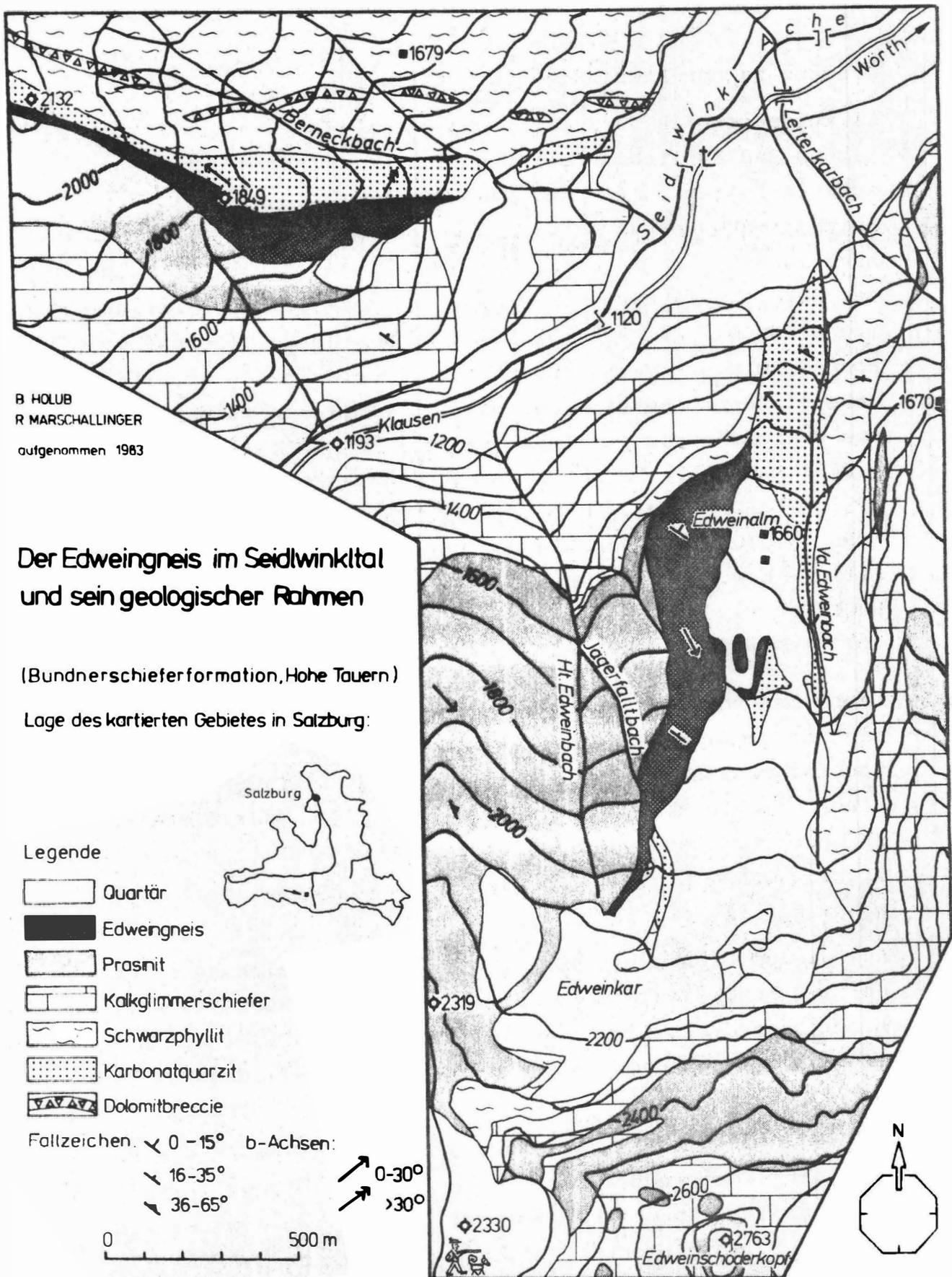
Sowohl die Verbandsverhältnisse, die Bänderung von hellen, sauren und dunklen, basischen Gesteinen, als auch ihr Chemismus legen die Annahme einer magmatischen Natur der Gneise nahe, auch wenn primäre magmatische Relikte im Dünnschliff nicht gefunden werden konnten. Zur Unterscheidung zwischen Ortho- bzw. Paranatur des Edweingneises wurden Zirkone untersucht. Dabei zeigte sich, daß sowohl die Kristallformen als auch die parallel zu den Prismenflächen angeordneten stäbchenförmigen Apatiteinschlüsse eine primäre magmatische Genese widerspiegeln (FRASL 1963).

Die Kristallkanten sind völlig ungerundet, was größere Umlagerungen unwahrscheinlich erscheinen läßt (GRIMM 1973).

Die Wechsellagerung saurer und basischer Gesteinstypen, die sogar im feinrhythmischen Bereich erhaltenen scharfen Grenzen zwischen den einzelnen Lagen, das Fehlen kontinuierlicher Übergänge und größerer Gesteinskomponenten läßt sich zwanglos mit zyklischen Eruptionen von sauren und basischen Tuffen erklären.

Die Verbindung des Edweingneises mit den Prasiniten des Zuges II, deren Ozeanbodencharakter inzwischen ausreichend dokumentiert werden konnte, legt nahe, eine genetische Ver-

Abb. 1



B HOLUB
R MARSCHALLINGER
ausgenommen 1983

bindung zu den Prasiniten zu suchen.

Es wurde deshalb versucht, Vergleichsbeispiele von Rhyolithen und ähnlichen Gesteinen im Zusammenhang mit ozeanischen Abfolgen zu finden. Saure Eruptiva im Ozeaninselbereich sind gekennzeichnet durch hohe Gehalte an K_2O und ein niedriges Na_2O/K_2O -Verhältnis. Aus diesem Grund läßt sich der Edweingneis nicht in einen kontinuierlichen Ozeaninseltrend (SCHMINCKE 1973, ROBINSON et al. 1982) einordnen. Hohe Na_2O/K_2O - Verhältnisse sind jedoch in sauren Differentiaten im Bereich der mittelozeanischen Rücken durchaus üblich, z. B. in Plagiograniten (COLEMAN 1977, COLEMAN & PETERMAN 1975, POGNANTE et al. 1982, BECCALUVA et al. 1977, PEARCE et al. im Druck, EVARTS 1977, DIXON & RUTHERFORD 1979). Gänge von Plagiograniten reichen bis in die Pillow- bzw. Sedimentabfolge von Ophiolithen (EVARTS 1977, ROCCI et al. 1976), sodaß möglicherweise mit Ergußäquivalenten plagiogranitischer Magmen gerechnet werden kann.

Sieht man von K_2O , das im Edweingneis mit ca. 1 Gew.% deutlich höher liegt als in Plagiograniten, ab, fallen sämtliche Hauptelementanalysen in den von COLEMAN & PETERMAN für Plagiogranite abgegrenzten Bereich Abb.3), allerdings liegt Zr und z.T. auch Y in Plagiograniten (PEARCE et al. im Druck, POGNANTE et al. 1982, BECCALUVA et al. 1977) meist höher als im Edweingneis.

Aus diesem Grunde ist es eine genetische Beziehung zu den Fe-Ti-Gabbros, welche im Zug II vorkommen (HÖCK 1983), fraglich, anders als in den Westalpen wo POGNANTE et al. Zusammenhänge zwischen Plagiograniten und Fe-Ti-Gabbros beschreiben.

ALABASTER et al. 1982 erwähnen aus Ophiolithen von Oman Na-Rhyolithe, welche dem "rifting event" zugeordnet werden und eine ähnliche Hauptelementverteilung wie der Edweingneis aufweisen. Vergleichbare Gesteine beschreibt EVARTS 1977

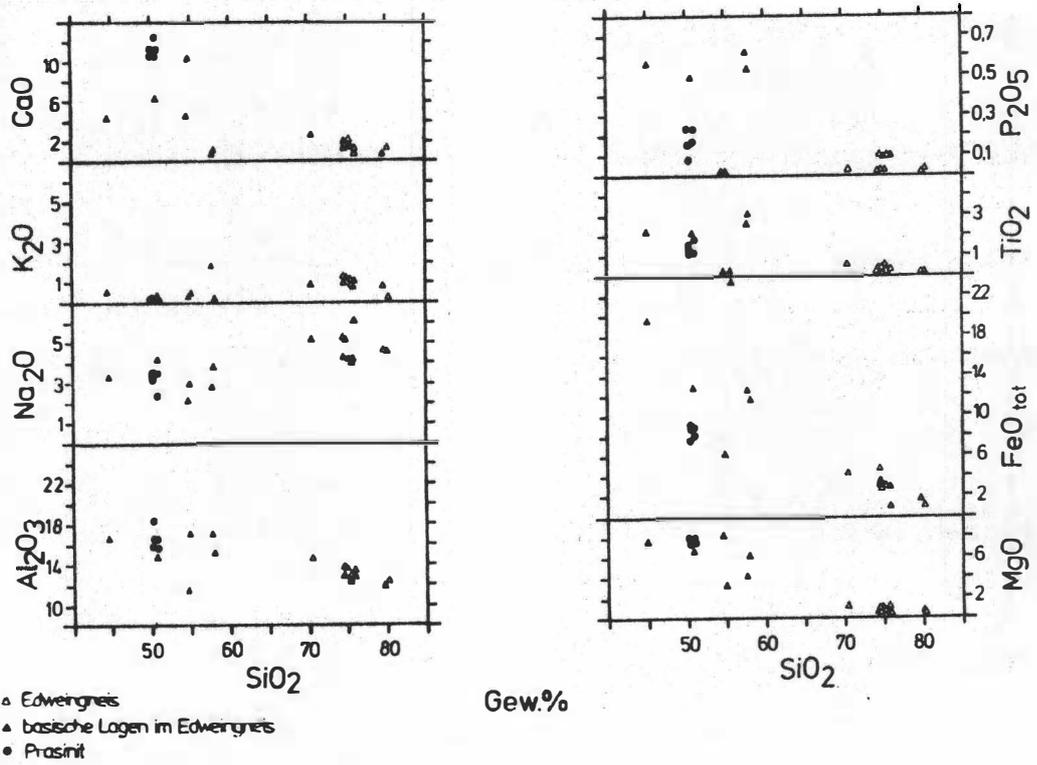
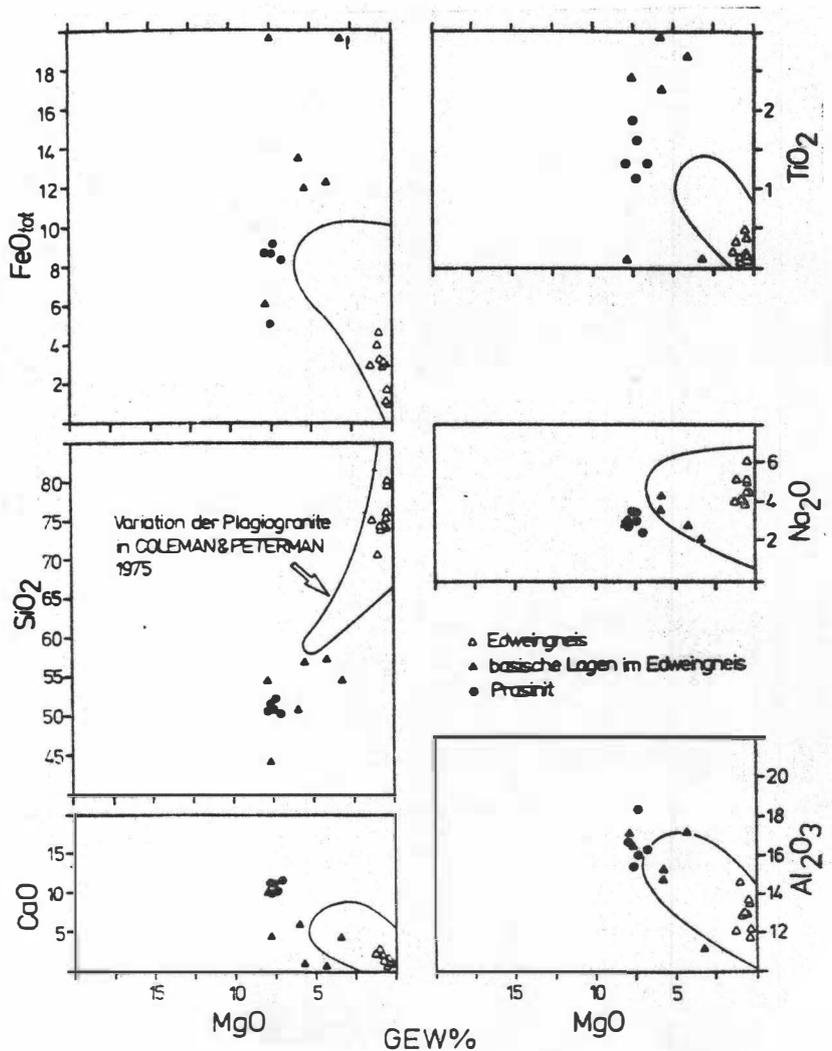


Abb. 2: SiO_2 -Variationsdiagramm H_2O - und CO_2 - frei normiert auf 100%

Abb. 3: MgO- Variationsdiagramm, H_2O - und CO_2 - frei normiert auf 100%



aus dem kalifornischen Del Puerto Ophiolith, deren Zr - und Y - Konzentrationen in der Variationsbreite des Edweingneises liegen. Allerdings wird in beiden Fällen die Ophiolithbildung bzw. das "rifting" in Verbindung mit Subduktionszonen gesehen.

Mit dem Edweingneis vergleichbare Hauptanalysen von rhyodacitischen Gläsern aus dem Galapagos - Spreading Bereich führen DIXON & RUTHERFORD 1979 an. In diesem Falle ist keine Verbindung zu einer Subduktionszone erkennbar.

Wenn auch die feldgeologischen Verhältnisse und die bisherigen geochemischen Daten eine enge Verbindung mit einem ozeanischen Bildungsbereich nahelegen, kann zur Zeit noch kein in sich konsistentes Bild einer petrogenetischen und geochemischen Entwicklung des Edweingneises und seiner basischen Einlagerungen entworfen werden.

Literatur:

- ALABASTER, T., PEARCHE, J.A., MALPAS, J. (1982): The Volcanic Stratigraphy and Petrogenesis of the Oman Ophiolite Complex. - Contrib.Mineral.Petrol. 81, 168-183.
- BECCALUVA, L., OHNENSTETTER, D., OHNENSTETTER, M., VENTURELLI, G. (1977): The trace elements of Corsian ophiolites. - Contrib.Mineral.Petrol. 64, 11-31.
- COLEMAN, R.G. (1977): Ophiolites. - Springer, Berlin, 229p.
- COLEMAN, R.G. & PETERMAN, Z.E. (1975): Oceanic Plagiogranite. - JGR 80, 8, 1099-1108.
- DIXON, S. & RUTHERFORD, M.J. (1979): Plagiogranites as late-stage immiscible liquids in Ophiolite and Mid-Ocean ridge suites: an experimental study. - Earth Planet.Sci.Lett. 45, 45-60

- EVARTS, R.C. (1977): The Geology and Petrology of the Del Puerto Ophiolite, Diablo Range, Central California Coast Ranges. - in: State of Oregon, Department of Geology and Mineral Industries, Bull, 95: North American Ophiolites (Coleman & Irwin, eds.).
- FRASL, G. (1952): Aufnahmen auf Blatt Rauris (154). - Verh. Geol. B. A, 1952, 16-20.
- FRASL, G. (1958): Zur Seriengliederung der Schieferhülle in den mittleren Hohen Tauern. - Jb. Geol. B.-A. Wien, 101, 323-472.
- FRASL, G. (1963): Die mikroskopische Untersuchung der akzessorischen Zirkone als eine Routinearbeit des Kristallingeologen. - Jb. Geol. B.-A. Wien, 106, 405-428.
- FRY, N. (1973): Lawsonite pseudomorphosed in Tauern greenschist. - Min. Mag. 39, 121-122
- GRIMM, W.D. (1973): Stepwise heavy mineral weathering in the residual Quartz Gravel, Bavarian Molasse (Germany). - Contrib. Sed. 1, 103-125.
- HÖCK, V. (1974): Lawsonitpseudomorphosen in den Knotenschiefern der Glocknergruppe (Salzburg - Kärnten, Österreich). - Karintin F. 71, 110-119.
- HÖCK, V. (198/): Ophiolites in the middle part of the Hohe Tauern, Austria - Ophioliti 5, 57-64.
- HÖCK, V. (1983): Mesozoic ophiolites and non-ophiolitic metabasites in the central part of the Tauern window (Eastern Alps, Austria). - Ophioliti 8 (1), 103-126.
- HÖCK, V. & MILLER, Ch. (1980): Chemistry of mesozoic metabasites in the middle and eastern part of the Hohe Tauern. - Mitt. Österr. Geol. Ges. 71-72, 81-88.
- HOLZER, H. (1953): Aufnahmen 1952 auf Blatt Großglockner (153). - Verh. Geol. B.-A. Wien 1953, 35-37

- PEARCE, J.A., HARRIS, N.B.W. & TINDLE, A.G. (i.Druck):
Trace Element Discrimination for the Tectonic
Interpretation of Granitic Rocks.
- POGNANTE, U., LOMBARDO, B. & VENTURELLI, G. (1982): Petrology
and Geochemistry of Fe-Ti-Gabbros and Plagio-
granites from the Western Alps. Ophiolites.-
SMPM 62/3, 457-472.
- ROBINSON, P.T., MEHEGAN, J., GIBSON, I.L., & SCHMINCKE, H.-U.
(1982): Lithology and Structure for the Vol-
canic Sequence in Eastern Iceland. - JGR 87,
B8, 6429-6436.
- ROCCI, G., OHNENSTETTER, D. & OHNENSTETTER, M. (1976): Le log
ophiolitique Corse. - Bull.Soc.geol.France
1976(7), t. XVIII, n 5, 1229-1230.
- SCHMINCKE, H.-U. (1973): Magmatic Evolution and Tectonic
Regime in the Canary, Madeira, and Azores
Island Groups.-Geol. Soc. Am. Bull. 84, 633-
648.
- SCHMINCKE, H.-U., VIERECK, L.G., GRIFFIN, B.J. & PRITCHARD,
R.G. (1982): Volcaniclastic Rocks of the
Reydarfjörður Drill Hole, Eastern Iceland -
1.Primary Features. - JGR 87, B8, 6437-6458.

JGR = Journal of Geophysical Research

SMPM = Schweizerische Mineralogische Petrographische Mit-
teilungen

Teilprojekt 15/07:

DIE URSPRÜNGLICHE BASIS VON FLYSCH UND ULTRAHELVETIKUM
IN DER UMGEBUNG VON SALZBURG

G.FRASL, Salzburg

Ablagerungen des Flysches und des Ultrahelvetikums enthalten von der Unterkreide bis ins Eozän in einigen Horizonten exotische Blöcke eingestreut, die Rückschlüsse auf das Grundgebirge und das Mesozoikum in diesem Ablagerungsgebiet selbst oder auch an dessen Rändern erlauben. Einige Eigentümlichkeiten und Entwicklungsschritte dieses Liefergebietes und Ablagerungsraumes werden hauptsächlich aufgrund zweier Lokalitäten genauer untersucht, nämlich erstens im Oberndorfer Graben am Nordabfall des Haunsberges, 10 km N von Salzburg, zweitens bei den granitoiden Blöcken (Achthal A und B, Ramsaugranit) südlich von Teisendorf 20 km W von Salzburg. Aufgrund von Vergleichen mit dem Karpatenvorland wird die Idee einer Rechtsseitenverschiebung am Südrand von Stabileuropa vorgestellt.

1) O b e r n d o r f e r G r a b e n am Nordosthang
des Haunsberges

Dort läßt sich durch die Vielfalt an exotischen Blöcken über das Liefergebiet, den Untergrund und die basalen Bildungen der Flyschablagerungen besonders viel ablesen, und zwar trotz der Erschwerungen, welche sowohl die tektonischen Komplikationen an der Basis der Flyschdecke über dem Ultrahelvetikum (Buntmergelserie), als auch die lokalen Hangrutschungen für die Aufklärung der Lagerung mit sich bringen.

Über die hiesigen, an vulkanitischen Komponenten reichen Rotliegendblöcke ("Haunsberg-Verrucano") und deren geologische Einbindung wurden schon in den Jahresberichten (FRASL 1980b, 1981 und 1982) vorläufige Ergebnisse mitgeteilt. Von der vorkretazischen Geschichte des Untergrundes und Liefergebietes läßt sich nun aufgrund vermehrter Beobachtungen ein geschlosseneres Bild machen.

Die Exotika liegen in einer nur wenige Meter mächtigen Blockschicht, deren geologische Position nun wie folgt ganz kurz skizziert werden kann:

Zwischen der ultrahelvetischen Buntmergelserie nördlicher Begrenzung und dem Reiselberger Sandstein (Cenoman der Flyschzone) im Süden liegt ein tektonisch kompliziertes Paket basaler Flyschgesteine (vgl. Tafel 1 in ABERER & BRAUMÜLLER 1958), deren Normalsedimente bisher nur Mikro- und Nannofossilien der höheren Unterkreide geliefert haben, während der Fossilbestand von Malm bis Barreme bereits in klastischen Komponenten umgelagert vorkommt. Trotz der schlechten Aufschlußverhältnisse, sowie der Moränenüberstreuung und Hangrutschungen lassen sich dabei zwei Schichtpakete deutlich unterscheiden:

- a) Eine nicht mehr als 50 m mächtige grünlichgraue inverse Serie von Tonschiefern, Siltsteinen und Sandsteinen mit konglomeratischer Basis. Diese Serie schließt an die Buntmergelserie im Süden an. Ihre Lithologie entspricht bestens der Eschbannhauser-Serie bei Teisendorf (FRASL 1982, S.70), welche FREIMOSER (1970, 1972) ins Ultrahelvetikum stellt.

b) Eine südlich daran anschließende Serie, welche die Blockschicht beinhaltet. Letztere ist in der Höhe der fünf größten Rotliegendblöcke (vgl. FRASL 1980b, 1981) auf etwa 20 m Länge am besten zu studieren; das ist etwa 90 bis 110 m bachaufwärts von der oberen Mauer der Wildbachverbauung in ca. 555 bis 560 m über NN. Trotz der Überrollung durch Hangschutt kann man da an der orographisch linken Bachböschung sehen, daß die Blockschicht im nächsten Meter von einer normal liegenden Flyschfolge aus verschiedenen mittelgrauen bis grünlichgrauen Mergeltonen mit cm-dicken Bänkchen von Fleckenmergel und Quarzsandstein unterlagert wird. H.STRADNER (GBA Wien) hat daraus 1981 aufgrund einer von ihm mit M.GRILL aufgesammelten Mergeltonprobe die folgende Nannofossilliste erstellt:

Watznaueria barnesae hh
Parhabdolithus embergeri
Nannoconus colomi
Calciacalathina oblongata
Cruciellipsis cuvillieri
Ragodiscus sp.
Braarudosphaera hoschulzi
Cretarhabdus crenulatus
Conusphaera mexicana
Cyclagelosphaera margerelli
Nannoconus wassilii.

Daraus schließt er auf unteres bis mittleres Barreme. Außerdem hat St.GEROCH (Univ.Krakau) eine von mir aus demselben 3 m langen Aufschluß entnommene Probe eines leicht aufschlammbaren Mergeltones auf Foraminiferen untersucht. Er nennt daraus (Brief vom 12.2.1984): Spärliche kleinwüchsige und schlecht erhaltene Sand-schaler (?Hyperammina, Ammodiscus, Glomospira, Recurvoides, Haplophragmoides) und Kalkschaler (Denta-

lina, Nodosaria, Lenticulina, Astacolus, ?Pyrulinoides, ?Eoguttulina, ?Conorboides, ?Gavelinella, ?Spirillina und andere), sowie pyritisierte Radiolarien (Spumellaria und Nasselaria).

Die nächsten Meter über der Blockschicht bestehen aus schwärzlichen, schiefrigen Mergeltonen*), die den steilen Fließhang, welcher die Blockschichten enthält, weitestgehend überstreuen. Das exotische Material, das hier aus dem Hang herausquillt, ist in und unmittelbar gegenüber diesem Aufschluß zu studieren, aber auch bis 20 m bachabwärts, und schließlich durch eine große Flächenrutschung nochmals im Bachbett ca. 30 bis 50 m unter der unteren Sperre der Wildbachverbauung. Die Exotika umfassen ein breites Spektrum von kristallinen Gesteinen und unmetamorphem Sedimenten, wobei die letzteren sich vom Rotliegend bis zu Blöcken von Calpionellenkalk, also bis in die Unterkreide hinein erstrecken (vgl. auch die vorhergehenden Berichte).

Ein bemerkenswerter Neufund ist das Belegstück der unmittelbaren Ablagerung eines Calpionellen-führenden Kalkes auf rosa Granit bis Granodiorit etwa von Typ des Buchdenkmal-Granits. Mehrere bis über halbmeter große Blöcke von solchem Granit zeigen nämlich, daß der Granit mit dem zugehörigen seinerzeitigen lokalen granitischen Hangschutt unmittelbar von einem hellgrauen mikritischen Kalk mit Einzelexemplaren von Calpionella sp. überlagert und eingesedimentiert wurde. Darüber hinaus kann man derzeit 1 m über dem oben genannten Nanno- und Mikro-fossil-Fixpunkt an einer anderen Komponente der Blockschicht noch sehen, daß ein fast metergroßer Granitblock

*) Eine von H.STEYRER 10 m bachaufwärts und ca. 4 m über dem Bach aufgesammelte Probe enthielt laut telefonischer Mitteilung von H.STRADNER (25.2.1982) ein Nannofossil-spektrum der höheren Unterkreide.

ursprünglich wahrscheinlich sogar rundum vom Kalk eingehüllt war. Aus solchen Beobachtungen läßt sich allgemein ableiten, daß die Granitoberfläche an der Wende Jura-Kreide zumindest lokal bei einer submarinen Auftragung -- also wahrscheinlich an einem Abbruch an der Kante einer Bruchscholle -- freilag, und daß über dieser Granitoberfläche und ihrem Hang- und Haldenschutt unmittelbar der pelagische Mikrit abgesetzt wurde.

Etwas ähnliches dürfte sich aber schon etwas früher im Oberjura abgespielt haben, worauf bunte, also wechselnd rote, rötliche und graue mikritische Kalke als neptunische Spaltenfüllungen in mehreren älteren Sedimenten hinweisen, nämlich (1) sowohl in einer intensiv braunrot gefärbten, vermutlich fanglomeratischen Feinbreccie, die ich ins Rotliegende stelle, aber auch (2) z.B. in bunten, nämlich roten bis grünlichen Arkosen und (3) bei einem konglomeratischen groben Quarzsandstein, schließlich aber auch (4) in einem an Bioklastika (z.B. Echinodermengrus) reichen gelblichgrauen Kalkstein.

Eine musterhafte Spaltenfüllung in (2) zeigte ein exotischer Block, in welchem eine mehrere cm weite Spalte nicht nur von zwei Generationen von kristallinen Karbonatrasen ausgekleidet war, sondern auch von zwei Generationen von Schlammkalke, wobei die jüngere Generation durch ihre Farbbänder in grauen und rötlichen Nuancen deutlich die Schichtung des Mikrits in einer Spalte und die uhrglasartige Einmuldung in der Mitte erkennen ließ, welche im Zuge des Nachsinkens des Schlammes bei einer Kompaktion entstand. Der Mikrit zeigt im Schliff zwar keine Mikrofossilien; er ist aber aussehensmäßig am ehesten an jene Jurablöcke unter den Exotika anzuschließen, deren Mannigfaltigkeit und deren fazielle Besonderheit derzeit von E. FLÜGEL/Erlangen untersucht wird: roter Korallenriffkalk, gelblicher Riffschuttkalk; rötliche Schlammkalke mit Aptychen und Gehäuseresten von Ammoniten, verbunden mit Saccomen und Echinodermengrus, wobei die Matrix der zuletzt genannten Aptychenkalke den obenerwähnten Spaltenfüllungen am ähnlichsten ist.

Auch die stratigraphische Stellung der spaltendurchzogenen bunten Arkosen (2) und der hellgelblich anwitternden groben Quarzsandsteine (3) ist noch nicht sichergestellt. Beide Arten könnten sich lithologisch an die epikontinentale Ausbildung des germanischen Keupers in Bayern N der Donau anschließen lassen. Dabei ist aber bei den bunten Arkosen (2) eine Abtrennbarkeit vom Rotliegendesediment noch recht fraglich, während der Quarzsandstein (3) schon eher an eine grobe Ausbildung des Burgsandsteines erinnert.

Dazu im Einzelnen:

Die meisten exotischen Blöcke mit mikritischer Spaltenfüllung in der bunten Arkose (2) findet man ca. 30 bis 40 m bachabwärts von der unteren Sperre, wo sie wiederum aus der orographisch linken Böschung herauskommen. Außerdem liegt ein metergroßer solcher Block 30 m bachaufwärts von der oberen Sperre. Ein weiterer ähnlicher Meterblock aus z.T. rotvioletter und kieselig gebundener konglomeratischer Arkose (2) mit teilweiser Infiltration von mikritischem Rotkalk liegt mitten im Bach, im Knie ca. 90 m aufwärts von der oberen Sperre und zugleich ca. 20 m bachabwärts von den fünf größten, an Vulkanitgeröll reichen Verrucanoblöcken. Im selben Bachknie liegt aber auch der musterhafte Quarzsandsteinblock (3) mit mikritischer, weißlicher und z.T. rosa gefärbter Spaltenfüllung, und zwar als der größte Block der Gegend (ca. 4 m lang und nur ca. 1 m vom gerade zuletzt genannten bunten Arkoseblock entfernt). Der hellgelblich-grau anwitternde, darunter z.T. blaß rötlichviolett verfärbte, relativ grobe Quarzsandstein (3) hat kiesige Partien mit Einstreuungen von Quarzgeröll. Es ist dies im Gegensatz zu den vorgenannten Arkosen ein Quarzrestsediment von sehr hoher kompositioneller und textueller Reife entsprechend sehr starker Verwitterungsauslese, und es wurde wahrscheinlich in einer Küstenregion abgelagert. Übrigens fand ich eine typische "dolomitische Arkose", die mich an den Keuper bei Bayreuth erinnert, als Geröll in einer konglomeratischen Partie der Blockschicht, und zwar ca. 30 m unter der unteren Sperre.

Falls die obigen stratigraphischen Zuweisungen stimmen, dann könnte man mit einer Bildung von offenen Spalten durch Aufweitung der zumindest lokal am Meeresboden freiliegenden "Trias"-Sandsteine im Zusammenhang mit einer

K r u s t e n d e h n u n g in diesem Raum rechnen, wobei es zur unmittelbaren Sedimentation von pelagischen Kalkschlammen des O b e r e n J u r a kam. Das sind Entwicklungen, die im Prinzip von den Westalpen bis in die Karpaten bekannt geworden sind, wofür ich bloß zwei Arbeiten zitiere: (BOURBON & de GRACIANSKY 1975, sowie MISIK 1979).

Darüber hinaus ist aber ein über halbmeter großer Kalkblock ca. 10 m N der großen Verrucano-Blöcke im Wald zu erwähnen, der noch mehr Entwicklungsphasen dokumentiert. Zur Hauptsache ist es ein rosa Riffschuttkalk mit viel Crinoidengrus, ästigen Korallenbruchstücken (auch zwei großen Einzelkorallen), Bryozodenknollen und Muschelschill. Er enthält aber auch etliche kantengerundete Bruchstücke granitoider Gesteine, die mich in ihrer Verwitterungsauslese durch Beschränkung auf die glimmerärmsten, z.T. aplitischen Arten an den Schutt in unseren Ackerböden erinnerten, also an terrestrische Verwitterung. Andererseits wird dieser Schuttkalk von einem intensiv rotgefärbten Schlammkalk überlagert, dessen Sedimentation über der scharfen Gesteinsgrenze mit einer dünnen Limonitkrustenbildung und der Bildung limonitischer Knollen begann, was auf eine Sedimentationslücke und die Ablagerung des Schlammkalkes im Hungermilieu hinweist. Die vermutliche stratigraphische Einordnung könnte nach der evidenten relativen Einordnung der einzelnen Bildungsakte noch vor einer paläontologischen Untersuchung rein aufgrund lithologischer Eindrücke wie folgt aussehen: Ein intensiv gefärbter, mikritischer "Malm"-Kalk transgrediert auf einem Crinoidenkalk des ?Dogger, und dieser auf dem subaerisch verwitterten Granit einer Auftragung. Da der Block aus der Blockschicht stammt, die selbst wiederum in eine Unterkreideserie eingelagert ist, deren Ablagerungstiefe in der Nähe der CCD gelegen haben muß, läßt sich daraus eine stufenweise Absenkung des Meeresbodens einigermaßen rekonstruieren.

Es müssen sich im Liefergebiet der Blockschicht stellenweise aber auch B r a c h i o p o d e n k a l k e als Flachmeerbildungen des R h ä t o l i a s befunden haben. Das ist aus bisher zwei kopfgroßen runden Blöcken zu schließen, die unten aus dem Rutschhang gegenüber den fünf großen Rotliegendblöcken herauskamen. Es sind dies

sehr dunkelgraue, gelblich anwitternde, feinbrecciöse Kalke mit Resten von großen Terebrateln und Rhynchonellen, viel Crinoidensplitt und außerdem Dolomitsplitt. Bei kurzer Durchsicht eines paläontologischen Dünnschliffes fanden sich auch Foraminiferen (z.B. Trocholinen), die am ehesten zum Rhät oder Lias passen.

Zusammenfassend hätte nach alledem das Einzugsgebiet der hiesigen Blockschicht über dem Grundgebirge etwa folgende Entwicklung gehabt:

Es gibt ein kontinentales Rotliegend; wahrscheinlich gehören dann die gelb anwitternden und auch z.T. rauhwackigen Dolomite, die in bis halbmeter großen Blöcken vorkommen, in eine epikontinentale Mitteltrias (aber da wäre prinzipiell auch noch eine spätere Bildung bis im Oberjura möglich!). Daß eine germanische Obertrias in Form von Keupersandsteinen noch hierher nach Süden gereicht hat, ist nicht erstaunlich; man denke nur an die Quartenschiefer im Pennin der Hohen Tauern, und auch an den bunten Keuper im Unterostalpin des Semmeringgebietes und in den Karpaten. Dann käme wieder eine Absenkung: die dunkelgrauen Brachiopodenkalke des Rhätolias. Auf eine zunehmende Bodenunruhe und wahrscheinlich Bruchschollenbildung im Zusammenhang mit einer Krustendehnung etwa zu Beginn des Oberjura lassen die Mikrit-erfüllten Spalten ebenso schließen wie die Ablagerungen von Aptychenkalken neben der Bildung von Riffkalken. Dabei wurde auch der granitische Sockel mehrmals freigelegt (?Dogger, Malm). Ab der Zeit dieser Dehnung, aber möglicherweise auch erst im Laufe der weiteren Absenkung des Meeresbodens, die wahrscheinlich bis in die Untere Kreide weitergeht, könnten lokal auch die jüngeren Spilite aufgedrungen sein, die in Form von einigen Blöcken ebenfalls in der Blockschicht vertreten sind. Außerdem zeigen fast weiße Calpionellenkalke der

Jura-Kreide-Grenze nicht nur durch interne Schlammbröckel Rutschungen an, die schon während der Bildungsdauer der Calpionellenkalke stattfanden, sondern sie wurden wohl durch Abbröckeln an frischen Bruchschollenkanten selbst bald wieder in z.B. dm-große Blöcke zerlegt, die mit eckigem Schutt von Kristallin, Rotliegendefragmenten, gelbem Dolomit u.a. zu einem Zeitpunkt gespickt wurden, als die Bildung von Hornsteinknollen im Calpionellenkalk noch nicht ganz abgeschlossen war, also syndiagenetisch (FRASL 1982/66 f.).

Zur Lieferung der hiesigen Exotika und sonstigen Blöcke ist dabei schon seit der ersten Bildung von Riffkalken die Annahme eines über den Meeresspiegel hinausragenden "Cetischen Rückens" nicht notwendig, denn die **T r a n s g r e s s i o n d e r b u n t e n S c h l a m m k a l k e g e h t b e r e i t s s i c h t l i c h i m p e l a g i s c h e n B e r e i c h v o r s i c h.**

Nach der Bildung der Calpionellenkalke folgt als nächstes vermutlich in Begleitung weiterer kräftiger Absenkungen des Meeresbodens die Sedimentation von Tristelschichten und der oft grünschwärzen, sehr kalkarmen Ablagerungen des Gault, also die Normalsedimentation im Apt und Alb mit Konglomerathorizonten, und mit unserer Blockschicht.*) Das geschah also in einem zunehmend tiefer werdenden Flyschbecken, das im Gault jedenfalls unter die CCD kommt. -- Die weitere Flyschentwicklung im Bereich des Haunsberges ist dann der Arbeit von ABERER & BRAUMÜLLER zu entnehmen.

*) Über der Blockschicht und den sie in den nächsten Metern überlagernden schwarzen Tonmergeln folgt eine helle Fluxoturbiditbank, die reich ist an Calpionellenkalk, teilweise auch an Buntphyllit, und die stellenweise - z.B. - auch umgelagerte Aptychen führt. Nach meiner Vermutung stammen aus einer solchen Bank die feinbrecciösen Blöcke, aus denen ABERER & BRAUMÜLLER 1958 die Aptychen beschreiben haben.

Über die granitoiden Komponenten der Blockschicht des Oberndorfer Grabens läßt sich folgende Kurzcharakteristik zusammenfassen: Sie zeigen ausnahmslos eine deutliche Kornregelung bis Schieferung, sind also Gneise aus sauren Tiefen- und Ganggesteinen. Eine Rosafärbung kommt häufig vor; eine Vergrünung nur untergeordnet. Ausgangsmaterial waren zumeist grobkörnige bis mittelkörnige Granodiorite bis Granite, die nach dem makroskopischen und mikroskopischen Bild zum Formenkreis des Buchdenkmal-Granites (P.FAUPL 1975/6f) zu rechnen sind. Seltener sind daneben die in den bunten Konglomeraten der Blockschicht auftretenden hellgrauen Gerölle von sehr harten, feinkörnigen Gneisen, die aus Oligoklas und Quarz sowie wenig Biotit bestehen und damit einem Trondhjemit entsprechen.

Im Oberndorfer Graben fehlen aber die mafitreicheren Tonalite und Quarzdiorite vom Typus Schaitten, die durch gröberes Korn und mehrere mm lange Hornblendsäulchen gekennzeichnet sind (FRASL 1980 a).

Aus den eben genannten Gegebenheiten erhebt sich die Frage, ob das Liefergebiet und zugleich Ablagerungsgebiet der Gesteinsgruppe vom Formenkreis des Buchdenkmal-Granits mit dem Liefergebiet und dem zugehörigen Sedimentations-"Trog" des tonalitischen Typus Schaitten zusammenhängt oder nicht. Die Lösung dieser Frage war aber nicht hier im Oberndorfer Graben möglich, sondern ergab sich glücklicherweise beim Vergleichsstudium der ungleich größeren Massen granitoider Gesteine ca. 20 km weiter WSW bei Achthal nahe Teisendorf (Obb.), welches wichtige Fundgebiet von Granitoiden innerhalb der Buntmergelserie im nächsten Abschnitt besprochen wird.

Nur so viel sei hier für die Lösung der obigen Frage kurz vorweggenommen: im "Granit"-Steinbruch Achthal ist der oben erwähnte trondhjemitische Gesteinstyp wieder zu finden, aber nur als untergeordnete, mafitarmer Partie innerhalb einer glimmer- und hornblendereicherer tonalitischer Normalausbildung, die dort jedoch eindeutig mit dem gröberen Tonalit vom Typus Schaitten verbunden ist. Wenn also letzterer Typus trotzdem im Oberndorfer Graben fehlt, so könnte dies auch auf eine Verwitterungsauslese der glimmerarmen Variante gegenüber der glimmerreicheren zurückzuführen sein, und die Tatsache des lokalen Fehlens ist also nicht als Argument für die Annahme separierter Ablagerungströge verwendbar.

Im Gegenteil komme ich durch das Studium der Gesteinsvorkommen bei Achthal umso mehr zu der Auffassung, daß die Tonalite vom Typus Schaitten und die helleren Buchdenkmal-Granite ursprünglich einer zusammenhängenden großen Intrusiv- und Gneismasse angehörten. Und ich habe bereits 1980 (a) darauf hingewiesen, daß die Verbreitung des Typus Schaitten zumindest von Salzburg (Achthal) bis Wien reicht. - Diese Intrusivmasse ist nicht die südliche Fortsetzung des Moldanubikums. Das hat P.FAUPL (1975) zuerst für den Abschnitt östlich vom Buch-Denkmal postuliert, dann G.FRASL (1980a) für die ganze Länge Salzburg bis Wien.

Wenn ich dabei im Titel der Studie (1980a) von einem "helvetischen" Kristallin geschrieben habe, dann im Sinne eines im Norden an den rhenodanubischen, also nordpenninischen Flyschtrog anschließenden Krustenstreifens, also einem Streifen, bei dem nicht der kristalline Sockel, sondern erst die Kreide-Tertiärauflage genauer in Süd- und Nordultrahelvetikum, sowie in Süd- und Nordhelvetikum aufgegliedert werden kann. Der kristalline Krustenstreifen hat jedenfalls ab der Kreide seinen Schutt sowohl in das Nordpenninikum wie ins Ultrahelvetikum geliefert, was bezüglich der Granite und anderer grober Komponenten auch schon FREIMOSER für seinen Abschnitt betont hat. Die oben am Beispiel des Oberndorfer Grabens

vor Augen geführten engen genetischen Zusammenhänge, wonach sich die Schichtglieder in ihrer Verbindung miteinander gut in einem räumlich relativ kleinen Liefergebiet unterbringen lassen, sprechen dabei eher für nahe, ja interne Abtragungsgebiete, für Halden und Canyons, und man ist nicht gezwungen, große Ferntransporte anzunehmen.

Bezüglicher der weiteren, großräumigen Anknüpfung dieses durch Tonalite bis Quarzdiorite des Schaittener Typus gekennzeichneten Krustenstreifens sei auf den Schluß des vorliegenden Berichtes hingewiesen.

Noch ein kurzer Nachsatz zur *v o r p e r m i s c h e n* *S c h i e f e r h ü l l e* der Granitoide im Oberndorfer Graben: gleichgültig ob die Granitoide variszisch oder cadomisch sind, muß man mit einer vor- und einer nachgranitischen Schieferhülle rechnen. Wenn man dabei von grauen Phylliten und Buntphylliten, sowie Quarzit (auch Graphitquarzit oder Lydit), Paragneis und wahrscheinlich einem Teil der Grüngesteine absieht, ist bisher im Oberndorfer Graben so wenig an vermutlich hierher zu stellenden Komponenten gefunden worden, daß auf die nähere Untersuchung dieser Gruppe verzichtet wurde (siehe dazu auch FREIMOSER 1972, der Cordieritgneis, Knotenschiefer und Fleckenschiefer oder eventuell Granatglimmerschiefer nennt). Solche vorpermischen Gesteine liegen außerdem kaum in Form von großen Blöcken vor, sondern eher noch als kleine Gerölle.

2) Die granitoiden Exotika im Ultrahelvetikum südlich von Ober Teisendorf (Obb.)

Hier werden drei wichtige und altbekannte Vorkommen angesprochen: die beiden "Granit"-Vorkommen von Typ "Achtal A und B" nach FREIMOSER (1970 und 1972/ 27 f; vgl. Kärtchen von SCHMIDT-THOME 1939), sowie der "Ramsau"-Granit.

Davon wird der "Ramsau-Granit" vorweggenommen, denn er kann nun aufgrund von Vergleichen mit Sicherheit als Erratum eines Zentralgneises der Hohen Tauern ausgeklammert werden aus der Betrachtung des Untergrundes der Flyschzone oder des Ultrahelvetikums.

Dieses im "Ramsaufenster" der Flyschzone S von Teisendorf gleich bei der Autobahn liegende Blockvorkommen von ursprünglich ca. 5 m Durchmesser war schon seit 1922 bekannt und wurde öfters in die Problematik der Kristallin-"Scherlinge", "Schürflinge" oder "Schubspäne" aus dem Untergrund einbezogen. M.FREIMOSER hat das namengebende Vorkommen 1970 (Taf.11) abgebildet, sodaß es zweifelsfrei wiedergefunden wurde, und zwar im Graben 300 m SSW des Gehöfts Ramsau, das ist zugleich östlich der Loithalbrücke der Autobahn. Der mittelkörnige, sehr helle, zweiglimmerige Granitgneis erinnert schon makroskopisch an Zentralgneise des Granatspitzkernes, und das bestätigte sich u.d.M: der Plagioklas ist ja nicht Andesin oder Labrador (FREIMOSER 1970/49), was durchaus nicht zu zweiglimmerigen Gneisen und schon gar nicht zu solchen Zentralgneisen passen würde, sondern Albit; dabei hat der Albit sehr wenig Füllung von gut individualisierten Hellglimmer-Mikrolithen, wie sie in derart sauren Zentralgneisen üblich sind. Auch Farbe und Form der Glimmer passen in allen Eigenarten ebenso zu Schliffen aus dem Granatspitzkern, wie die breitadrig-fleckige Pethitisierung und schwache Gitterung des Mikroklin, wie auch der sekundäre Granat; und das geht weiter bis zum Verwachsungs- und Mengenverhältnis der einzelnen Komponenten zueinander.

M.FREIMOSER (1972/26) hat zwar selbst schon Zweifel an der Zugehörigkeit zum Ultrahelvetikum geäußert, aber den "Granit aus dem Ramsaubach" dennoch im Streckeisen-

diagramm der Eruptivgesteinsvorkommen des Ultrahelvetikums eingetragen, was nun zu streichen wäre.

Nach dieser Klärung bleiben die im Bereich des Ultrahelvetikums von Achthal S von Oberteisendorf auftretenden granitoiden Blöcke zur Diskussion des kristallinen Untergrundes im Bereich Ultrahelvetikum und Flysch übrig. Die früher zum Teil steinbruchmäßig abgebauten Achthaler Großblöcke sind in der Literatur seit 1858 bekannt (Zusammenstellung in FREIMOSER 1972/26). FREIMOSER (1970/49f) hat zwei Typen von Achthaler Graniten unterschieden: "Achthal A", auch als "Hornblende-granitgneis" bezeichnet - und "Achthal B" unter dem Namen "Epidotgranit".

Der hellere Typ "A c h t h a l B" soll als erster beschrieben werden, denn schon FREIMOSER (1972/27) hat darauf hingewiesen, daß dieser Typ auch als Komponente in diversen Konglomeraten auftritt, sowie auch auf die Ähnlichkeit mit dem Buchdenkmal-Granit und dem Habkerngranit, die nach seinen Modalanalysen gemeinsam im Granodioritfeld des Streckeisendreiecks liegen. "Achthal B" schließt außerdem nicht nur durch den relativ geringen Glimmergehalt, die deutliche Schieferung und die oft vorhandene Rosafärbung der Feldspate schon äußerlich an die im vorigen Kapitel genannten rosa Granitoide des Oberndorfer Grabens an, sondern auch u.d.M.: z.B. durch den hohen Gehalt an Plagioklas, dann dessen gedrungen idiomorphen Bau; den in beiden Fällen übereinstimmenden idiomorphen Zonarbau (ev. Schalenbau mit zwei bis drei Rekurrenzen), der schwache Unterschiede im Anorthitgehalt aufweist (meist ab 22 bis 28, ausnahmsweise im Kern auch bis 38); dann durch die signifikanten Eigenschaften der Biotite etc. - Es gibt beim sogenannten Typ Achthal B jedoch schon unter den Großblöcken unmittelbar am namengebenden Ort eine beachtliche Variabilität, und deshalb

seien zu Vergleichszwecken wenigstens zwei Beispiele kurz charakterisiert, nachdem FREIMOSER (1970/50) die Beschreibung einer sekundär, nämlich hydrothermal stärker umgewandelten Partie geliefert hat. Nun wurden Blöcke herangezogen, die geeignet sind, möglichst den Primärzustand erkennen zu lassen.

Das e r s t e B e i s p i e l ist als grober rosa Granitgneis auch schon makroskopisch in einer Großprobe bei der Gegenüberstellung mit dem Hauptgestein vom Buch-Denkmal diesem zum Verwechseln ähnlich. Es stammt von einer Blockaufarbeitung der letzten zwanzig Jahre, nämlich vom Zufahrtsweg von Achthal zum Gehöft Sprung, und zwar zwischen dem Oberrand des alten Sandsteinbruches und der Wildfütterung ca. zwei Dutzend Schritte in den Wald hinein. (Wenige Meter neben dem straffer geregelten, betont rosagefärbten Granitgneis gab es eine massigere Variante mit schwach gelblich verfärbten Feldspaten, wobei diese Probe dem Beispiel 2 nahekommt; s.u.)

Das frische Gestein des ersten Beispiels ist also ein relativ grob aussehender, und dabei mit seinen Glimmerzügen und den Feldspat-Quarzlinsen straff geregelter Granitgneis, der aber doch im Block massig wirkt. Es sind aber keine markanten Feldspat-Augen ausgebildet, sondern die hellen Linsen bestehen aus einem Feldspat-Haufwerk von ein, zwei, seltener aber auch vier und sogar acht Millimeter großen Plagioklasen und der Biotit mit 1 bis 2 mm (selten bis 5 mm) Schuppengröße scheint im Handstück nicht chloritisiert. Unter dem Mikroskop ergibt sich als geschätzte Mengenzusammensetzung: ca. 60% Plagioklas, 25 bis 30% Quarz und ca. 7% Mafite einschließlich der Akzessoria.

U.d.M. überwiegen beim ersten Beispiel bei weitem die gedrungenen Plagioklase (Oligoklas mit Zonarbau von ca. 22 bis 27, und an einem großen Korn sogar 27 bis 38% An), wobei ein Albitsaum überhaupt fehlt und der seltene Myrmekit auch aus Oligoklas besteht. Häufig sind Einfachzwillinge nach dem Karlsbader Gesetz erkennbar und eine sehr enge Lamellierung nach dem Albit- und Periklingesetz, und bis auf einige Verwitterungsflecken sind die gedrungenen Körner vorwiegend klar. Der gegenüber dem Plagioklas ganz unbedeutende Kalifeldspat ist flau gegittert, kaum pertitisch entmischt und er bildet nur wenige xenomorphe Körner oder Zwickelfüllungen. Der Quarz als Spätausscheidung war bis ungefähr 4 mm groß und zeigt einen Kornzerfall auf ca. 0,5 mm Größe. Biotit ist grünlich braun und in geringem Maße durch blassen Chlorit, aber auch einen farblosen bis intensiv grünlichgelb

gefärbten Klinozoisit bis Epidot ersetzt, welcher meist unter 0,4 mm klein ist, aber bis 1,5 mm erreichen kann. Die Hornblende zeigt gedrungene Säulen bis 1 mm Größe und ist z.T. auch durch Epidot verdrängt; unter den Akzessoria wird der Orthit verhältnismäßig groß (bis 0,8 mm). Dieses nur vereinzelt auftretende Mineral ist wenig alteriert, und zeigt einen idiomorphen Schalenbau mit glatten Flächen. Auch der z.T. rautenförmige Titanit wird bis 0,8 mm groß und er ist z.T. in Kalzit und Leukoxen umgewandelt. Schließlich seien kleine Zirkone (Monazite?) mit schlecht erhaltenen Höfen im Biotit erwähnt und das opake Erz. Eine postkristalline Deformation zeigt sich in der Verbiegung von Plagioklaslamellen sowie von Biotitscheitern, sowie in der Kornzerkleinerung und ebenso wie bei den anderen Mineralen wandernden Auslöschungsschiefe des Quarzes. Die Rosafärbung des Gesteins kommt hauptsächlich von den mit entsprechenden Eisenoxiden bestäubten alterierten Flecken in den Plagioklasen.

Als z w e i t e s B e i s p i e l des hellen, groben Granitoids, das man zum Typus Achthal B stellen kann, sei das Material eines ca. 4 m hohen und breiten Blockes erwähnt, welcher am Hang hinter den historischen Werksgebäuden von Achthal in Dachhöhe halb aus dem Boden herauschaut, und zwar wenige Meterzehner südlich der Sohle des in der Karte 1:50.000 verzeichneten, ehemaligen großen Sandsteinbruches unmittelbar neben dem Ende der ehemaligen Werkswasserzuführung. Dieser Block ist bis in die äußersten Zentimeter auffallend wenig verwittert, wie sich schon beim Abschlagen aufgrund der relativ klaren, glasigen Plagioklase, die beinahe wie Quarze aussehen, und der recht frisch erscheinenden Biotite zeigt. Im Beispiel 2 ist die Verschieferung und Kornregelung des im Block noch völlig massig wirkenden Plutonits relativ sehr gering, etwa wie in den massigsten Varianten vom Buch-Denkmal. Aber die Plagioklase wirken viel klarer, nämlich sogar weniger milchigweiß als bei den frischen Werksteinen aus Weinsberger oder Mauthausener Granit, oder den moldanubischen Graniten im allgemeinen.

Der Unterschied zum Buch-Denkmal ist also kaum ein struktureller oder in der Mengenverteilung und Eigenart der Hauptminerale begründeter, er liegt eher am hiesigen Mangel an der Rosafärbung der Feldspate, und u. d. M. z. B. an der anderen sekundären Erscheinung, daß nämlich hier etwas häufiger ein Klinozoisit bis Epidot auftritt, während dort für die Umwandlung Stilpnomelan fazieskritisch ist.

U.d.M. ist schätzungsweise folgende Mengenverteilung: Feldspat ca 65 %, Quarz ca 25-30% und Mafite ca. 7%, wobei der Biotit die Hornblende etwa wie 4:1 überwiegt. Der Plagioklas ist auch u.d.M. zumeist sehr klar, nur selten und dann am ehesten in Kornnähe durch eine sehr gedrängte Anhäufung von Phyllosilikatmikrolithen unter lokaler Albitisierung umgewandelt. Die gedrunghenen Einkristalle oder Einfachzwillinge nach dem Karlsbader Gesetz sind dabei unlamelliert oder teilflächig schwach lamelliert; seltener sind kleine Kristalle ganz nach dem Albit- und/oder Periklingesetz feinst lamelliert, wobei diese Lamellierung normalerweise nur schwach sichtbar ist, da der Anorthitgehalt wenig von 20% abweicht, nämlich bis auf 25 und ausnahmsweise 28%. Dem entspricht ein schwach sichtbarer, einfacher, normaler Zonarbau, oder ein mit wenigen Rekurrenzen angedeuteter idiomorpher Schalenbau. Weder am Kornrand noch in den kleinen Mymekiten ist Albit statt Oligoklas entwickelt, der also nur in den alterierten Partien als entmischter, paramorpher Anteil vorkommt. Auf die Auskristallisation der Plagioklase aus einer Schmelze weisen die manchmal auftretenden idiomorphen, zonaren Plagioklaszwillinge als kleine Einschlüsse in der Hauptgeneration hin. - Der etwa ein Zehntel des Plagioklasgehaltes erreichende Kalifeldspat ist ein nur in Zwickeln entwickelter, flauer Mikroklin, der bis 0,8 mm groß wird, während der Plagioklas meist 1 bis 4 mm, und selten bis 8 mm erreicht. Der Quarz ist nur mehr selten 4 mm, häufig 0,5 bis 1 mm groß. Biotit (ca 4 %, meist um 1 mm, selten bis 4 mm) ist olivbraun, z. T. ins Grünliche, aber kaum chloritisiert. Hornblende (ca. 1.5 % bei Korngröße bis 2 mm) ist von hellbräunlichgrün bis zu einem mittleren Grün pleochroitisch. Titanit kann sogar bis zu 3 mm groß werden, ist hellrötlichbraun, wenig in Kalzit und Leukoxon umgewandelt und zeigt die gut idiomorphe Ausbildung mit spitzen Rauten. Apatit wird 0,2 mm groß, während Zirkon und Monazit sehr klein sind, etwas rundlich und kurz säulig mit schwachen Höfen im Biotit. Vom Klinozoisit sieht man erst die ersten Anfänge der Bildung, sodaß er weit unter 1 Vol.% ausmacht. Dazu kommt wie in den anderen Proben opakes Erz. - Die postkristalline Deformation ist

auch bei Quarz und Glimmer ebenso wie die Verzahnung der Korngrenzen verhältnismäßig wenig von Bedeutung. - Die Gesteinerhaltung ist daher dem Primärzustand des Magmatits noch relativ nahe, ähnlich wie beim dunkleren Typus Schaitten (FRASL 1980), von dem bei den vier Musterlokalitäten ja auch z. B. auf die relative Frische der Feldspate hingewiesen werden konnte. Da dieses Beispiel 2 auch fast kein Epidotmineral enthält, kann die von FREIMOSER 1970 geprägte Gruppenbezeichnung "Epidotgranit" für den hellen Anteil der Achthaler Granitoide nicht aufrechterhalten werden. Richtiger wäre die Bezeichnung als ein eher heller Tonalit bis Tonalitgneis, der zwar ein ähnliches Plagioklas-Quarz-Verhältnis besitzt wie der sogenannte Buchdenkmal-Granit, aber neben dem Biotit auch Hornblenden enthalten kann, und gerade das ist für großräumige Sippenvergleiche wesentlich.

Es ist insgesamt als wesentlich festzuhalten, daß innerhalb des bisher so bezeichneten Typus Achthal B der schwache Zonarbau der Plagioklase, aber auch die Farbe und die sonstige Ausbildung der Biotite und Hornblenden, sowie auch die Kornregelung (Vergneisung) in sehr einheitlicher und charakteristischer Weise ausgebildet ist, und gerade die Summe dieser spezifischen Mineralausbildungen verbinden den Typus Achthal B mit den Buchdenkmal-Graniten ebenso wie mit dem Typus Achthal A in seinen verschiedenen Varianten, und damit auch - weil eine solche Variante dem Typus Schaitten angehört - eben auch mit diesem Typus Schaitten (s.u. und FRASL 1980a). Das sieht man in den Blöcken und entsprechenden Geröllen recht gut, weil die eben genannten Charakteristika überhaupt noch erhalten sind und nicht durch epizonale, hydrothermale oder Verwitterungserscheinungen in den Feldspaten und Mafiten wie sonst oft bis zur Unkenntlichkeit verschleiert werden, sodaß dann am ehesten noch die Regelung der charakteristisch geformten und vergrüntten Reste der Mafite -- nämlich bei basischeren Varianten z. B. Säulchenformen von Pseudomorphosen nach Hornblenden -- an diese zusammengehörige Gruppe von Ausgangsgesteinen erinnern. Wegen der relativ guten Erhaltung der Primäreigenschaften könnte man manche Blöcke vom Typus Achthal B sogar als besonders gut erhaltene Variante des Formenkreises des Buchdenkmal-Granits auf-

fassen, und durch die vielen übereinstimmenden makroskopischen und mikroskopischen Eigentümlichkeiten kann man es nun als klargestellt und sicher betrachten, daß das Kristallin mit dem Buchdenkmal-Granit ebenso vom Wienerwald bis zumindest bis hierher über die Salzach nach Westen reicht, wie das bereits für das Kristallin mit dem Tonalit vom Typus Schaitten gezeigt werden konnte (FRASL 1980a). Und zwar gilt das auch dann, wenn wie in unserem besonders frischen Falle die für den Buchdenkmal-Granit immer als charakteristisch angegebene rosa Farbe, die ja am ehesten als ein Gradmesser für eine bestimmte Art von hydrothermalen Überprägung anzusehen ist, noch gar nicht zur Ausbildung gekommen ist, während aber die Charakteristika des Primärbestandes und auch die Anzeichen einer typischen Deformation übereinstimmen.

Die Einbettung der Großblöcke vom Typus Achthal B in das Helvetikum ist nicht unmittelbar aufgeschlossen, wohl aber sind - wie gesagt - kleinere Gerölle davon öfters als Komponenten in nahen Konglomerathorizonten enthalten, die FREIMOSER (z. B. 1982/27) hauptsächlich dem Ultrahelvetikum zurechnet. Interessanterweise ist das Verhältnis beim Typus Achthal A aber beinahe umgekehrt. Der locus typicus liegt nämlich in der fossilebelegten ultrahelvetischen Buntmergelserie (Maastricht bis Untereozän) des vom Ort Achthal nach Westen ziehenden Sprunggrabens, wie nach der Gesteinbeschreibung dieser großen Kristallinblöcke näher ausgeführt werden soll.

D u n k l e r e T o n a l i t g n e i s e b i s
Q u a r z d i o r i t g n e i s e ("Granite vom Typus
A c h t h a l A" nach FREIMOSER 1970/49 f, und partim:
Tonalite und Quarzdiorite vom Typus Schaitten nach FRASL
1980a):

Im Zusammenhang mit der Aufstellung des "Typus Schaitten" wurde schon der eine Block beschrieben (FRASL 1980/331),

welcher in seiner ganzen Ausbildung mit dem relativ groben Korn, der Idiomorphie von Plagioklas und Hornblende, der Frische und auch der geringen Kornregelung, sowie überhaupt der ganzen Mikroskopie perfekt der frischesten Variante an der namengebenden Typuslokalität Schaitten (siehe auch FAUPL 1975/9) entsprach. Übrigens: der damals im Zusammenhang mit der Fundortsangabe genannte Bezugspunkt "Blumenweg 17" gehört zu Achthal selbst und nicht zu Hammer.

Wir wenden uns daher der kleinerkörnigen, stark gneisartigen Variante zu, welche wenige Meterzehner vom obigen Block entfernt am südschauenden Hang des Sprunggrabens in Form eines kleinen Steinbruchs abgebaut wurde. Die etwa 10 x 6 m große, blöckreiche Bruchnische ist 50 m bachaufwärts von jenem großen Neubau zu erreichen, der innerhalb des Ortes Achthal die Bezeichnung "Teisendorferstraße 75" bekommen soll.

Im Bruch selbst findet man derzeit nur die kantigen Quarzdioritblöcke als relativ sehr frische Reste aus der Gewinnungszeit, manchmal kann man auch mit freiem Auge noch die kleinen Hornblenden neben dem reichlichen Biotit sehen. - Nur in manchen schwielenförmigen Partien[†]) ist das Gestein auch sehr mafitarm und dann wieder reich an recht klaren, fettig glänzenden Plagioklasen, wo bei der Mafitgehalt von Biotit, Hornblende, Epidot und Titanit auf etwa 5 % insgesamt abnimmt, während man für Plagioklas 65 und für Quarz ungefähr 30 % annehmen kann. Der Anorthitgehalt im Plagioklas ist so einheitlich bei 25 bis 26 %, daß sich nur selten ein deutlich erkennbarer idiomorpher Zonarbau entwickelt. Kalifeldspat ist höchstens in Form von "antiperthitischen" Auscheidungen im Gestein vorhanden und da sonst der Plagioklas fehlt, ist auch kein Myrmekit ausgebildet. Korngrößen: Plagioklas ist meist 1 bis 2, aber auch bis 5 mm groß, Biotit meist 0,8 mm und Epidot ca 0,1 bis 0,3 mm, in Gruppen z. T. bis 1 mm.

Die im Steinbruch überwiegende Ausbildung von dunklerem Quarzdioritgneis zeigt u.d.M. folgendes:

Plagioklas: ca. 53 %, meist 1 mm, selten bis über 5 mm

groß; gedrungene, subidiomorphe Formen, oft Einfachzwillinge (Karlsbader Gesetz), vorwiegend klar, und in seltenen Fällen am ehesten im Kern teilweise mit Prehnit gefüllt oder aber durch ein mikrolithisches Haufwerk von einem hellen Phyllosilikat (Kaolinit?) ersetzt.

Quarz: ca. 10 Vol.%; körnige Aggregate zwischen den Feldspäten.

Biotit: ca. 17 %; olivbraun, nur wenige Tafeln sind z. T. chloritisiert; 1 bis 3 mm, seltener 4 mm groß.

Hornblende: ca. 16 %; Pleochroismus von hellbräunlichgrün bis kräftig grün mit Stich ins bläuliche; nur bis 1 mm.

Akzessorien: 4 %; dazu gehören der Menge nach gereiht: Titanit, bis 1,3 mm große spitze Rauten, von Rändern und Spaltrissen beginnende Umwandlung in Leukoxen und Kalzit, im Schliff hellbräunlich.

Apatit; gedrungene Säulchen mit sehr guter Idiomorphie, bis 0,1 mm.

Opake Erze;

Epidot, bis 0,4 mm, sehr hell grünlichgelb.

Orthit; als Seltenheit, aber groß (2 mm); ursprünglich idiomorpher Schalenbau, aber völlig alteriert.

Zirkon/Monazit, bis 0,1 mm; rundlich sowie unscheinbare Säulchen ohne ebene Flächen.

[†]) Zum Vergleich für die oben genannten trondhjemitischen Gerölle im Oberndorfer Graben, sowie zum vorgenannten zweiten Beispiel von Achthal B, woraus sich die natürlichen Zusammenhänge ergeben!

Zur geologischen Einbindung der Quarzdiorite: Außer den beiden genannten Großblöcken, von denen der eine wie gesagt steinbruchmäßig aufgearbeitet wurde, liegen daneben im Wald und im Bach noch eine lockere Reihe von kleineren Tonalitblöcken an diesem südschauenden Hang des Sprungbaches. GANSS & KNIPSCHER haben aufgrund einer genauen Beprobung dieses ganz in der Buntmergelserie liegenden Bachprofiles beschrieben und eingezeichnet (GANSS & KNIPSCHER 1956/619-621), daß diese granitoiden Blöcke in den jüngeren, nämlich untereozänen Profilteil hineingehören. Dabei wurde diese Maastricht-Eozän-Folge noch ins Helvetikum gestellt und zwar als "Teisendorfer Fazies". HAGN (1965/93) hat die Mergelserie im selben Graben als zum Ultrahelvetikum gehörig erkannt, und zwar Foraminiferenspektren des

?Dan u. Paläozän bis Lutet gefunden. Das paßt aber vortrefflich zu den Hinweisen von PREY u. FAUPL (zitiert in FRASL 1980a/328), wonach der Tonalit von Schaitten selbst auch im Eozän des Ultrahelvetikums liegt.

3) A u s b l i c k a u f g r o ß r ä u m i g e Z u s a m m e n h ä n g e

Es wurde schon in der Studie FRASL 1980a nach sonstigen großräumigen Anknüpfungsmöglichkeiten für den Schaittener Tonalit und damit den durch ihn gekennzeichneten Kristallinstreifen gesucht, der seinen Schutt in den Bereich Ultrahelvetikum und nordpenninischer Flysch-trog geliefert hat. Dabei wurden aber keine überzeugenden Verwandtschaftsbeziehungen mit den in der Umgebung befindlichen größeren kristallinen Einheiten festgestellt und es wurde nur die Hoffnung geäußert, daß sich solche Anknüpfungen trotz der dortigen alpinmetamorphen Überprägungen bei den Tonalitgneisen des Penninikums im Tauernfenster eventuell doch verifizieren ließen. Die Chancen für die Aufklärung eines entsprechenden früheren Zusammenhanges wurden aber durch neuere Studien über die Tonalitgneise und Granodioritgneise der östlichen Hohen Tauern (CH. EXNER 1982) eher geringer, denn demnach erinnern dort z. B. weder Relikte noch Pseudomorphosen an die hier so typischen Hornblenden, wobei solche Hornblenden normalerweise auch bei einer regionalmetamorphen Wiederaufwärmung erfahrungsgemäß recht widerstandsfähig wären. Die Plagioklase jedoch sind dort so stark gefüllt, daß man sich auf sie für solche Vergleiche noch weniger stützen kann. Nach diesem Schwinden einer Hoffnung auf eine derartige regionale Anknüpfung im inneralpinen Bereich, ergab sich nun aber eine viel überzeugendere Anknüpfung im außeralpinen Bereich!

Ein mir von A. DUDEK zugesandter Sonderdruck über das in Mähren unter der Molassezone erbohrte und auch unter den Rand des Karpatenflysches hineinziehende Kristallin ("Bruno-Vistulicum"; DUDEK 1980) machte mich durch die anschaulichen Gesteinsbeschreibungen auf die erstaunlich gute Übereinstimmung der Blöcke vom Typ Schaitten mit dem dortigen "dunklen Hornblende-Biotit-Quarzdiorit bis Tonalit" aufmerksam, bei welchem schon die Typenbezeichnung "Zdanice type" auf ein ca. 20 x 8 km großes Massiv hinweist, dessen namengebende Lokalität ca 35 km ESE von Brünn liegt (und uns vom Steinitzer Mergel bekannt ist).

Eine Vergleichsfahrt nach Prag zu Herrn Dr. Dudek bestätigte aufgrund von Kernprobenschliffen die verblüffende Übereinstimmung z. B. des dort zufällig greifbaren, und zum Zdancer Typ gehörigen, aber damals ganz neuen und noch unpublizierten Bohrkernes von Uhrice 6 mit meinem mitgebrachten Material aus den vier Musterstellen des Typus Schaitten. Die gleiche Übereinstimmung gilt aber auch für den "hellen Hornblende-Biotit-Tonalit bis Quarzdiorit" ("Skavkov-type") vom "Slavkov-massif", und dieses ist unter der Molassezone zwischen 10 und 40 km östlich von Brünn gelegen. (Slavkov ist uns noch eher unter dem Namen Austerlitz bekannt!). Diese helleren Typen stimmen z. T. verblüffend überein mit der Mehrzahl der seinerzeit von Prof. BRÄUER gesammelten Kristallinblöcke bei St. Gilgen am Wolfgangsee (FRASL 1980a), also aus dem Doppelfenster von Ultrahelvetikum und Flysch, welches dort von B. PLÖCHINGER innerhalb der Kalkalpen erkannt worden war. Nicht nur das Aussehen und die Mikroskopie davon, auch die Projektionspunkte meiner Modalanalysen vom "Zdanice type" und "Slavkov type" (DUDEK 1980/36), daß dieses insgesamt über die Zufälligkeit hinausgeht.

Und zwar beginnen die überzeugendsten Übereinstimmungen bei den Feldspäten, wobei Dr. DUDEK mir gegenüber extra betonte, daß der allgemeine, fundamentale Unterschied

zwischen den quarzdioritischen und tonalitischen Gesteinen des Bruno-Vistulicums gegenüber den gleich benannten Gesteinen z. B. im mittelböhmischen Plutongebiet (Moldanubikum) hauptsächlich im Aufbau des Plagioklase besteht, indem hier der Zonarbau schwach ist, im moldanubischen Vergleichsgebiet aber ein sehr ausgeprägter Zonarbau besteht, der durch basischere Kerne und häufig auch resorbierte (Alt-)Kerne deutlich gemacht wird. Einen entsprechenden stärkeren Zonarbau mit viel basischeren Plagioklaskernen kennen wir ja auch hierzulande im Moldanubikum vom Freistädter Granodiorit und vom Gebhartser Quarzdiorit. - Übereinstimmend sind auch die Hornblenden und Biotite nach ihrem ganzen Erscheinungsbild einschließlich des Pleochroismus, dann die großen Titanite, aber auch die Korngrößen allgemein und auch überhaupt das makroskopische Aussehen. Und dazu kommt die spezifische Ausbildung der hydrothermalen bis epizonalen Überprägung da wie dort, sowie auch die meist deutliche Kornregelung, sodaß die Gesteine oft passender als Gneise zu bezeichnen sind.

Auf diesen Grundlagen postuliere ich eine ursprüngliche Zusammengehörigkeit unseres Kristallinstreifens, welcher durch die tonalitisch-quarzdioritischen Gesteine vom Typus Schaitten charakterisiert ist, mit dem Bruno-Vistulicum, welches zumindest bis in die Gegend der Stadt Gottwaldov (früher Zlin) unter den Kärpatenflysch hinein nachgewiesen ist. Das ist aber immerhin eine Strecke von gut 400 km von Salzburg entfernt, aber wie gesagt gibt es zwischen da und dort Bindeglieder, zumindest von Salzburg bis in den Wienerwald.

Zur Überprüfung und Klarstellung des hier postulierten Zusammenhanges wird man wahrscheinlich am besten Altersbestimmungen am hiesigen Kristallin heranziehen, denn die Plutonite des Bruno-Vistulicums gaben ja vorvariszische Alterswerte zwischen 550 und 660 m.y., das ist am Ende der cadomischen Orogenese (DUDEK 1980/63-65). Diese Alterswerte unterscheiden sich damit sehr klar von den Alterswerten des moldanubischen Raumes, sowie auch dem Gros der voralpidischen Daten in den Zentralalpen, welche eher einem kaledonischen Ereignis und besonders der variszischen Orogenese entsprechen. Prof. FRANK/Wien

hat daher mit Vergleichsuntersuchungen an hiesigen Material begonnen.

Sollte sich meine Annahme des Zusammenhanges bestätigen, dann schiebt sich hier zumindest auf der Strecke zwischen Wien und Salzburg ein Präkambrium zwischen die variszischen Granite des Moldanubikums und die Variszischen Zentralgneise des Penninikums. Damit kann aber die in diesem Beitrag bekanntgemachte Exotikauntersuchung zu einer Initialzündung für weitere, proßräumigere Überlegungen werden, etwa, ob sich dieses alte Krustenstück noch weiter nach W und in die Alpen hinein verfolgen läßt. Ich denke da z. B. an das Bolgenkonglomerat, dessen Kristallinkomponenten ebenso wie der Habkern-Granit mit dem vorvariszischen Kristallin der Err-, Julier- und Berninagruppe verglichen werden.

Ein erstes Problem ergibt sich schon allein aus der bisher erfaßten Längserstreckung unseres Kristallinstreifens, welcher in Mähren eindeutig zum Südrand Stabileuropas gehörte, aber in unserem Abschnitt jedenfalls bereits irgendwie in den Alpenbau einbezogen wurde. Es ist zwar möglich, daß das Bruno-Vistulicum schon in voralpidischer Zeit auf diese Länge von 400 km als östliches und südliches Vorland des Moldanubikums kontinuierlich bis in unseren Raum nach SW gereicht hat. Es ist aber auch anzunehmen, daß sich am Südrand von Stabileuropa gegen die Tethys im Zuge der jurassischen Krustendehnung z. B. langgestreckte, stufenförmige Randschollen mit Teilstücken des Bruno-Vistulicums abgelöst haben; und die Ränder solcher gekippter Schollen haben wohl die Exotika in das Ultrahelvetikum und die rhenodanubische Flyschzone geliefert! Solche Randschollen könnten aber infolge von Lateralverschiebungen zwischen der europäischen und der afrikanischen Platte auch ein entsprechendes Stück lateral verschoben worden sein, und zwar auch um mehrere Hundert Kilometer.

Wo könnte man heute eine entsprechende Störungslinie oder ein etwa Ost-West verlaufenden Störungsbündel annehmen? Wohl etwa dort, wo der ultrahelvetische Ablagerungsraum einst gegen das rhenodanubische Flyschbecken stieß. Aber der entsprechende Krustenstreifen ist heute in der Tiefe der Alpen versteckt und wurde z. B. von den ganzen Nördlichen Kalkalpen überfahren. Ist eine solche versteckte Störungslinie heute etwa in Form der auffälligen Längstalfurche der Enns und der Salzach, also auch bei der Tauern-nordrandstörung durchgepaust? Es ergäbe sich damit auch die Möglichkeit der Annahme einer zweiten wichtigen Lateralverschiebungsfläche mit Rechtsseitenverschiebung nördlich der periadriatischen Linie, bloß mit dem Unterschied, daß die nördliche Lateralstörung alsbald von den ostalpinen Deckenmassen, insbesondere von den Nördlichen Kalkalpen überfahren wurde, während die periadriatische Linie oberflächlich weithin sichtbar ist. Solche Überlegungen könnten wahrscheinlich einige Antworten bringen auf Fragen über die Mechanik am Nordrand der Adriaplatte bei ihrer Drehung im Uhrzeigersinn. - Jedenfalls würde sich die am ehesten anzunehmende Situierung des Herkunftsgebietes der Salzburger Exotika unter den Alpen gegenüber dem weit entfernten Brünner Raum mit der Annahme einer Rechtsseitenverschiebung vor der eozänen Kollision des Ostalpins mit dem nördlichen Vorland ganz gut vertragen.

Eine solche Seitenverschiebung braucht aber wohl auch entsprechende Fortsetzungen in ihrer Verlängerung. Steckt eine solche vielleicht in der Klippenzone der Karpaten? Und wie steht es mit der Möglichkeit von Lateralverschiebungen z. B. am so schön geradlinigen Südrand des Aarmassivs? Man sollte auch gezielt nach ähnlichen Paßstücken Ausschau halten, so wie hier eine ursprüngliche Verbindung des Brünner Raumes mit dem Salzburger Raum aufgezeigt wurde. Vielleicht kann man dann aus einem solchen Mosaik in einigen Jahren schon mehr über Seitenverschiebungen am Südrand von Stabileuropa aussagen.

L i t e r a t u r :

ABERER, F. & BRAUMÜLLER, E., 1956: Über Helvetikum und Flysch im Raume nördlich Salzburg. - Mitt. Geol. Ges., 49, 1-39, Wien 1958.

BOURBON, M. & de GRACIANSKY, P.C., 1975: L'enregistrement d'un episode de tectonique cassante par un systeme de filons synsedimentaires en Brianconnais. (Alpes Occidentales francaises). - IX. Congr. Int. de Sedim., 27 - 31, Nice 1975.

DUDEK, A., 1980: The crystalline basement block of the Outer Carpathians in Moravia: Bruno-Vistulicum. - Rozprawy Czechoslov. Akad. Ved. - Rada matem. a priv. ved., 90/8, 1-85, Praha.

EXNER, CH., 1982: Geologie der zentralen Hafnergruppe. - Jahrb. Geol. B.-A. 125, 51-154, Wien.

FAUPL, P., 1975: Kristallinvorkommen und terrigene Sedimentgesteine in der Grestener Klippenzone (Lias-Neckom) von Ober- und Niederösterreich. - Jahrb. Geol. B.A., 118, 1-74, Wien.

FRASL, G., 1980a: Zur Verbreitung der tonalitisch-quarzdioritischen Blöcke vom Typus Schaitten am Nordrand der Ostalpen (Beitrag zur Kenntnis des versenkten helvetischen Kristallins). - Mitt. Österr. Geol. Ges. 71/72, 323-334, Wien.

-- 1980b: Die Suche nach Vulkaniten im Flysch von Salzburg und Oberösterreich insb. im Haunsberggebiet. - Jber. 1979, Hochschulschwerpunkt S 15, 68-74, Leoben.

-- 1981 Frühalpine basische und ultrabasische Eruptiva aus den Nördlichen Kalkalpen und dem Raum Helvetikum-Klippenzone. - Teil B: Der vulkanitreiche "Haunsberg-Verrucano" in der Flyschzone bei Salzburg. - Jber. 1980,

Hochschulschwerpunkt S 15, 85-90, Leoben.

- 1982: Zur Stellung der basischen Vulkanitblöcke vom Haunsberg (Salzburg) im Grenzbereich Rhenodanubischer Flysch/Buntmergelserie. - Jber.1981, 61-70, Leoben.

FREIMOSER, M., 1970: Zur Stratigraphie, Sedimentpetrographie und Faziesentwicklung der Südostbayerischen Flyschzone und Ultrahelvetikums zwischen Bergen/Obb. und Salzburg. - Unveröffentl. Diss. TU München, 1-208, München.

- 1972: Zur Stratigraphie, Sedimentpetrographie und Faziesentwicklung der Südostbayerischen Flyschzone und des Ultrahelvetikums zwischen Bergen/Obb. und Salzburg. - Geol. Bav. 66, 7-91, München.

GANSS, O. & KNIPSCHER, H. C. G., 1956: Die Maastricht-Eozänfolge des Helvetikums im Sprunggraben bei Oberteisendorf (Obb.) und ihre Gliederung mit Hilfe pelagischer Foraminiferen. - Geol. Jb. 71, 617-630, Hannover.

HAGN, H., 1960: Die stratigraphischen, paläogeographischen und tektonischen Beziehungen zwischen Molasse und Helvetikum im östlichen Oberbayern. - Geol. Bav. Nr. 44, 3-208, München.

MISIK, M., 1979: Sedimentological and microfacial study in the Jurassic of the Vrsatec (castle) klippe (neptunian dykes, Oxfordian bioherm facies). - Zapadne Karpaty, ser. geol., 5, 7-56, Bratislava.

SCHMIDT-THOME, P., 1939: Geologische Aufnahme der Alpenrandzone zwischen Bergen und Teisendorf in Oberbayern. - Z. deutsch. geol. Ges. 91, 273-289, Berlin.

D a n k s a g u n g

Ich danke für die unterstützende Untersuchung der Foraminiferen Herrn Prof. Dr. St. GEROCH/Krakau; bei den Nannofloren Herrn Hofrat Dr. Herbert STRADNER, Wien sowie Herrn Dr. J. DUDZIAK/Krakau und Herrn Johann EGGER/Salzburg; dann bei der Mikrofaziesuntersuchung Herrn Prof. Dr. Erik FLÜGEL/Erlangen und selbstverständlich Herrn Prof. Dr. Wolfgang FRANK/Wien, für die aufgenommenen Altersuntersuchungen. Die Schliffe machte in bewährter Weise Herr Manfred BRUNNER und die Schreibarbeiten Frau Cäcilia LUBLASSER an der Salzburger Universität.

Teilprojekt 15/10

KINEMATISCHE ANALYSE DER DECKENBEWEGUNGEN UND ASSOZIIERTER
DEFORMATION IM DECKGEBIRGE DER ÖSTLICHEN OSTALPEN (OBER-
STEIERMARK - ÖSTERREICH)

L.RATSCHBACHER, Graz

Inhalt

1. Zusammenfassung
2. Einführung
3. Strukturanalyse im Triebener Tauernpaß Gebiet
 - 3.1. Methodik
 - 3.2. Deformationsgeschichte
 - 3.2.1. Schichtung und geopetale Gefüge
 - 3.2.2. Erste Deformationsgeneration (D_1)
 - 3.2.3. Zweite Deformationsgeneration (D_2)
 - 3.2.4. Dritte Deformationsgeneration (D_3)
 - 3.2.5. Vierte Deformationsgeneration (D_4)
 - 3.2.6. Nichtduktiler Deformation (D_5), Störungen etc.
 - 3.2.7. Orientierungsdaten
 - 3.2.8. Korrelation der Deformationsstrukturen in verschiedenen Lithologien
 - 3.2.9. Großstrukturen
 - 3.2.10. Voralpine Deformation
 - 3.2.11. Synthese
 - 3.3. Faltungsmodelle und strain Verteilung
4. Qualifizierung und Quantifizierung der Deckgebirgsdeformation: strain Analyse und mechanisches Modell
 - 4.1. Einleitung
 - 4.2. "Strain analysis" im Triebener Tauern Paß Areal (mit Referenzproben aus dem Pälten-Liesingtal und dem Raum Bruck/Mur)
 - 4.2.2. Analysemodalitäten
 - 4.2.3. Verteilung und Art der Verformung
 - 4.2.4. "Deformation path" (Geschichte der duktilen Deformation)

- 4.2.5. Möglichkeiten der Entstehung des "polate"-Gefüges
- 4.2.6. Modell zur Deckgebirgsdeformation
- 4.2.7. Argumente
- 4.2.8. Conclusions
- 5. Mineraldeformation und Deckenbewegung: eine geologisch-metallurgische Analyse zum Deformationsmodell im Ostabschnitt der Ostalpen
- 5.1. Deformationsmechanismen und Rheologie
 - 5.1.1. Einleitung
 - 5.1.2. Mikrostrukturinventar und seine Signifikanz im monomineralischen Ausgangsmaterial (Restquarzgerölle)
 - 5.1.3. Mikrostrukturinventar und seine Signifikanz in der Matrix
 - 5.1.4. Beziehung Metamorphose-Deformation und Relation zum Deckentransport
 - 5.1.5. Conclusions
- 5.2. Geometrisches Erscheinungsbild der Mikrostrukturen, Evolution und Präzisierung des Deformationsmodells
 - 5.2.1. Erscheinungsbild und Evolution planarer und linearer Anisotropen im Mikrobereich
 - 5.2.2. Präzisierung des Modells zur Deckgebirgsdeformation
 - 5.2.3. Überlegungen zum fortlaufenden-unterbrochenen Charakter der Deformation in allen Größenordnungen und seiner Auswirkungen auf das Scherzonenmodell
 - 5.2.4. Überlegungen zur Ausbildung der Deckenkörper und der Signifikanz der Überschiebungsbahnen
 - 5.2.5. Beziehungen zu geodynamischen Modellen
 - 5.2.6. Conclusions
- 6. Conclusions
- 7. Ausblick
- 8. Appendices
- Literatur

Vorwort:

Der folgende Artikel ist ein Beitrag am Teilprojekt 15/10 und gleichzeitig Darstellung für den Ausgang des Nachfolgeprojektes P 5251 des Fonds zur Förderung der wissenschaftlichen Forschung in Österreich. Er umfaßt einen Teil einer Dissertation an der Karl-Franzens-Universität Graz und basiert auf dem Kenntnis- bzw. Forschungsstand vom Juni 1983. Nicht aufgenommen wurde der methodische Anhang dieser Dissertation: "Strain determination using deformed ellipsoidal objekts. A review and comparison with special reference to deformed conglomerates".

Nomenklatur

Die strukturgeologische Nomenklatur folgt, wenn nicht anders zitiert, im wesentlichen RAMSAY 1967, HOBBS et al., 1976; auf die Problematik der deutschen Übersetzung (und generell die Sinnvollheit einer solchen) sei hingewiesen):

- $s_{1,2}$ erste, zweite... Schieferung
 $\beta_{1,2}$ Schnittgerade zwischen ss und s_1 , s_2 und s_1 , etc.
 $D_{1,2}$ erste, zweite Deformation
 $B_{1,2}$ Achsen erster, zweiter, etc. Falten
 $str_{1,2}$ erste, zweite Streckung (in Zusammenhang mit $D_{1,2}$)
 $l_{1,2}$ erste, zweite Lineation, keine eindeutig genetrische Definition möglich
 s_{1s} , s_{1a} .. synthetische und anthithetische erste Schieferungsschar
stf..... Störungsfläche
k..... Kluftfläche
f..... tektonische Grenze jeder Ordnung (in Profilen)
 $X(X_1)$, $Y(X_2)$, $Z(X_3)$.. Hauptachsen des "finite"strain Ellipsoides ($X \geq Y \geq Z$)
 $D_{1,2,3}$ Durchmesser einer Ellipse
Rf..... "final deformed particle axial ratio"
Rs..... "finite strain axial ratio"
Ri..... "initial (undeformed) particle axial ratio"
 $\emptyset_{f,s,i}$ "angle from the Rf,s,i long axis to the maximum principal strain direktion or a reference axis"
 \bar{e} siehe (7)
e..... siehe (8)
 $\lambda_{1,2,3}$ "principal quadratic elongations" siehe (4)
 e_s siehe (5)
 ν siehe (9)
r..... Radius des Einheitskreises (der Einheitskugel)
 η Viskosität
 \uparrow Scherstrain
 \dot{e} Strainrate
 θ Winkel zwischen der Scherzonengrenze und den Scherflächen im Scherzonenmodell von RAMSAY & GRAHAM 1970

Weitere Definitionen sind in den einzelnen Kapiteln gegeben

1. Zusammenfassung

Eine mehrere hundert Meter dicke Grenzzone des Deckgebirges der östlichen Ostalpen (mit den tektonischen Großeinheiten: Permomesozoische Hülle des Altkristallins, Veitscher und Norische Decke der Grauwackenzone) wurde in Profilstreifen, verteilt auf ca. 100 km streichender Erstreckung, strukturgeologisch untersucht.

Das tektonische Hauptereignis (altalpidisch) war die NWgerichtete Überschiebung. Es handelt sich um eine décollement-Zone mit dominierendem "simple shear flow" des ganzen Deckgebirgskomplexes. Die Überschiebungstektonik war verantwortlich für mehraktige Deformation (D_1 - D_4) in jeder Größenordnung: Schieferungen, Lineationen, Faltungen, etc. initiiert in einem PT-Bereich der höheren Grünschieferfazies. Die moderne strain-Analyse wird in den Ostalpen eingeführt. Sie zeigt, daß das "finite" strain Ellipsoid nahe der "plane" strain Linie liegt, durch Faltungsüberlagerung auch im "constrictional" Feld. Die Entstehung der "brittle/ductile" Scherzone, des "finite" strain Ellipsoides, aller Strukturmerkmale wird im Lichte des vorgegebenen, sedimentationsbedingten Lagengefüges und der verschiedenen Schwellentemperaturen zur Aktivierung der duktilen Deformationsmechanismen der wichtigsten Minerale diskutiert. Die Deformationsmechanismen dieser Minerale werden herausgearbeitet und auf ihrer Basis stress- und strain-Rate berechnet.

Norische Decke und Altkristallin haben eine, sehr wahrscheinlich zwei, voralpine Deformationen erlitten, die Veitscher Decke keine duktile voralpine Deformation. Die Position und der Verlauf der Deckengrenzen werden im Sinne des "thin-skinned-tectonic model" erklärt, mit "flats" parallel zur Scherklüftung und mit dem Klettern der Deckenbahnen entlang von Rampen entsprechend den Scherflächen im duktilen Scherzonenmodell.

Die das Gebirgsstreichen dominierenden B_2 , B_3 -Faltungen

werden als fortlaufende, in der Bewegungsgeschichte von Decken bedingte, Deformationen angesehen. Dabei können Raumprobleme etc., wahrscheinlich als Resultat einer Kombination von Überschiebungs- und Seitenverschiebungsdeformation während der alpalpidischen Konvergenz, zu der beobachteten Scherung (+Faltung) senkrecht zur Hauptbewegung, bei Aufrechterhaltung der Bewegungsrichtung (NW), geführt haben. Das erweiterte "simple shear" Modell wird methodisch entwickelt. Der NW-gerichtete Deckentransport ist in Übereinstimmung mit einigen großtektonischen Modellen.

2. Einführung

Diskussionen über möglicherweise alpidische "high-strain", - "simple shear" Deformation im Altkristallin der Ostalpen (vgl. FRANK et al., 1980, 1981) gibt Anlaß über Art, Grad und Ausbildung der alpidischen Deformation in den "starren" Deckgebirgedecken nachzufragen. Endziel sollte ein kinematisches Modell mit regionaler Signifikanz sein.

Geographisch-geologisches Gerüst: Vier Einheiten, die zu drei Deckenkörpern des Ostalpins gehören, wurden untersucht: der Hangendabschnitt des Altkristallins, seine permomesozoische Hülle (Alpiner Verrucano-sensu TOLLMANN 1964), die Veitscher und Norische Decke. Für die kinematische Analyse dieser Deformation wurden Profilstreifen zwischen Lassing südlich Liezen im W und Bruck/Mur im E (Obersteiermark) ausgewählt. Im folgenden wird die tektonische Evolution eines Querprofils (Triebener Tauern Paß Areal, Paltental, Stmk.) beschrieben, soweit die Aussagen Gültigkeit für den Gesamtraum haben. Der lithostratigraphische Inhalt des Deckenstapels in diesem Querprofil ist bei RATSCHBACHER 1983 beschrieben.

Die Probleme der Untersuchung lauten:

- Frage nach dem Baustil der höheren allochthonen Gebiete des Ostalpenanteils,
- welches Ausmaß erreichte die Gefügeprägung im Inneren der Deckgebirgsdecken?
- Frage nach der Qualifizierbarkeit und Quantifizierbarkeit dieser Gefügeprägung,
- welche Deformationsmechanismen waren aktiv?,
- haben die betrachteten Deckenkörper (Altkristallin und Hülle, Grauwackendecken) ihre Gefügeprägung zu verschiedener Zeit und in verschiedener Weise erlitten?,
- bestehen prinzipielle Unterschiede in der Deformation in den verschiedenen Deckenkörpern?,
- sind die Decken vor, während oder nach ihrer Wanderung metamorphisiert worden?,
- haben sich die einzelnen Überschiebungsblöcke starr verhalten?
- Frage nach dem Mechanismus der Deckenbildung: sind die

- Strukturelemente (Faltungen, Schieferungen, Streckungen) während oder nach dem Transport entstanden?, welche(r) Mechanismus(en) war(en) für ihre Bildung verantwortlich?,
- lassen sich die im Untersuchungsgebiet gewonnenen Vorstellungen auf ein allgemein gültiges, kinematisches Modell ausdehnen?

3. Strukturanalyse im Triebener Tauern Paß Gebiet

3.1. Methodik

Die Etiketierung der Deformationsgenerationen erfolgt nach alpidischen Ereignissen. So bezieht sich die Bezeichnung "erste" Faltung (Schieferung, Streckung, etc.) auf die im Gebiet festgestellte "erste" (ältere) alpidische Deformation. Präalpidische Ereignisse (Norische Decke, Altkristallin) werden gesondert behandelt. "Zweite" Faltung etc. bezieht sich auf das zweite alpidische Deformationsereignis usw.

Vier Parameter wurden im Gelände verfolgt:

1. Scale: wobei interpretationsfreie mesoskopische Strukturen zu (teils interpretierten) makroskopischen Strukturen zusammengesetzt werden. Mikroskopisch bestimmte Strukturen helfen Mesostrukturen genauer für das Gelände zu typisieren (z. B. Unterscheidung "slaty cleavage - crenulation cleavage")
2. Style: Klassifikation von tektonischen Strukturen durch beobachtbare Merkmale (Unterscheidung von Stilgruppen, z. B. Falten); bestimmte Stilgruppen sind durch verschiedene Lithologien zu verfolgen (Frage der Kompetenz - Inkompetenz)
3. Overprinting: Überlagerung verschiedener tektonischer Merkmale mit Zeitimplikation, wobei das Zeitintervall zwischen der Bildung der zwei Strukturen sehr klein sein kann. Die Überprägung einer Struktur durch eine spätere kann zur völligen Auslöschung der ersten führen.
4. Generation. Umschließt eine Gruppe von Strukturen, deren Bildung einem Vorgang in der relativen Zeitskala entspricht.

Generell wird nach Stilmerkmalen gruppiert, dann mittels Überprägungskriterien eine zeitliche Beziehung hergestellt. Die Verwendung von Stilgruppen zur Gruppierung von Strukturdaten (z. B. Falten) in Generationen ist häufig zu überprüfen (Deformationsänderungen etc., vgl. auch WILLIAMS 1970). Die Orientierung von Faltenachsen ist generell ein unbrauchbares Merkmal für die Beschreibung von Gruppen (vgl. diese Arbeit). Wichtig ist es, die chronologische Bedeutung, die mit dem "Generation"-Konzept verbunden ist, zu verstehen. Z. B. können sich zwei Generationen von Falten während eines fortlaufenden Deformationsaktes gebildet haben oder sie können durch ein größeres Zeitintervall (100de my) getrennt sein. Weiters muß die Generationsfolge zeitlich und räumlich nicht konstant sein (vgl. z. B. OXBURGH & ENGLAND 1980).

Orientierungsdaten, nach ihrer Generationsstellung etikettiert, wurden von allen Geflügelementen (bevorzugt aber Lineationen, Schieferungen), sowohl auf Karte als auch ins Schmidt'sche Netz eingetragen. In besonderen Fällen wurden die Daten im Schmidt'schen Netz konturiert. Dazu wurde am EDV-Zentrum der Universität Graz das Computerprogramm SCHMIDT (BEASLEY 1981) adaptiert. Zur genaueren Beschreibung siehe BEASLEY 1981.

Als eine Hauptlimitation erwies sich die ungenügende Aufgeschlossenheit. Stilgruppen sind zu ähnlich, oder zu lithologieabhängig, Überprägungsmerkmale zu selten und Orientierung ist unzuverlässig. Dort erweist sich eine makroskopische Strukturdeutung unmöglich. Die Tatsache, daß z. B. Falten einer gegebenen Generation, ungeachtet ihrer Größe, meist ein ähnliches Profil haben, hilft bei der Interpretation von Makrostrukturen.

Als wertvolles Instrument zur Bestimmung der Faltungsakte erweisen sich Quarz-Karbonat-Albit-gänge. Diese Gänge bilden sich nur während der ersten Schieferung und nur parallel s_{1a} , wenn die Metamorphose etwa die Grenze zur

Grünschieferfazies erreicht hat. Diese Gänge verhalten sich bei der Wiederfaltung passiv, sind mechanisch und chemisch stabil und bleiben meist auch erhalten, wenn intensive Wiederfaltung oft die Spuren früherer Schieferungen etc. auslöscht (siehe auch VOLL 1960, p.561). Quarzgänge parallel zu den jüngeren Schieferungen bilden sich kaum, wenn ja, so erkennt man sie meist leicht daran, daß sie mit einer jüngeren Schieferung zusammen die Ältere durchsetzen.

Im Mikrobereich (Dünnschliff) wurde die rein morphologisch beschreibende Schieferungsklassifikation von GAY 1977 und POWELL 1979 verwendet. Da diese Klassifikation auf meßbaren Parametern beruht und keine genetischen Verflechtungen enthält, erlaubt sie gute Korrelation zwischen verschiedenen Arbeiten und ist deshalb zur Anwendung empfohlen.

3. 2. Deformationsgeschichte

3.2.1. Schichtung und geopetale Geflüge

Alle Gesteine des Profils lassen ss und sedimentäre Unten/Oben-Nachweise im Aufschlußbereich nur in günstigen Fällen erkennen. Durch Rückführung der gesamten rotationalen Deformation (d.h. die Achsen des strain-Ellipsoids rotieren in Bezug zum stress-Ellipsoid) lassen sich die Abfolgen aller Deckenkörper als aufrecht lagernd wahrscheinlich machen. Die Schichtung ist vor allem in kompetenten Gesteinen erhalten, sie ist erkennbar durch:

- verschiedenmächtige Sandsteine und Konglomerate mit Tonschiefern wechsellagernd; gebankte Kalke, manchmal mit zooklastischem Inhalt (Crinoidenstielglieder - selten gradiert (geringe Aussagekraft),
- rhythmische Wechsellagerung von graphitischen Metapeliten und gröberen graphitärmeren Lagen, vor allem in der Veitscher Decke. Die Lamination ist generell von s, überprägt, verstärkt, meist ausgelöscht.
- Flaserschichtung und Lamination mit Schwerminerallinsen, diese SM liegen meist nicht auf, sondern in Glimmerfilmen (Sackung!),

- Gradierung, - nur in Einzelfällen. In mm bis cm dicken Lagen durch Abnahme des Quarzgehaltes. Korngrößengradierung bei Quarz ist durch meist vollständige Rekristallisation ausgelöscht, bei klastischen Feldspäten (bei den herrschenden PT-Bedingungen stabil, aber stark angelöst) äußerst selten.

Die sedimentären Unten/Oben-Nachweise wurden vor allem dazu verwendet, aufrechte und invertierte B_2 -Faltenschenkel zu erkennen, doch helfen sie nicht viel, da ss über größere Distanzen nicht verfolgbar ist. Zusammen mit gefügekundlichen Unten/Oben-Nachweisen ist manchmal eine Klärung von B_2 -Großfaltenstrukturen möglich (z. B. Triebenstein NE-Grat, Brodjäger-Ost). Abbildung 1 faßt ss-Daten aus den verschiedenen Großeinheiten zusammen.

3.2.2. Erste Deformationsgeneration (D_1)

Stellt das geflügeprägende Element in allen Einheiten des untersuchten Querprofiles dar.

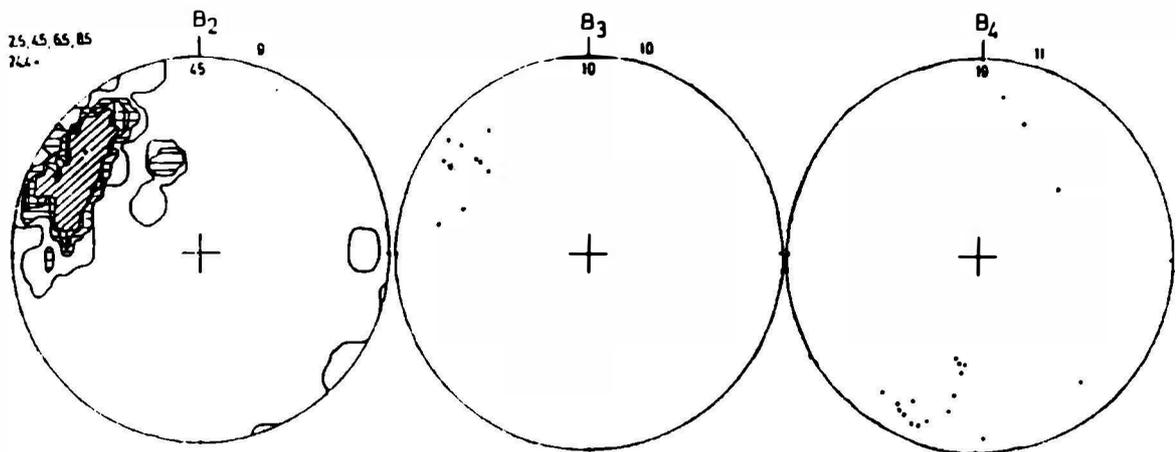
(B_1)-erste Faltung:

Erste Großfalten wurden nicht beobachtet, alle Großfalten sind zweite oder jüngere. Alpidisch erste Großfalten müßten, falls vorhanden, Amplituden und Wellenlängen haben, die über die Ausmaße des Profiles hinausgehen, sehr wahrscheinlich liegen aber durch B_2 erstmals großgefaltete, planparallele Platten übereinander.

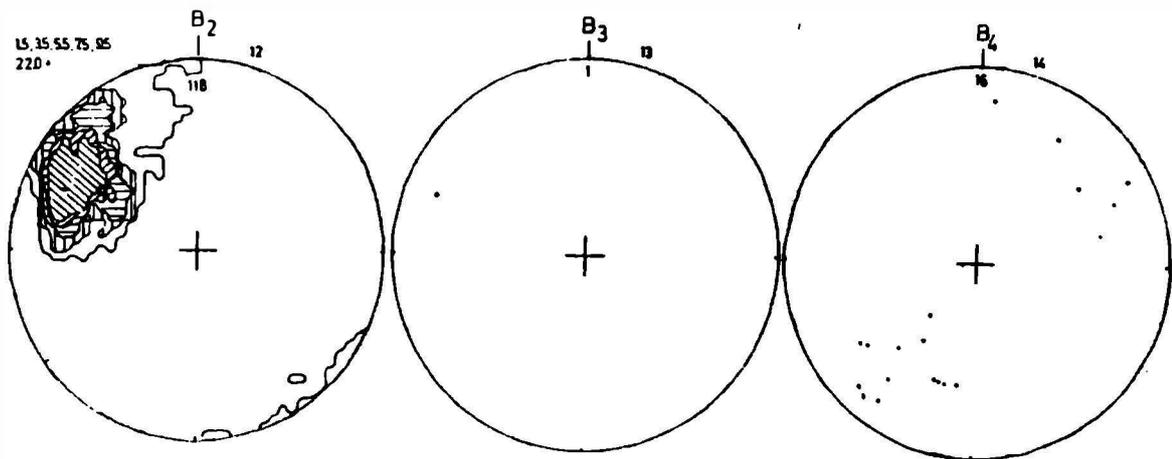
Erste Kleinfalten (cm-dm) lassen sich an varistisch angelegten Quarzgängen der Norischen Decke nachweisen. Sie beweisen damit auch den rotationalen Charakter von D_1 . Abbildung 2a-f und Taf. 1 Fig. 1 zeigen Faltenprofile (alpidische Deformation) an varistisch angelegten Quarzgängen. Danach sind D_1 -Falten fast ausschließlich isoklinal, Faltschlüsse einfach, Parasitärfalten fehlen. Das Verhältnis Schenkel:Scheitel ist generell extrem, die Schenkel sind extrem gedehnt, die Mittelnaht oft nur mehr als Phyllosilikatpunktereihe oder Karbonatlage ausgebildet; die Schenkel sind manchmal über dm im Aufschluß verfolgbar. Diese Falten gleichen Falten, wie sie in "simple shear"

Abbildung 1:

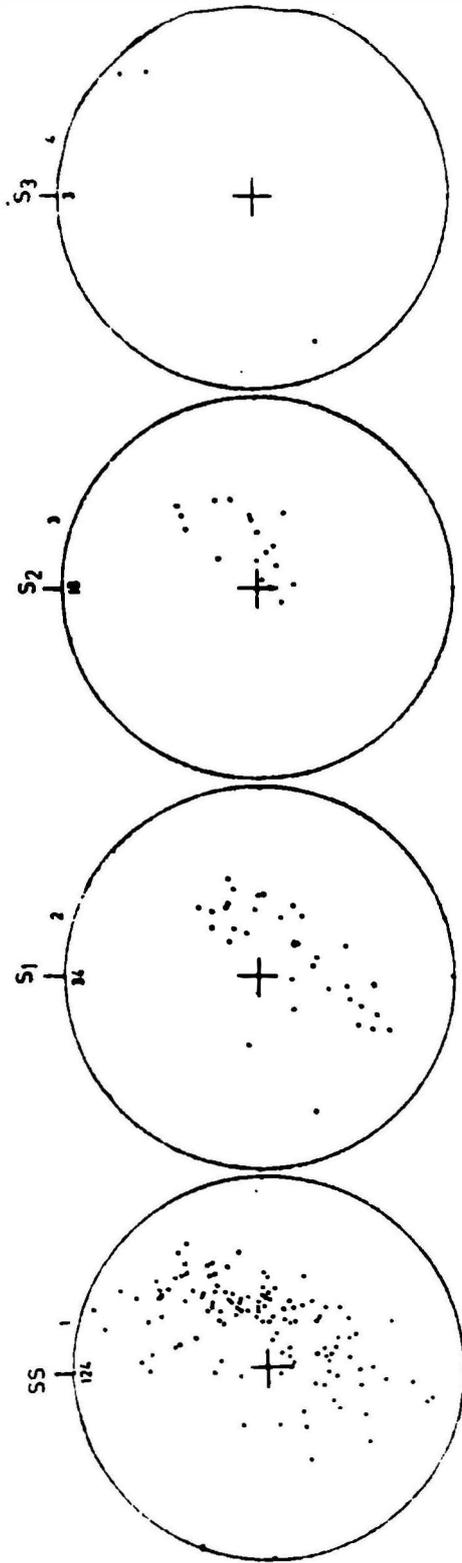
Orientierungsdaten aus dem Triebener Tauern Paß Gebiet
(Diagramme 1-22); Schmidt'sches Netz. Zahlen unter dem
N-Punkt der Diagramme geben Anzahl der Messungen, Zahl
rechts oben Diagrammnummer, Konturierungsintervalle
(pro 1 %) links oben, darunter Besetzung des Maximums
(a) gemessenes Gefügeelement über N-Punkt, Computer-
konturierung nach BEASLEY 1981 (adap. Rat 82).
Abkürzungen sihe "Nomenklatur"
Erläuterungen siehe Text



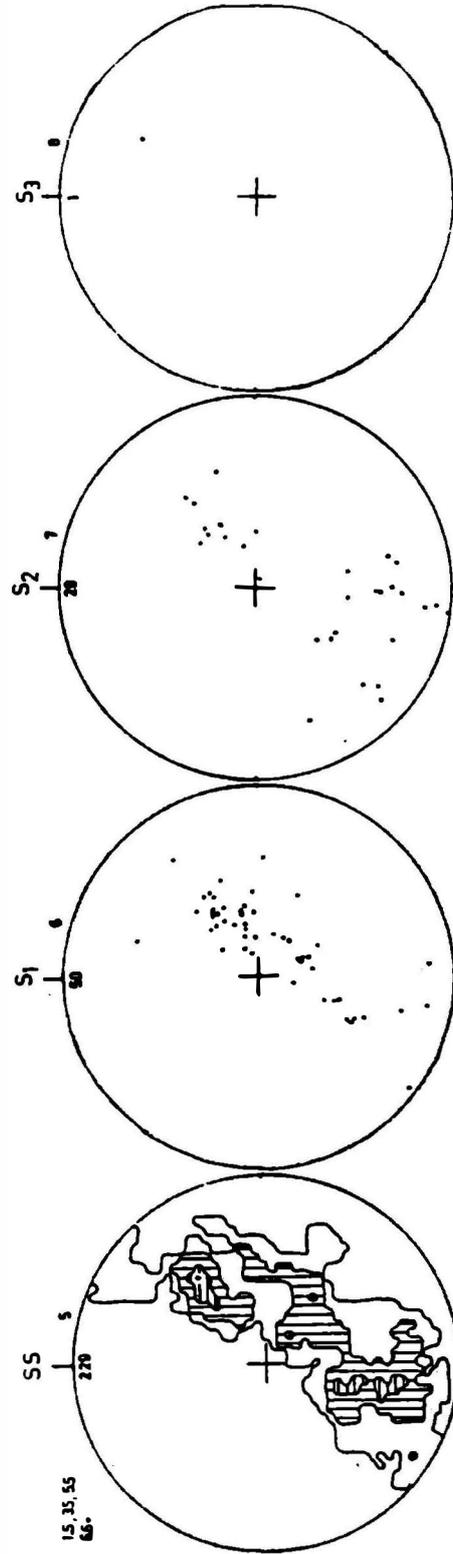
ALPNER VERRUCANO



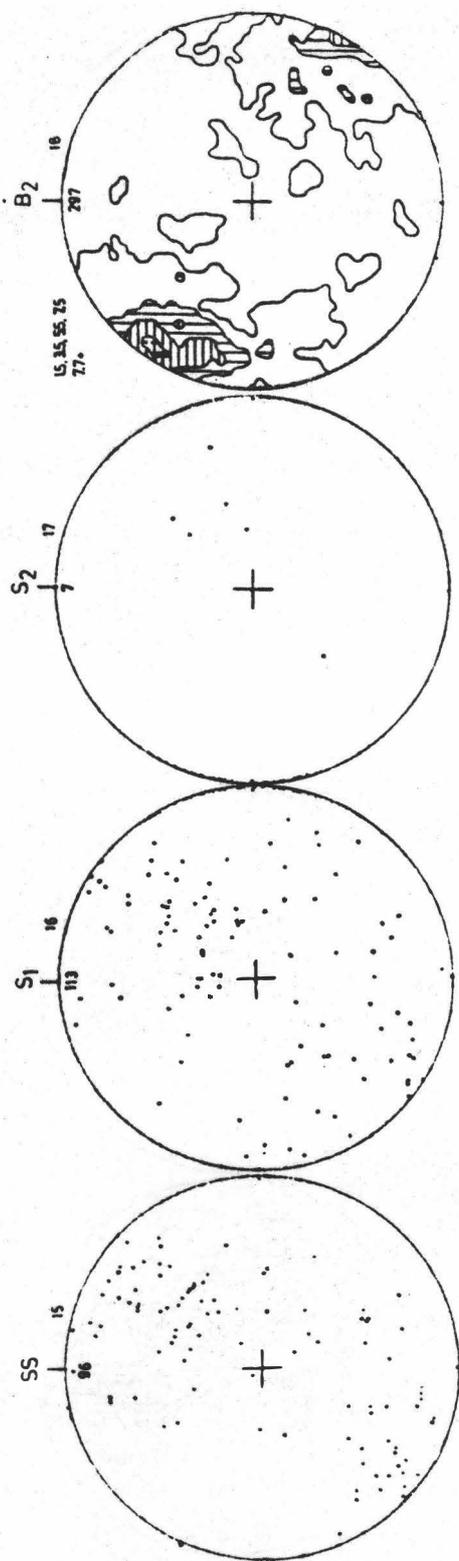
VEITSCHER DECKE



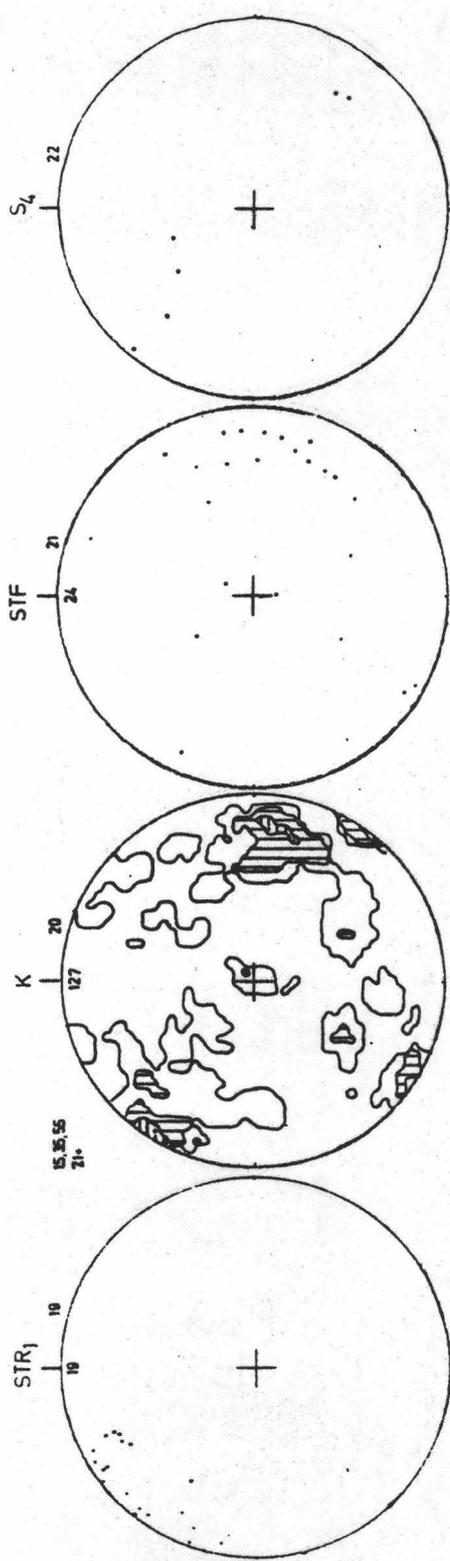
ALPINE VERRUCANO



VEITSCHER DECKE



NORISCHE DECKE



GESAMTBEREICH

Experimenten entstehen (vgl. z. B. COBBOLD & QUINQUIS 1980), die Faltenachsen gleichen innerhalb der Meßgenauigkeit str_1 bzw. B_2 . Sie sind soweit feststellbar stark gebogen, also nichtzylindrisch.

Auch in der Norischen Decke sind B_1 -Falten nicht häufig, manchmal sind bis nur mehr einzelne Quarzlinsen parallel der alles dominierenden ersten Schieferung in der Phyllitmasse liegen.

Wahrscheinlich gehören auch selten beobachtbare "intrafolial folds", besonders aus den unreinen Kalkmarmoren der Basis der Veitscher Decke hierher. Sie haben sich an Inhomogenitäten (Verunreinigungen in den Kalkmarmoren) gebildet. Die Faltenachsen sind generell parallel der Stekungsrichtung, ihre Achsenebenen parallel s_1 .

(s_1)-erste Schieferung

Während der ersten alpinen Durchbewegung wurde dem ganzen Gesteinsstapel eine Schieferung aufgeprägt. Sie ist im Zentralalpinen Permomesozoikum und in der Veitscher Decke (!) die erste im Altkristallin und der Norischen Decke, zweite oder spätere Schieferung. In den ersten beiden Einheiten durchdringt s_1 (als typische "slaty cleavage") ein quasiisotropes Ausgangsgefüge und ist dadurch das bestimmende Element bis ins Korngefüge (HÖPPENER 1956). Aber auch in den beiden letzteren, dominiert s_1 , obwohl s_1 schon mechanisch wirksame Anisotropien angetroffen hat.

Die s_{1a} -Schieferungsschar ist im Gelände selten, im Schliff häufiger zu beobachten, s_{1s} schafft durch Weglösen von Quarz, untergeordnet Karbonat und Feldspat und Anreicherung von Schichtsilikaten, Phyllosilikatfilme, damit eine metamorphe Bänderung, durch Anreicherung des gelösten Materials zwischen s_{1s} die typischen A-B-A-B-Rhythmite. Geländebeobachtungen zeigen folgende Abstände: Metasiltschiefer: 1 mm, Metasandsteine: 1-3mm, Meta-

konglomerate: 0,5-1,5 cm und >. In den Kalkmarmoren werden primäre Inhomogenitäten verstärkt, teilweise entstehen Bänderkalke.

ss liegt s_1 meist ununterscheidbar parallel, nur selten, in Konglomeratlagen erreicht der Winkel maximal 20° , damit ist der Transversalschieferungscharakter gesichert. In günstigen Fällen (vor allem bei deutlichem ss) kann der Überschneidungssinn noch an Quarz-

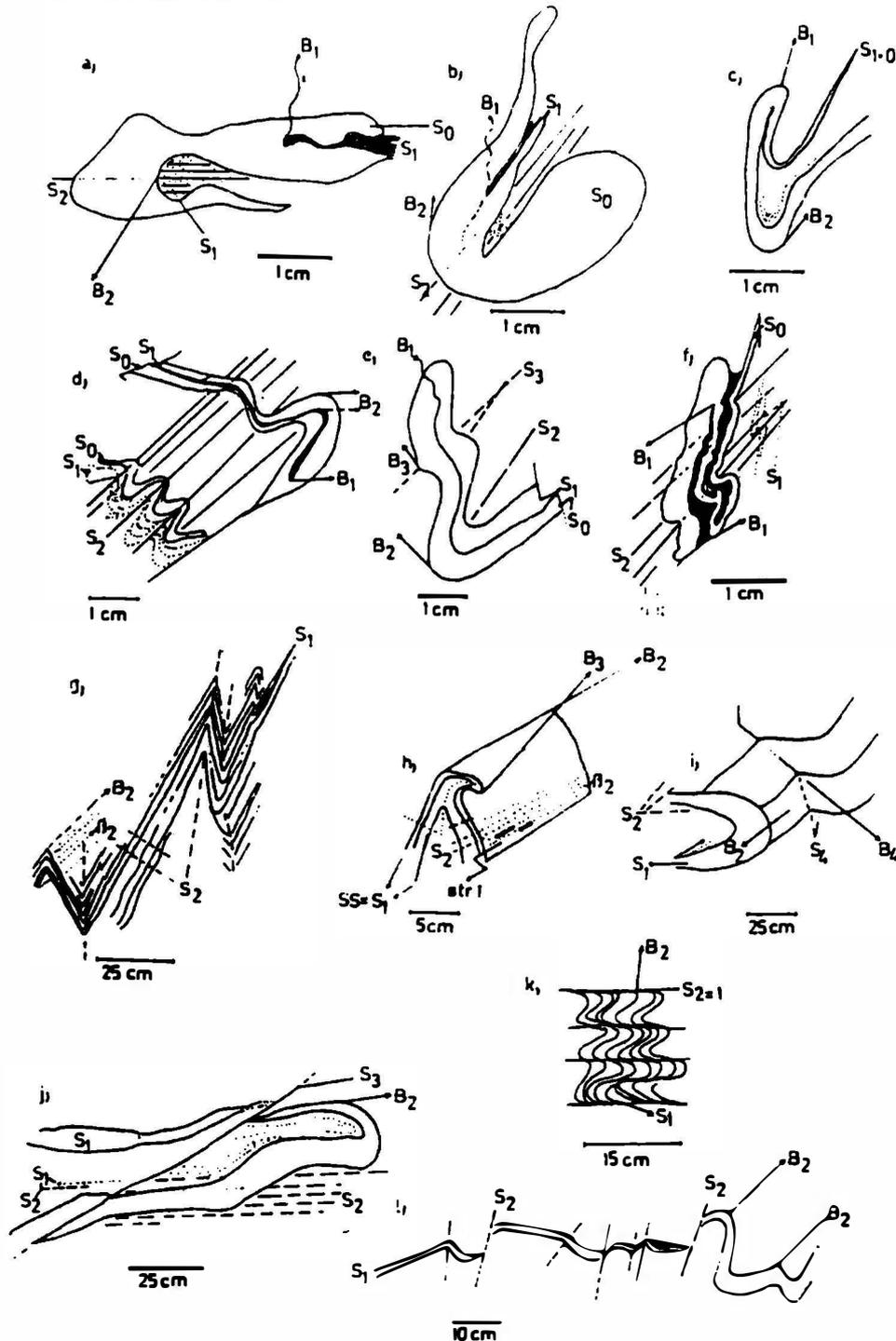


Abbildung 2 a-l: Profile alpidischer Mesofalten, Indizierung siehe "Nomenklatur" und Text

gängen (dann also der Winkel zwischen ss und s_{1a}) abgelesen werden. Die Beziehung zeigt dann aufrechte Lage der Schichtfolgen an und spricht gegen eine Invertierung durch B_1 -Großfalten, doch reicht die Zahl der eindeutigen Beispiele für eine endgültige Feststellung nicht aus.

Die Schnittlinie β_1 von ss/s_1 oder s_{1s} (ss)/Quarzgänge liegt, soweit beobachtbar in der Schwankungsbreite von str_1 . β_1 dürfte in seiner Bedeutung den Achsen von Parazitär- und Schleppfalten gleichkommen, deren Achsen leicht rotieren (vgl. z. B. NABHOLZ & VOLL 1963). Für die nachfolgende Deformation wird also ein extremes Lagengefüge geschaffen, das die nachfolgende Deformationen bestimmt,

(str_1)-erste Streckung

Die Streckungsrichtung gibt die Richtung größter Zugspannung an, sie streicht konstant NW-SE, hat etwas geringere Schwankungsbreite als B_2 (vgl. Abbildung 1). Die Richtungskonstanz von str_1 läßt sich im Alpenin Verrucano, den Grauwackendecken im ganzen Untersuchungsgebiet bestätigen, teilweise ist sie mehr E-W gerichtet. Die Streckungsfaser ist ausgebildet durch:

- Streckungshöfe; an klastischen Körnern. Besonders bei Quarz wird durch Drucklösung Material abgeführt, hinter starren Einlagerungen abgesetzt (Wobei die Deformationsstärke, die Enge der s_1 -Bahnen meist zu extrem für die Ausbildung klassischer Streckungshöfe ist). Als starre Einlagerungen dienen: selten erhaltener klastischer Quarz, oft Feldspäte, Schwerminerale, auch metamorph neugebildeter Pyrit, Magnetit (vgl. Taf. 2. Fig. 3),
- die Form angelöster klastischer Minerale oder neugebildeter, bereits wieder angelöster Minerale,
- Mineralneubildungen, wobei die Drucklösung Material für Anwachsäume an impfende, klastische Minerale liefert; andererseits bilden sich neue Keime, die Minerale wachsen mit ihrer Längsachse nach str_1 ausgerichtet (vgl. z.B. Taf. 3 Fig. 4),
- das Auseinanderdriften starrer Körper; zwischen diesen Fragmenten bilden sich fasrige Neubildungen (vgl. Taf. 2, Fig. 3).

Nicht werden Minerale senkrecht zu str_1 in s_1 ausgeweitet, im Gegenteil in manchen Fällen gelöst.

Die Streckungsfaser gibt damit die X-Richtung des strain-Ellipsoides, die Hauptdehnungsrichtung, die Deckentransportrichtung an, sie liegt in diesem Raum fast parallel dem Gebirgsstreichen.

3.2.3. Zweite Deformationsgeneration (D_2)

Überprägt im ganzen Raum die D_1 -Strukturen, auch die Deckengrenzen, ist also nach der Hauptüberschiebung entstanden.

(B_2)-zweite Falten

Zweite Falten sind überwiegend aufrecht oder NE-vergent, haben Amplituden vom cm bis mehrere 100m-Bereich, ihre Achsen laufen dem Gebirgsstreichen und str_1 ungefähr parallel, vgl. Abbildung 1.

Verschiedene starke Rotation, bedingt auch durch Kompetenzunterschiede, führt zum Wechsel des stress-Systems, damit zu einer deutlichen Achsenstreuung, einen Wechsel in der Faltensymmetrie und in der Steilheit des Abtauchens. Alle diese Phänomene sind in den Parasitärfalten gesteigert (generell also nichtzylindrische Falten). Parasitärfalten fehlen in kompetenten Gesteinspaketen generell (und aus diesen stammen die Proben für die strain-Analyse in Abschnitt 4.), sind aber häufig in inkompetenten Paketen.

Monokline bis rhombische Falten dominieren, der typische "interlimb angle" liegt zwischen 20 und 80°, doch kann er je nach Lithologie schwanken. Parasitärfalten sind oft asymmetrisch. Über den Aufschlußbereich sind bei einheitlicher Lithologie B_2 -Falten bemerkenswert harmonisch, mit kleinen aber überwiegend runden Scheiteln (vgl. Taf. 1 Fig 2.) Die kompetenten (sandige und geröllführende) Lagen fallen fast immer in class 1B-C, inkompetente Phyllitlagen oft in class 1C (Faltenklassifikation nach RAMSAY 1967, p. 366 ff). Komplizierte Falten sind in Metapeliten

häufig (vgl. Taf. 4 Fig 5), doch bleiben sie weitestgehend in class 1 C. Das Verhältnis Schenkel:Scheitel ist wieder groß (bei Großfalten auch $>10:1$). Oft sind Knickfalten, asymmetrische "chevron folds" entwickelt (vgl. Abbildung 2g). Die einzelnen Lagen behalten dann meist konstante orthogonale Dicke, vor allem in Großfalten scheint die Achsenebene die Schenkel zu halbieren.

Wo eng benachbarte s_1 -Quarzgänge oder scharfe Metapsammit-pelit-Übergänge gefaltet werden, stoßen an der konkaven Seite die kompetenteren Lagen in die pelitischen Lagen vor und erzeugen eine deutliche Verdickung (vgl. Taf. 4 Fig. 6). Die "Spitzigkeit" der B_2 -Falten variiert innerhalb einer Lage manchmal beträchtlich (vgl. Taf. 4 Fig. 6). Parasitär-falten an den Schenkeln größerer Falten sind generell offener.

(s_2) -zweite Schieferung

s_2 -Flächen bilden sich in einem durch s_1 anisotropen Medium, sie sind deshalb weitständiger, von mm bis mehrere cm, häufig (besonders in kompetenten Gesteinen) fehlen sie. Die s_2 -Flächen bilden sich mit großem Winkel zu s_1 (bis 90°), bleiben meist steil. Der Flächenbildung geht eine duktile Internverkürzung parallel dem s_1 -Lagengefüge voraus; später entstehen feine Runzeln (vgl. Taf. 5, 6 Fig. 7), dann Mikro-falten mit steilstehender Achsenebene, dann beginnen die s_2 -Flächen zu rotieren. Dieses letzte Stadium ist den Phylliten vorbehalten.

So bleibt die Verkürzungsrichtung in den kompetenten Gesteinen während der Deformation annähernd gleich, also senkrecht zum s_1 -Lagengefüge. Auch die oft steile Lage von voll entwickelten s_2 -Flächen bzw. B_2 -Mikro-falten, zeigt, unter der wahrscheinlichen Annahme, daß diese Flächen Ebenen senkrecht der maximalen Verkürzungsrichtung sind, dies an (vgl. Punkt 4.).

In s_2 findet noch Glimmer-, Epidotregelung und Neuwachstum statt, nie wird dabei s_1 ausgelöscht. In den B_2 -Scheiteln, zwischen den \pm fächerförmigen s_2 -Flächen werden die s_1 -Glimmerfilme polygonal, mit umlaufender Auslöschung gebogen, seltener geknickt, wobei die Knickstellen teilweise aber noch ausheilen. Dies beweist: die D_2 -Deformation lief getempert ab, am absteigenden Ast der Hauptmetamorphose.

(str_2)-zweite Streckung

Konnte nur selten beobachtet werden (vgl. Taf. 3. Fig. 4 b-d).

3.2.4. Dritte Deformationsgeneration (D_3)

Dritte Falten sind wegen der großen Inhomogenität der B_2 -Falten, ihrer Achsenparallelität mit B_2 (vgl. Abbildung 1) und wegen den reichlich vorhandenen B_2 -Parasitär-falten schwer zu erkennen.

Sie treten meist im Süden des Untersuchungsgebietes auf, dort wo s_2 in s_1 einrotiert ist und stellen damit die rotationale Weiterführung der B_2 -Deformation dar. s_3 ist nur lokal ausgebildet, bildet NE-vergente Flexuren und Klüfte und ist damit bei weiter absteigender Temperatur gebildet worden. B_3 -Falten sind offen ("gentle-open folds"), vgl. Taf. 7 Fig 8 a,b).

3.2.5. Vierte Deformationsgeneration (D_4)

B_4 -Kleinfalten (dm) sind oft ("gentle-open folds"), ihre Achsen streichen N-S bis NE-SW (vgl. Abbildung 1); sie liegen damit etwa, aber nicht ganz, senkrecht str_1 . B_4 paßt damit noch zum str_1 -äquivalenten stress-System, doch haben sich die stress-Achsen und Ebenen etwas verlagert. B_4 ist die letzte Faltung, sie stellt im Bezug auf das Korngefüge eine Kaltdeformation dar.

Ob B_4 -Falten für die Fensteraufwölbungen im Querprofil Flitzenschlucht-Triebener Tauern Paß und für Verbiegungen von str_1 , $B_{2,3}$ verantwortlich sind, bleibt unsicher. Alternative Erklärungen sind:

- heterogener strain in B_2 - vgl. THURNER & WEISS 1963,
- Aufwölbungen über Rampen, Dublexstrukturen etc. (vgl. BUTLER 1982) der D_1 -Überschiebungsbahnen im Sinne der "Thin-skinned-tectonic".

Beide Möglichkeiten vermögen die beobachteten "dome and basin structures" zu erklären.

3.2.6. Nichtduktile Deformation (D_5), Störungen etc.

Abbildung 1/21 faßt Störungsflächen mit meßbarer Versetzung zusammen. Alle sind spät, wahrscheinlich nach fast völliger Abkühlung entstanden. Abbildung 1/20 zeigt die gemessenen Kluftflächen. Geometrisch lassen sie sich größtenteils auf die B_2 -Faltung beziehen (hkl, ac-Flächen). Das Maximum im ESE Quadranten paßt weniger zum ac-Kluftflächenbild der B_2 -Faltung, sie streichen faßt genau N-S und fallen steil nach W. Ich interpretiere dieses Flächensystem als dem Pöls-Lavantal-Störungssystem zugehörig. In Verbindung mit diesem Kluftscharensystem tritt kataklastische Zerlegung der Quarzgerölle auf. Eine Versetzung an ihnen konnte fast nie beobachtet werden.

3.2.7. Orientierungsdaten

Sind in Abbildung 1/1-22 zusammengefaßt. Folgende Aussagen werden abgeleitet:

- ss , s_1 spiegeln die D_2 -Faltung wider,
- s_2 -Flächen stehen gewöhnlich steiler als s_1 . Unter der wahrscheinlich richtigen Annahme, daß diese Flächen Ebenen senkrecht zur D_2 -maximalen Verkürzungsrichtung markieren, ist die D_2 -Strain-Richtung gegeben. Sie wurde wohl kaum mehr durch post-hauptdeformative Rotation verstellt,
- die höhere Streuung der D_2 -Strukturen in der Norischen Decke kann folgende Ursachen haben:
- Präsenz früher Falten, sowohl alpidischen als auch varistischen Alters. Eine detaillierte Untersuchung varisti-

scher Strukturen steht dabei aus,
- progressive Öffnung der D_2 -Falten führt zu progressiver Diversität.

Weitere Erläuterungen zur Orientierungssignifikanz finden sich bei der Diskussion der einzelnen Strukturen.

3.2.8. Korrelation der Deformationsstrukturen in verschiedenen Lithologien

Generell gilt folgende Aussage, die in zahlreichen Aufschlüssen überprüfbar ist: von kompetenten zu inkompetenten Gesteinen werden: Faltenschenkelwinkel kleiner ("tight - isoclinal"), Faltenachsen variabler, Faltenformen komplizierter. In inkompetenten Gesteinen ist die rotationale Deformation weiter fortgeschritten.

3.2.9. Großstrukturen

In einigen Gebieten sind Großfalten (B_2) offensichtlich (z. B. Sunkmauer, Geißmauer), in anderen können sie aus Kleinstrukturen wie: Vergenzrichtung der Kleinstrukturen, Überschneidung $s_2/ss(s_1)$, Form der Parasitär-falten, Sedimentstrukturen zusammengesetzt werden. In anderen Teilen gelingt eine genaue Lokalisierung nicht (z. B. Teile der Norischen Decke). Bemerkenswert ist wieder die Großfaltenform, - mit langen Schenkeln und kurzen Scheitelzonen (Verhältnis 10:1 und $>$). Die Wellenlänge liegt dabei im 10er bis 100er m Bereich. Großfalten sind weitgehend asymmetrisch und treten in Zonen mit gleicher Vergenz auf (z. B. Sunk). Wo deutliche Kompetenzänderungen entlang der Faltenzone auftreten (z. B. Mächtigkeitsänderungen von kompetenten Gesteinen) ändert sich die Vergenz, meist geteilt durch eine symmetrische Großfalte; dabei werden die Falten generell offener (z. B. Sunkmauer). NE-Vergenz ist dominierend.

3.2.10. Voralpine Deformation

Voralpin haben das Altkristallin und die Norische Decke Schieferung und Faltung erlitten, die zur Bildung von

Quarz-Karbonat-Albitgängen bei erster Schieferung führte (damit impliziert ist rotationale Deformation). In der näher untersuchten Norischen Decke sind diese voralpinen (s_1 - voralpin parallelen) Quarzgängen wahrscheinlich durch eine zweite varistische Faltung isoklinal gefaltet, doch bleiben eindeutige Beispiele spärlich.

Die Norische Decke ist gegenüber den rein alpin deformierten Arealen durch den Reichtum an Quarzlinen gekennzeichnet, deren Gefüge weitgehend "convolute folds" entspricht.

Im Altkristallin fehlen die zur Deformationstypisierung notwendigen Gesteine. Die untersuchte obere Grenzzone ist extrem phyllonitisiert, wobei die Anpassung soweit gehen kann, daß auch im Schliff keine voralpinen Merkmale erhalten sind. Der Verrucano ist wegen dem Kompetenzkontrast weitgehend abgeschert, teilweise auch erst während der weniger duktilen D_2 -Faltung. Ins Liegende ist der varistische Bestand besser erhalten, das Korngefüge ist aber stets durchdringend alpin deformiert, d.h. alle Orientierungsgefüge sind ausgelöscht oder überprägt, neue Dislokationen eingeführt.

3.2.11. Synthese

D_1 , s_1 und str_1 , die alpidische Hauptdeformationsstrukturen, bisher übersehen, sind klar dem alpidischen Deckenbau zuzuordnen. S_1 ist im Bereich der Meßgenauigkeit den Deckengrenzen parallel (sowohl der OOA-Basisüberschiebung als auch der Norischen Überschiebung). In den rein alpidisch deformierten Arealen sind D_1 keine Falten zugeordnet. Der Deckenbewegung, dem extremen Ausbau von s_1 , str_1 ist der Metamorphosehöhepunkt überlagert.

Im ganzen Gebiet ist dem s_1 -Lagerbau in der Endphase der Bewegung die D_2 -Deformation (mit B_2 und s_2) überlagert. Die zweiten Falten haben Amplituden und Wellenlängen von mm bis mehrere 100m, liegen mit ihren Achsen parallel str_1 , sind stets N-NE vergent, mit großer Schwankungs-

breite und mit gewundenen Achsen in allen Größenbereichen. S_2 ist eine typische "crenulation cleavage", wird in Teilbereichen stark ausgearbeitet, in kompetenten Bereichen kann sie fehlen. B_2 faltet $ss+s_1$, damit die Deckengrenzen wieder, rotiert sie. In den südlichen Anteilen (südlich und östlich des Triebener Tauern Passes) wird s_2 in inkompetenten Gesteinen bis in s_1 einrotiert, B_2 -Faltenscheitel, mit ihnen Schichtung und metamorphes Lagengefüge, zwischen s_2 ausgequetscht. Großfalten werden nicht in s_1 einrotiert, ihre Achsenebenen stehen steil oder fallen steil nach SW, in den südlichen Anteilen (z. B. E' Brodjäger) zergleiten einzelne Großfalten parallel ihren Achsenebenen, bilden kleine D_2 - s_2 -parallele Schuppen, im Extremfall kann Verrucano auf Norischer Decke zu liegen kommen. Die D_2 -Deformation lief getempert, bei abnehmender Temperatur ab.

Die Deckenbewegungen werden zu einem großen Maße durch die Interndeformation in den einzelnen Deckenkörpern getragen. Die Deckengrenzen zeigen dabei Erhöhung der meßbaren plastischen Deformation, die Deformationsbahnen liegen enger, sind kräftiger ausgearbeitet. Die Deformation nimmt ins Hangende (zu den Kalkalpen), aber auch ins Altkristallin hin, ab.

In den südlichen, feinkörnigen, stratigraphisch tiefen Anteilen, ist die rotationale Deformation weitergeführt, Wiederfaltungen treten auf (D_3 mit B_3 und s_3).

Die einzelnen Deckenkörper scheinen homogen deformiert, kaum oder nicht von Bahnen stärkerer Deformation durchzogen. Erst weiter nördlich, südlich der Kalkalpenbasis, bei abklingender plastischer Gesamtdeformation belegen eingeschuppte Kalkalpengesteinsspäne solche Bewegungsbahnen in der Norischen Decke (vgl. KLIMA 1979). Tabelle 1 faßt tabellarisch die Deformationsereignisse und ihre Produkte zusammen.

Ereignis	Großstrukturen	Kleinstrukturen	Alter
D ₁	Deckenstapelung durch 'simple shear flow' einer detollement-Zone SE-NW Transport, Deckenkonfiguration entsprechend der 'thin skinned tectonic'	durchdringende Slaty cleavage, isoclinal Shear folds in Altkrist. und Norischer Decke, B ₁ und B ₂ parallel str ₁ Quarzgänge	Oberkreide 'altalpidisch'
D ₂	Falten mit Amplituden und Wellenlängen bis 500m; annähernd gleichachsrig wie D ₁ , selten achsenobenenparallele Schuppung	'flexural flow' und Chevron Falten, 'crenulation cleavage' und einige assoziierte Quarzgänge, faltungsbezogene Klüftung	Oberkreide 'altalpidisch'
D ₃	?	Wiederfaltung der E ₂ Achsenebene durch offene Falten im Meso-bis Mikrobereich, Knickfalten, gleichachsrig zu E ₁ , D ₂	Oberkreide 'altalpidisch'
D ₄	offene Großfalten, können auch in Verbindung mit Rampen der D ₁ Überschiebungstektonik erklärt werden N-S, NE-SW Achsen	selten offene Mesofalten, Klüfte	Oberkreide(?) 'altalpidisch'
D ₅	Störungen und Blattverschiebungen in Verbindung mit dem Pöls-Lavental-System	Klüfte	Tertiär(?)

Tab. 1: Deformationsereignisse und ihre Produkte

3.3. Faltungsmodelle und strain Verteilung

Die folgende Analyse versucht geometrische Faltenformen in verschiedenen Lithologien, Meso- und Mikrostrukturen zu einem (idealisierten) Faltungsmodell zusammenzusetzen.

Die B_1 -Falten werden nur kurz behandelt, da ihre Zahl gering, ihre geometrische Variationsbreite uniform ist.

(1) B_1 -Faltung:

Ihre geometrische Form ähnelt "similar folds". Genauere Analyse zeigt jedoch, daß dieses Erscheinungsbild das Resultat der Summation zweier anderer Faltenklassen darstellt: class 1C (siehe RAMSAY 1967, p. 365 ff) in den kompetenten Lagen, class 3 in den inkompetenten Lagen ("buckling" mit überlagerter "flattening" Komponente) (Taf.8, Fig.9). Das extreme Schenkel:Scheitel-Verhältnis und die nichtzylindrische Form können durch eine extreme pastische Dehnung entlang der Achsenbene entstanden sein (vgl. COBBOLD & QUINQUIS 1980), der dabei angelegte strain muß momogen gewesen sein.

Warum sind nun bei der D_1 -Deformation keine Falten entstanden, bzw. nur in der Norischen Decke, obwohl genug Inhomogenitäten vorhanden waren? Warum sind sie nicht groß geworden? Eine Antwort kann aus experimentellen Resultaten von BIOT 1961, etc. und SHERWIN & CAPPLE 1968 überlegt werden: So könnten die Viskositätsdifferenzen der einzelnen Gesteinsschichten nicht ausreichend gewesen sein, bzw. war(en) die voralpine(n) Schieferung(en) in der Norischen Decke nicht stark genug um den Viskositätskontrast so zu erhöhen, daß eine explosive Faltenamplitudenvergrößerung einsetzen konnte ($y_1 : y_2 \geq 100$), die B_1 -Großfalten schuf.

Generell ist festzustellen, daß im "heterogeneous simple shear model" (RAMSAY & GRAHAM 1970) keine Falten gebildet werden können, und gewöhnlich ähnelt der strain in "shear belts" diesem Modell ziemlich genau. Falten können sich nur bei der Änderung der Bewegungsrichtung an Inhomogenitäten bilden und gerade diese waren durch die präalpine Deformation im Altkristallin und der Norischen Decke vorhanden.

(2) B_2 -Faltung:

Für die nachfolgende Analyse wird zuerst die Ideal- B_2 -

Falte des Untersuchungsgebietes definiert. Ihre geometrische Form, mechanische Eigenschaften etc. bestimmen dann das zu entwerfende, dominierende Faltungsmodell für die B_2 -Deformation im Triebener Tauern Paß Gebiet.

Die Parameter dieser Idealfalte sind:

- extremer Lagenbau durch die dominierende, penetrative, flächige Anisotropie nach s_1 , (wesentlich!) = Viellagenfalte, (Hauptgegensatz zu B_1),
- durchschnittlicher Öffnungswinkel ca. 60° ,
- hohes (ca. 10:1) Schenkel-Scheitel-Verhältnis,
- sehr hohes Schenkel-Schichtdicken-Verhältnis (bestimmt durch s_1), bei gleichmäßiger Schichtdicke in vergleichbarer Lithologie; generell class 1B-1C.

Der eigentliche Faltungsvorgang ist in Phasen zu unterteilen (vgl. MILNES 1971):

- a) initiale, homogene, lagenparallele Verkürzung ("prebuckling component")
- b) eigentliche Faltungsphase ("permanent buckling")
- c) nachfolgende, homogene Einengung ("flattening")

ad a) Es stellt sich die Frage, wann diese lagenparallele Verkürzung von der eigentlichen Faltung (b) (Amplitudenvergrößerung) abgelöst wird. Hier können experimentelle Untersuchungen herangezogen werden. Mißt man im Gelände das Wellenlängen-Lagendickenverhältnis in kompetenten Gesteinen (diese wollen wir weiterhin betrachten), läßt sich nach Fig. 7-36 in RAMSAY 1967 das Viskositätsverhältnis größenordnungsmäßig abschätzen (ca. 200:1, schwerer abzuschätzen ist die Vergrößerung durch die s_1 -Glimmertapeten, - nach BIOT 1964b, Fig. 7-39 in RAMSAY 1967, steigt das Viskositätsverhältnis stark (vgl. z.B. für $Wd/t = 25$ und $n = 10$)). Fig. 3-37 in RAMSAY 1967 (nach BIOT 1961, vgl. aber auch neuere Daten in SHERWIN & CHAPPLE 1968) zeigt nun, daß der %-Satz der Verkürzung vor dem Beginn der explosiven Amplitudenvergrößerung nur vom Viskositätsverhältnis abhängt. Bei dem durch das s_1 -Lagengefüge vorgegebene hohe Viskositätsverhältnis dürfte die lagenparallele Verkürzung unter 15 %, wahrscheinlich unter 10 % betragen.

HUDDLESTON & STEPHANSON 1973 studieren Lagenverkürzungen und Faltenformentwicklung in Experimenten und mit der "finite element"-Methode. Ihre Ergebnisse zeigen:

- Lagendicke-Abtauch-Variationen einer Lage sind in den Experimenten für Viskositätsverhältnisse >24 nicht bedeutend;
- lagenparallele Verkürzung tritt in Experimenten als auch im "finite element" Modell auf, wenn das Viskositätsverhältnis kleiner als 1000 ist,
- wenn diese lagenparallele Verkürzung stattgefunden hat, verhält sich diese Lage während der folgenden Faltungsgeschichte wie eine flache Platte,
- lagenparallele Verkürzung tritt im wesentlichen bis zu einem Lagenabtauchwinkel von $15-25^{\circ}$ auf;
- lagenparallele Verkürzung ist nur bedeutend bei relativ niedrigem Viskositätskontrast.

ad b) strain-Zustände in den Falten

Folgende idealisierte Faltungsmodelle werden unterschieden:

- (1) Parallelfaltenmodell ("neutral surface model with tangential longitudinal strain parallel to layer boundaries")
- (2) Biegefaltenmodell (a) "flexural slip model", b) "flexural flow model")
- (3) Scherfaltenmodell (slip or shear folding model")

Einige für die hiesigen Gegebenheiten relevante Eigenschaften werden im folgenden angeführt:

ad (1): - haben class 1B (vgl. RAMSAY 1967, p. 365 ff) Geometrie;

- die maximale Verformung tritt in den Scheiteln an der Außen- und Innenseite des Lagengefüges, minimale Verformung in den Schenkeln auf; dieses Modell hat die gegenteilige strain-Anordnung wie das Gleitfalten-(flexural fold"-)Modell;
- treten besonders in nicht geschichtetem Material auf, dabei sind die Hauptdeformationsachsen stets senkrecht bzw. tangential zu den gefalteten Lagen gerichtet.

ad (2): - wenn das Gestein gut laminiert ist, kann die Verformung vollkommen durch einen Scherstrain aufgenommen werden (DONATH & PARKER 1964); die Dicke aller Lagen bleibt konstant und der Scherstrain ist direkt bezogen zum Schenkeleinfallen.

a) - die Deformation erfolgt durch Gleiten im Lagerbau;

- die Falte, die die gleichmäßigste strain-Verteilung über den großen Bereich ergibt, ist diejenige des "chevron"-Falten Modells, die mit dem geringsten strain über den größten Bereich, das Kofferfaltenmodell;
- die Schieferung entwickelt sich senkrecht auf die größte Einengungsrichtung, diese ist parallel dem Lagenbau;
 - b) - die Deformation erfolgt durch Gleiten schräg zum Lagenbau
 - im Scheitel erfolgt keine Deformation;
 - a), b) unterscheiden sich in ihrer Gestalt kaum (HUDLESTON 1973), besonders wenn die einzelnen Lagen dünn sind;
 - das "flexural slip model" (Biegegleitfaltenmodell) ist bei sehr gut entwickeltem Lagengefüge wahrscheinlicher, dickere Lagen können sich der Verformung durch eine Kombination beider anpassen,
 - in inkompetenten Gesteinen geht das Gleiten in den Lagen bald in einen "flexural flow" schräg zum Lagengefüge über.
- ad (3): - vgl. RAMSAY 1967.

Allgemein gilt noch: eine gefaltete Lage kann nur dann hohe Amplitude erreichen, wenn die strain-Verteilung in der Lage nicht rotiert (CHAPPLE 1968).

ad c) - generell kann bei der Aufrechterhaltung der Parallellform einer Falte die Verkürzung unbegrenzt weiterlaufen (DE SITTER 1964, RAMSAY 1967), doch bei geringerem Duktilitätskontrast wird der "buckling"-Prozeß in der Spätphase von einem "flattening"-Prozeß überlagert, bzw. abgelöst, - im t'_α , gegen α -plot (vgl. RAMSAY 1967, p. 361 und Abbildung 3, wobei: $t'_\alpha = t_\alpha / t_0$) wandert die Faltengeometrie zur "similar"-Klasse (vgl. RAMSAY 1967, HUDLESTON 1973).

Interpretation:

Die anfangs definierten Parameter für die Ideal- B_2 -Falte in kompetenten Gesteinen geben nun eindeutig dem Biegegleitfaltenmodell den Vorzug, wesentlich dafür ist:

- durch das durchdringende s_1 -Lagengefüge, das dem Gestein die Schwächezonen vorgibt, ist die Kontrolle für die spätere Deformation gegeben (vgl. PATTERSON & WEISS 1966).

Faltengeometrie, im wesentlichen das Schenkel-Scheitel-Verhältnis und das Lagendicken-Lagenlängen-Verhältnis erlauben das Modell noch enger zu fassen: "chevron fold"-Modell (DE SITTER 1958, RAMSAY 1967, 1974).

Für dieses Modell gilt:

- konstante Dicke des Lagengefüges, Schenkel-Scheitel-Verhältnis $\geq 10:1$,
- die Lage der Hauptstrainachsen entspricht dem Parallelfaltenmodell,
- die Deformation in den kompetenten Lagen wird größtenteils durch Scherung parallel den Lagengrenzen erreicht, nicht durch tangential-longitudinale Deformation, die lageninterne Deformation ist generell gering,
- stark ausgeprägte hkl-Kluftscharen, vgl. Abbildung 1/20, 21;
- Sattelreefe bzw. Scheitelkollapse sind in inkompetenten Material häufig, Taf. 1, Fig. 1,
- "plane strain"-Deformation,
- Dehnung tritt in den Scheiteln auf!,
- erhöhter "shear"-stress in den Gleitbahnen verlangsamt in der Endphase die Faltung; nach diesem Modell stoppt die Faltung bei einem Öffnungswinkel von ca. 60° ; weitere Formänderung geschieht durch "flattening",
- erhöhter "shear"-stress bei der Faltungsinitiation; - nach RAMSAY 1967, Fig. 7-116 läßt sich der Anteil der lageninternen Verkürzung vor dem "buckling"-Prozeß abschätzen, - bei einem t/l (Lagendicke:Schenkellängen) Verhältnis von $\geq 1 : 10$, ergibt sich ca. 20-30 % interne Verkürzung bis die Verformung völlig vom lagenparallelen Gleiten abgelöst wird!

Ein Großteil der beschriebenen Parameter von B_2 -Falten in kompetenten Gesteinen des Untersuchungsgebietes entsprechen diesem "chevron fold"-Modell.

Für inkompetentere Bereiche, weiters für die generell erhöhte B_2 -Deformation im Südteil des Untersuchungsgebietes gilt:

- Kombinationen obiger Modelle treten auf; die Deformation wird nach einer Anfangsphase von homogener Interndeformation durch Scherung parallel dem Lagengefüge und durch tangential-longitudinalen strain erreicht,
- die Hauptstrainrichtungen rotieren, die "flexural-slip" Deformation geht in eine "flexural flow"-Deformation über,
- die generelle class 1B-Falten werden durch "flattening" in class 1C übergeführt,
- diese Einengungen werden durch die Ausbildung von Gleitbrettern weitergeführt, die Rotation des B_2 -strain-Ellipsoides führt zur Ausbildung asymmetrischer Gleitbretter, zu Parasitär-falten, im Extremfall werden Scheitel zwischen s_2 ausgequetscht (vgl. Abbildung 2 k).

Phase b) und c) des Faltungsvorganges werden nun größenordnungsmäßig quantifiziert.

Phase b): Im Gelände wurde an ac-Kluftflächen Ausgangslänge und postdeformative Länge einiger Lagen in B₂-Falten bestimmt (vorwiegend Quarzgänge); die Verkürzung berechnet sich aus:

$$\lambda = \left(\frac{l}{l_0} \right)^2 = (1+\epsilon)^2$$

l Länge nach der Deformation
l₀ initiale Länge (1)

Es ergeben sich Werte zwischen 20 und 100 %, aus Profilausglättungen Werte zwischen 30 und 100 %.

Diese Werte geben größenordnungsmäßig die Gebirgseinengung in NE-SE Richtung während der B₂-Faltungsphase an, dazu kommt die duktile Komponente (Phase a) des Faltungsvorganges), mean: 13,2 %.

Phase c): MILNES 1971 publiziert eine Methode bei der es nur in Scherfalten und Biegefalten möglich ist, die quantitativen Ausmaße der Phase b) und c) des Faltungsvorganges abzuschätzen und die Bedeutung von Phase a) am Gesamtfaltungsvorgang nachzuweisen. Diese Analyse ist nach obigen Ausführungen für den Großteil der B₂-Falten ungeeignet; für einige duktil deformierte Falten aus dem südlichen Verrucanobereich (ca.class 2-Falten) läßt sich diese initiale Verkürzungskomponente nachweisen, ihr Ausmaß am ganzen Faltungsvorgang bleibt gering (zur Methode vgl. RAMSAY 1967, p. 411 ff, MILNES 1971, p. 339).

Die "flattening"-Komponente wurde anhand der duktilen Formänderung einiger Falten abgeschätzt (Änderung der Dicke, zur Methodik siehe RAMSAY, MILNES lit. cit.). Die gemessenen Falten umfassen extreme Formen, im wesentlichen die in Abbildung 3 dargestellten Geometrien. Die Ergebnisse sind in Abbildung 4 dargestellt.

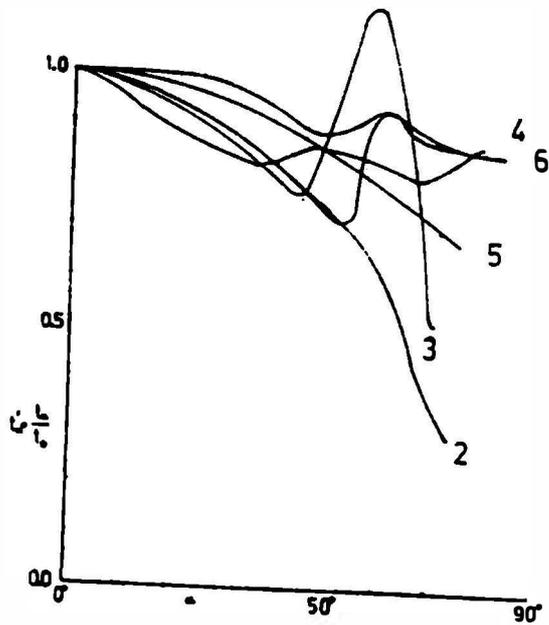


Abbildung 3:

$t^{\alpha} = \frac{t^{\alpha}}{t^{\alpha}}$ -Diagramm für einige "komplizierte" Falten aus dem Deckenstapel (zur Methodik vergleiche RAMSAY 1967)

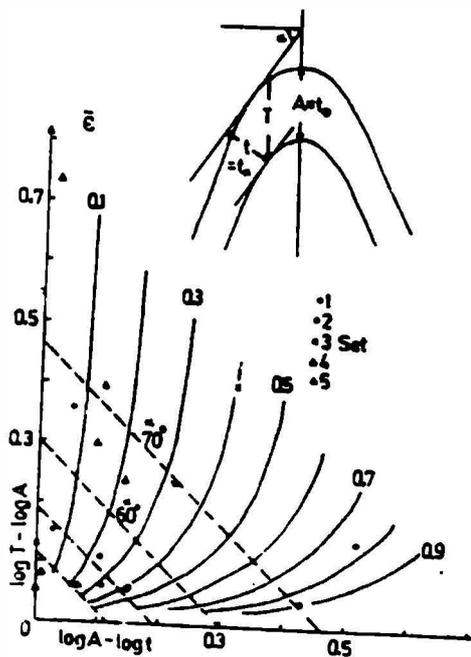


Abbildung 4:

Logarithmisches Dickenverhältnisdiagramm für Parallelfalten modifiziert durch überlagerte homogene Deformation (nach RAMSAY 1967)

$\bar{\epsilon}$ gibt den überlagernden strain
 $\Delta \bar{\epsilon} = 1/2 \ln \left(\frac{\text{lange Achse}}{\text{kurze Achse}} \right)$ des Deformationsellipsoids)

strichlierte Linien geben in 10^0 Intervallen

1. Set "." qu/cc - chl/hgl - Wechsellagerungsfalte ("tight") aus dem Verrucano
2. Set "•", Porphyroidfalte aus der Norischen Decke
3. Set "x", wie 2.
4. Set "▲", Quarzgangfalte ("tight") aus der Norischen Decke
5. Set "△", Quarzgangfalte ("tight") aus dem Verrucano

Fortsetzung Abbildung 4:

Set 1, 4, 5 entsprechen stark gefalteten, kompetenten Gesteinspartien, in denen s_2 schon deutlich nach s_1 rotiert ist, trotzdem ist der s_2 -überlagerte strain klein, Set 2, 3 entsprechen stark s_2 -zerscherzten Parasitär-falten.

Die duktile Verformungsüberlagerung aus Phase c) des Fal-tungsvorganges wird in den strain-Analyseproben (siehe später) als vernachlässigbar angesehen!

Zusammenfassend wird festgestellt:

- die durch die D_1 -Deformation geschaffene flächige Anisotropie erlaubt bei der B_2 -Deformation die Entwicklung von Faltenformen ("chevron"-Falten, Biegegleitfalten), die bei den während der B_2 -Faltung herrschenden PT-Bedingungen gewöhnlich von "flow"-Prozessen (typische Faltenmodelle: Scherfalten, Biegescherfalten) vertreten werden;
- die D_2 -Deformation wird in kompetenten Gesteinen durch Biegegleitfaltung abgebildet, mit geringem irrotationalen strain in den Lagenmitten; die "finite-strain"-Werte, die aufgezeichnet werden geben daher hauptsächlich die D_1 -Deformation wieder (vgl. auch KLIGFIELD et al. 1981).

4. Qualifizierung und Quantifizierung der Deckgebirgsdeformation: "strain analysis" und mechanisches Modell

4. 1. Einleitung

Als Resultat von Neuentwicklungen von Methoden zur geometrischen Strukturanalyse, war es wünschenswert eine komplette dreidimensionale Gefügeanalyse durch den untersuchten Deckenstapel zu versuchen.

Diese regionale Analyse versucht folgende Fragen zu beantworten:

- wie hoch ist der Deformationsbetrag in den aufeinanderfolgenden Niveaus des Deckenstapels?,
- wie groß war die Mächtigkeit des Metasedimentstapels vor der Deformation?,
- welche Deformationsart hat diese Deckgebirgsdecken betroffen?,
- welches Modell beschreibt die strain-Analyseresultate am besten?

4.2. "Strain-analysis" im Triebener Tauern Paß Gebiet (mit Referenzproben aus dem Palten-Liesing Tal und dem Raum Bruck/Mur)

4.2.1. Einführung

Ziele dieser Analyse sind:

- die Berechnung der initialen Gestalt der "strain- marker"-Gerölle und die Abschätzung etwaiger Kompetenzunterschiede zwischen Partikeln und Matrix,
- eine strain-Verteilung im Untersuchungsgebiet zu gewinnen und diese zu interpretieren,
- quantitative und qualitative Aussagen über die Stärke der Verformung in den Deckgebirgsdecken dieses und des weiteren Raumes zu liefern,
- die Auswirkungen des strains auf die stratigraphische Lithosäule zu diskutieren,
- die Beziehungen zwischen den "finite strain" Resultaten und dem regionalen Deformationsstil herzustellen,
- ein Deformationsmodell für den Raum zu diskutieren.

Eine wichtige Annahme bei der mechanischen Analyse von Deckenüberschiebungen betrifft die Starrheit der "footwall and hangingwall rocks" (vgl. BUTLER 1982 zur Terminologie, HSÜ 1969 zum Modell) unter und über der Überschiebungsbahn (typ. Beispiel: Glarner Überschiebung). KEHLE 1970 führt aus, daß der Versatz eines Deckenstapels auch durch einen "simple shear flow" einer décollement-Zone von mehreren 100 m Mächtigkeit zustandekommen kann. So ergibt sich folgende weitere Frage:

- representieren die deformierten Gesteine im Bereich des weiteren Untersuchungsgebietes solch eine décollement-Zone oder wurde die Gesamtdeformation alleinig durch die Bewegung in den Überschiebungsbahnen aufgenommen, wobei die bewegten Blöcke starr blieben und nur untergeordnet Deformation aufnahmen?

4.2.2. Analysemodalitäten

a) Datenanalyse und inkorporierte Annahmen

Das Computerprogramm von MILLER & OERTEL 1979 ("strain-Programm") wurde für die strain-Bestimmung im regionalen Rahmen verwendet. Um die Annahmen zu testen, auf denen

diese Methode beruht, wurde eine typische Probe ausgewählt und mit verschiedenen anderen Techniken untersucht. Die Resultate werden in RATSCHBACHER 1983 diskutiert und die Anwendbarkeit des "strain-Programms" für die folgende Analyse bestätigt.

Ein Großteil der übrigen Proben ähnelt dieser Testprobe. Die Probe K-Lor2 repräsentiert eine extreme Ausbildung, indem von Geländebefund: ss parallel s_1 liegt und eine leicht schiefe ("imbricated") Geröllorientierung vorauszusagen war. Diese Probe wurde mit dem "strain-Programm" und dem "Theta-program" (PEACH&LISLE 1979) zu einem Vergleich untersucht (die obigen Parameter beeinflussen das "strain-Programm" negativ). Tabelle 2 gibt die Ergebnisse der Analyse, damit ist auch die größte Fehler-schwankungsbreite der Analyse aufgezeigt.

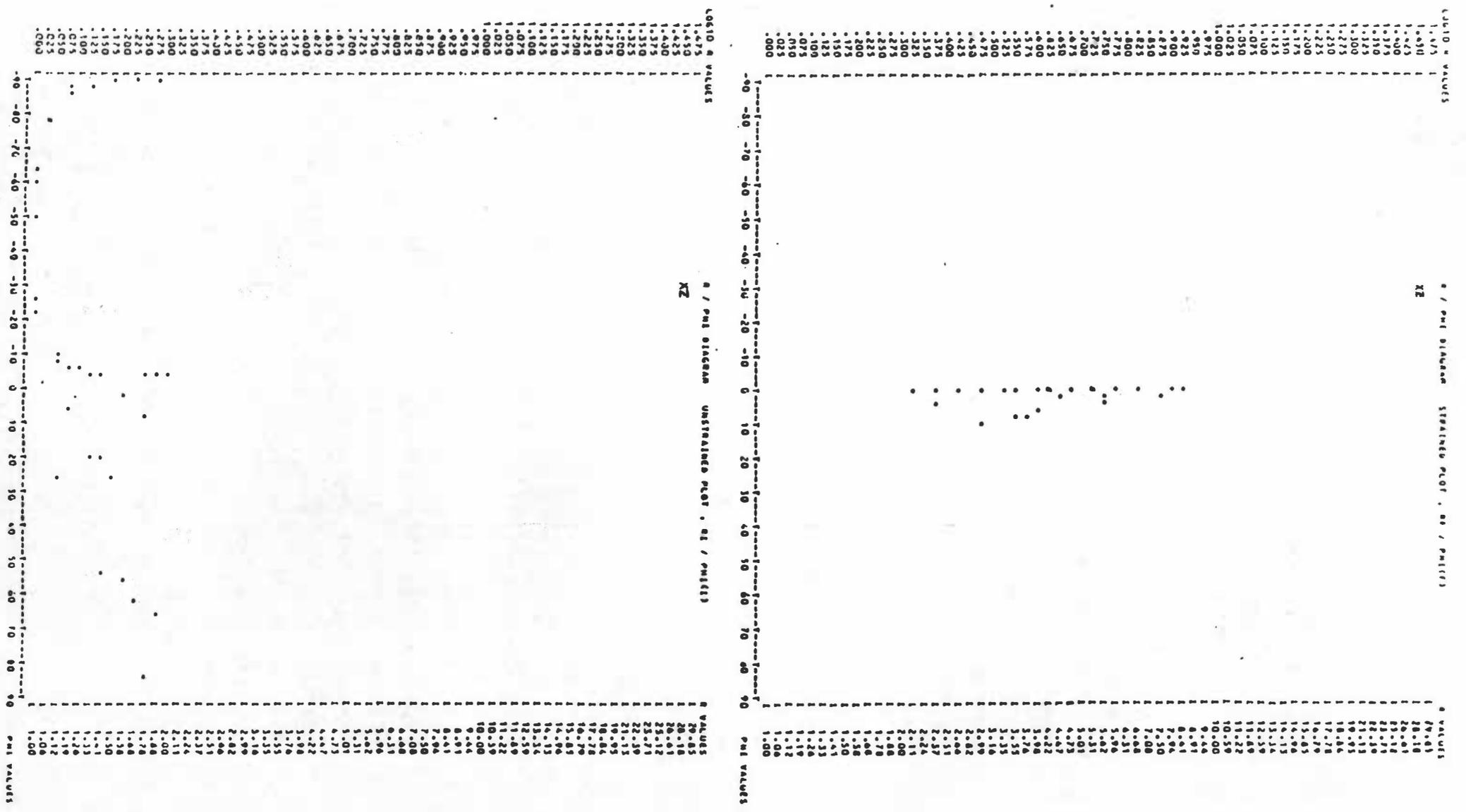
Method-references	X(X_1)	Y(X_2)	Z(X_3)
"Theta-program": PEACH& LISLE 1979/	4,069(0,347)/	1,368(0,123)/	1
	0,832	-0,261	-0,571
"strain-Programm": MILLER & OERTEL	4,514(0,087)/	1.404(0,022)/	1
	0,892	-0,276	-0,616

Tabelle 2: Erläuterung siehe Text; die Zahlen in Klammern bedeuten die SD bei der 3D-Zusammensetzung aus 2D-Daten

Die hohe Standardabweichung ("internal inconsistency") der Werte aus dem "Theta-program" zeigt ein Abweichen der Schnittflächen von den Hauptstrainflächen an, die exakten Werte dürften zwischen den Werten beider Methoden liegen. Abbildung 4 zeigt R_f/ϕ_f und die R_i/ϕ_i -Verteilung in der XZ-Fläche aus dem "Theta-program", diese bestätigt ein "imbricated" Gefüge.

Auch bei anderen Proben der Analyse ist es wahrscheinlich, daß der "strain" einem Geröllgefüge überlagert wurde, das wenigstens geringfügig in der XY-Fläche ausgerichtet war ($s_1=ss$). Das Resultat ist eine Verschiebung des

Abbildung 4: R_f/ϕ_f und R_i/ϕ_i Verteilung in der XZ-Fläche der Probe K-Lor 2 (Theta-program).
 Ein 'imbricated fabric' ist wahrscheinlich!



Feldes der deformierten Geröllformen zu etwas niedrigeren k-Werten (siehe später). Die Signifikanz des Deformationsfeldes ist aber durch "random" Proben getestet und hat, wie auch obige Analyse zeigt, nur geringe Auswirkung.

b) Anzahl der Messungen

Zwischen 40 und 75 Objekte wurden in jeder der drei Hauptflächen gemessen. Der Mittelwert liegt über 50, damit über der Anzahl der für verlässliche Aussagen notwendigen Zahl (vgl. Appendix 12,- RATSCHBACHER 1983).

c) "strain-markers"

Es wurden Konglomeratgerölle verwendet, diese zeigen fast ausschließlich e-lliptischen Querschnitt. Abbildung 5 klassifiziert die deformierten Gerölle sedimentologisch, weitere Daten zum Ablagerungsumgebung, siehe RATSCHBACHER 1983.

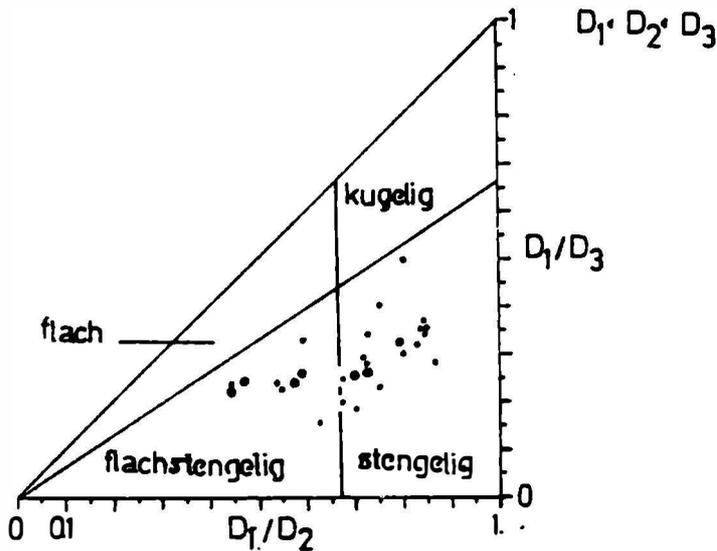


Abbildung 5:
20 Gerölle "." und 7 Mittelwerte von Aufschlußgeröllanalysen "o" aus dem Oberkarbon der Veitscher Decke in der Sunk; Abbildung nach BEHRENS 1977 D... Gerölldurchmesser in cm

Undeformierte Äquivalente existieren im weiteren Untersuchungsraum nicht, aus dem "unstraining"-Analysen ergibt sich ein Übergewicht der initialen Achsenverhältnisse von kleiner 2 : 1 (RATSCHB. 1983). Das stimmt gut mit den durchschnittlichen Verhältnissen für undeformierte Sandstein- und Quarzgerölle, angegeben von SNEED&FOLK 1958, WENWORTH 1925, GARROH 1951, FLINN 1956, MOSS 1961, 1966 überein.

Sie geben einen Faktor von ca. 1,65 : 1 (vgl. dazu den Faktor 1,602(0,16):1, ermittelt nach dem "Theta-program" aus der Probe I). Gerölle in der Umgebung von großen Klüften wurden ^{wegen} des inhomogenen strain-Feldes nicht gemessen.

Die "strain-markers" der Probe N25 sind deformierte Porphyroquarze aus dem Blasseneckporphyroidäquivalent der Norischen Decke. Kompaktion dürfte hier etwas größere Ausmaße erreichen (vgl. höheren "flattening" strain in Tabelle 3), auch besteht ein höherer Duktilitätskontrast zwischen den Markern und der Matrix. Den erhaltenen Ergebnissen muß größere Schwankungsbreite zugebilligt werden. Die Probe OK10 erlitt neben Dislokationsdeformation einen hohen Anteil an Drucklösungsveränderung; darüber wird in Kap. 5 diskutiert.

d) Auswahl der Probenlokalitäten

Um eine Übersicht über das Gesamtgebiet um den Triebener Tauern Paß zu erlangen, wurde ein den Aufschlüssen entsprechendes Netz beprobt. Verrucano, Veitscher und Norische Decke wurden berücksichtigt. Ein gut aufgeschlossenes Areal wurde dichter beprobt um Anhaltspunkte für die strain-Verteilung in der Umgebung der Norischen Überschiebung zu erlangen. Referenzproben für regionale Vergleiche stammen aus dem Raum nördlich des Palten-Liesingtales (Kurze Teichen N Kalwang, Jh. Don, - Norische Decke) und aus dem Raum Bruck/Mur (Veitscher Decke). Es wurde versucht, vergleichbare Gesteine zu beproben.

e) Orientierungsanalyse

Siehe Abbildung 1. Wie die Analyse zeigt, ist im Bereich der Meßgenauigkeit die X-Richtung durch str_1 , Z durch die Normale auf s_1 , Y durch die Senkrechte auf beide repräsentiert. Die Daten zeigen deutlich die Faltung der XY-Ebene um die Streckungsrichtung (X), während der nachfolgenden Deformationen. Die relative breite Streuung der x-Richtung wird auf inhomogenen D_1 -strain und spätere Faltungen zurückgeführt.

f) Fluktuation der Geröllorientierung

Die einzelnen Gerölllängsachsen zeigen eine deutliche Schwankung in den betrachteten Flächen ("fluctuation in orientation", CLOOS 1947). In Abbildung 6 a,b wurde die Fluktuation gegen das Achsenverhältnis der deformierten Gerölle für die XZ-Fläche zweier verschieden stark deformierter Geröllpopulationen aufgetragen. Dazu wurden theoretische Fluktuationenkurven, kalkuliert nach RAMSAY 1967, eq. 5-24 eingetragen. Die Differenz im strain manifestiert sich durch geringe Unterschiede in der Fluktuation. Höher deformierte Gerölle haben generell geringere Fluktuation. Für alle Gerölle in beiden Proben gilt: $R_s > R_i$, weil der 90° -Fluktuationswinkel nie erreicht wird (vgl. Abbildung 130c, 134 a-c in RATSCHBACHER 1983).

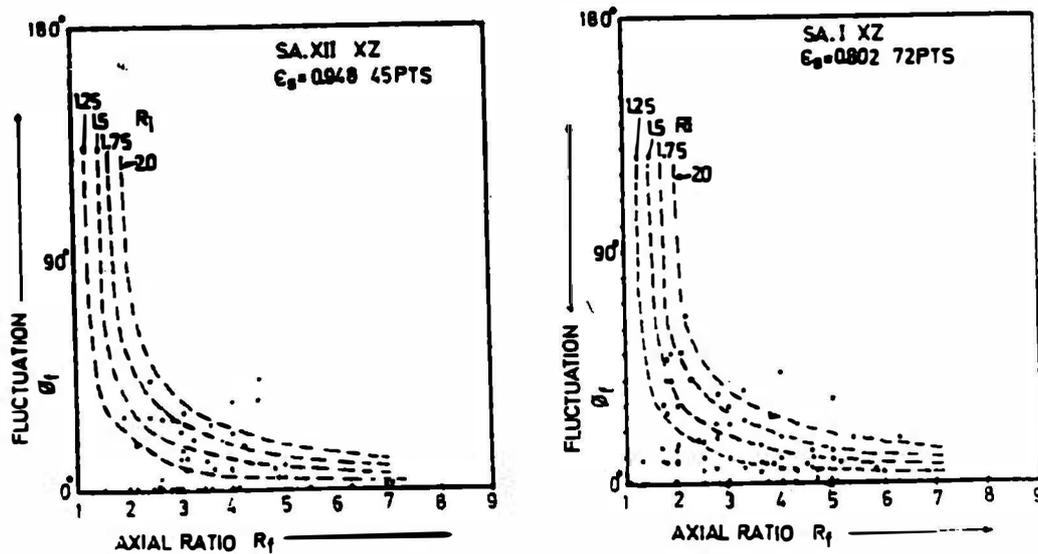


Abbildung 6a,b

Diagramme der maximalen Variation (Fluktuation) in der Orientierung der Längsachsen von deformierten Geröllen aus dem Triebener Tauern Paß Areal, Erläuterungen siehe Text

g) Partikel-Matrix Betrachtungen

In einigen Proben tritt ein Abweichen der Schieferung um große Gerölle auf. Das zeigt: diese Partikeln haben unterschiedliche Duktilitäten zur Matrix. Dieses Ausbiegen der Schieferung tritt fast ausschließlich bei größeren Geröllen auf (vgl. Taf. 8, Fig. 10), die relativ lose gepackt sind, ca. 25 %. Strain-Bestimmungen von Aufschlüssen mit einer hohen Anzahl solcher Gerölle liefern nur einen Minimalwert für die Gesamtgesteinsdeformation. GAY 1968a, b zeigt, daß bei ansteigenden Verhältnis Partikeln: Matrix eine signifikante Reduktion im Duktilitätsverhältnis zwischen Partikel und Matrix auftritt. Abgeschätzte und errechnete Geröllanteilprozentage aus den YZ-Flächen (geringste Deformation) ergeben einen Mittelwert von 25 (10,7)%. Nach GAY 1968a (Fig. 10, eq. 26, p. 227-228) ist eine signifikante Reduktion des Duktilitätsverhältnisses für einen Großteil der Proben zu erwarten.

Für diese Studie wurde das Kriterium einer möglichst unabgelenkten Schieferung um Gerölle als Indikation für homogenen strain und fehlenden Duktilitätskontrast verwendet und bei der Beprobung beachtet. Die gelingt aber nicht in allen Fällen.

Die obig angegebenen Gerölldichten können zur Berechnung eines Viskositätsverhältnisses zwischen den Geröllen und dem Geröll-Matrix-System verwendet werden (vgl. Fig. & eq's in GAY 1968a, b, 1969). Für eine Demonstration wurde verwendet: ein Viskositätsverhältnis von ca. 1,5 zwischen Quarzitgeröllen und quarzitischeschiefriger Matrix (vgl. Tabellen II, III in GAY 1968b), eine mittlere Gerölldichte von 25 % und das mittlere Deformationsellipsoid im Gebiet (Achsenverhältnis 3,13:1,43:1, siehe später). Daraus bestimmt sich eine Viskositätsdifferenz (R_m , vgl. Fig. 10, GAY 1968a) von ca. 1,1. Das ergibt ein mittleres Deformationsellipsoid für das Gesamtgestein von 3,44:1,57:1. Nimmt man einen etwas höheren Wert für den materialbedin-

ten Viskositätsunterschied an, z. B. 2:1, so ergibt sich für R_m ca. 1,5 und das Achsenverhältnis des mittleren strain-Ellipsoides steigt beträchtlich (4,7:2,1:1).

Wegen der Ungenauigkeit der Bestimmung des Viskositätsverhältnisses R_m (GAY gewinnt bei seinen regionalen Arbeiten fast ausschließlich den Wert 1.0), der Variation der Matrixzusammensetzung und der komplexen und noch nicht ausreichend untersuchten Natur dieses Duktilitätsproblems, wurden die Probenwerte für die regionale Analyse nicht in dieser Art rekalkuliert. Im Hinblick auf diese Unsicherheiten wird der strain als Minimalwert angesehen.

Aus obigen Berechnungen ist offensichtlich, daß der Duktilitätskontrast die wichtigste Limitation bei der strain-Bestimmung aus Konglomeraten ist. Es sei aber betont, daß sich dabei zwar die Intensität der Deformation ändern kann, nicht aber die Form des strain-Ellipsoids!

h) Volumsveränderungen

WOOD 1974 gibt aufgrund von Dichtebestimmungen in Ton-schiefern ("shales") maximal 10 % Volumsverlust in diesen Gesteinen an, dies erzeugt nur geringe Irrtümer in der Analyse. Dadurch ist eine Obergrenze des Volumsverlustes in der Matrix der betrachteten Gesteine gegeben. SIDDANS 1977 findet ähnliche Werte. Folglich dürfte die Reduktion der stratigraphischen Mächtigkeit durch die postdiagenetische Volumsreduktion während der Deformation gering sein. Wenn jedoch diese Volumsreduktion berechnet werden könnte, würden die stratigraphischen Mächtigkeiten höher sein, als die im folgenden Abschnitt für das Gebiet angegebenen.

Eine andere Ursache für Volumsreduktion stellen diffusive Deformationsprozesse dar (Drucklösung, für eine moderne Zusammenstellung siehe McCLAY 1977). "Pit" ("Lochfraß")-Kontakte bei den Geröllen sind selten. Der Einfluß der diffusiven Prozesse auf die strain-Analyse ist vernachlässigbar, ihre Gesamtbedeutung wird später diskutiert.

4.2.3. Verteilung und Art der Verformung

Die Resultate der kompletten dreidimensionalen Analyse sind in Tabelle 3 zusammengefaßt.

a) Datendarstellung

Die zwei wichtigsten, derzeit angewendeten Darstellungsarten werden präsentiert. Erstens um verschiedene strain-Aspekte besser herauszuarbeiten und zweitens um einen Vergleich mit den Resultaten anderer Analysen zu gestatten.

(1) Der "deformation plot", entwickelt von FLINN 1956, 1962, 1978 und RAMSAY 1964, 1967.

(2) Ein dreiaxiales, planares Diagramm beschrieben von NADAI 1963, HSÜ 1966 und OWENS 1974, mit Abänderungen durch BURNS & SPRY 1968 und MUKHOPADHYAY 1973.

(1) Der "deformation plot":

Er erlaubt zwischen: "flattening, constrictional" und "plane" strain Deformation zu unterscheiden. Das Darstellungsfeld umfaßt dreiachsiale Ellipsoide mit $X \geq Y \geq Z$, mit reinem "flattening", einem von zwei Spezialfällen, mit $X=Y > Z$, entlang der Abszisse und reinem "constriction" ($X > Y=Z$) entlang der Ordinate. "Plane"-strain tritt bei $Y=1$ auf. Normale wie logarithmische Koordinaten werden in der Literatur verwendet. Logarithmische Koordinaten haben den Vorteil, daß Dimensionsänderungen für alle strain-Ellipsoide durch Linien (ohne Volumsänderungen) repräsentiert werden, wodurch Deformationsschritte ("deformation paths") leichter in Bezug auf ihre strain-Komponenten ("incremental strain components") interpretiert werden können. WOOD 1973, 1974 hat einen solchen "deformation plot" mit $\log X/Y$ zu $\log Z/Y$ konstruiert, wobei man Änderungen in X, Y und Z des strain-Ellipsoides relativ zur Einheitskugel (gleiches Volumen) für jede Probe sofort bestimmen kann. Abbildung 7 a faßt die Daten aus dem Palten-Liesingtal in diesem Diagramm zusammen.

Probe OK10 wird nicht näher behandelt, da dieses Gestein ("Quarzwacke") Drucklösung unterlag und es offenkundig ist, daß die Aussagekraft der R_f/ϕ_f -Methoden bei solchen Situa-

Tabelle 3: Verformungsanalysenwerte

Kolumnen: Probennummer

Strainellipsoidhauptachsen mit SD (darunter)
 Ellipsoidachsen mit $Z=1$ und Änderungsbeträgen der
 Hauptachsen in Bezug zur Einheitskugel in % (darunter)
 Elongation (ϵ - "principal strains")
 Principal natural strains ($\bar{\epsilon}$)
 "strain intensity factor" (e_s - NADAI 1963)
 ν - Lode's Parameter (LODE 1926)

Probengruppen: I - UK53: Veitscher Decke

I(10) - I (60): unterschiedlicher Dateninput in Probe I

RA-X - R-Lor1: Alpiner Verrucano

N25: Norische Decke

- alle Triebener Tauern Paß

KGNK 1,2: Norische Decke, Kalwanger Gneiskonglomerat
 der Kurzen Teichen

STR 1: Veitscher Decke NW Dietmannsdorf

B17 - BS6: Veitscher Decke E Bruck/Mur

Tabelle 4: Mittlere Verformungswerte

Einheit

	e_s		%X	%Y	%Z	N
Norische Decke	0,69(0,13)	0,058(0,12)	61,4(13,0)	2,1(4,7)	38,9(6,2)	3
(Teichen)	0,63(0,12)	-0,003	57,0(15)	-0,32(2,7)	-35,9(4,5)	2
Veitscher Decke	0,845(0,15)	-0,413(0,25)	94,7(26)	-13,8(8,5)	-39,4(5,2)	17
Alpiner Verrucano	0,843(0,08)	-0,525(0,199)	95,5(15,8)	-18,0(7,2)	-37,3(0,7)	3

Mittelwerte:

Achsalverhältnis (X:Y:Z): 3,13(0,59):1,43(0,21):1

%(distortion in X/Y/Z): 89,9: -13,2: -39,3

e_s : 0,824(0,142)

ν : -0,365(0,281)

ϵ : 0,889: -0,13: -0,393

$\bar{\epsilon}$: 0,636: -0,139: -0,499

Mittelwert Veitscher Decke Bruck/Mur

% : 79,4(13,3): 2,87(5,3): -45,6(2,6)

Achsalverhältnis: 3,31(0,36): 2,21(0,52): 1

ϵ : 0,794(0,133): 0,0286(0,053): -0,456(0,026)

$\bar{\epsilon}$: 0,582(0,075): 0,0273(0,052): -0,61(0,048)

tionen limitiert ist.

Das mittlere strain-Ellipsoid im untersuchten Gebiet (Palten-Liesingtal) hat ein Achsenverhältnis von 3,13:1,43:1, was einer Streckung in der X-Richtung um 91% und einer Verkürzung um 13% in Y bzw. 39% in Z gleichkommt.

(2) Dreiachsiales, planares Diagramm (Nadai-plot")

Für den speziellen Fall der "strain analysis" ist es üblich nur ein Sechstel des Diagrammes zu verwenden (HOSSACK 1968, OWENS 1974). Die nach links gerichtete Komponente ist "prolate" um die X-Achse ("constrictional or cigar shapes") des strain-Ellipsoids, die rechts-gerichtete Koordinate ist "oblate" um die Z-Achse ("flattening or pancake shapes"). Die Winkelhalbierende representiert "plane"-strain.

Zwei Parameter beschreiben die Größe und die Symmetrie des strain-Ellipsoides:

e_s ("strain intensity factor = strain magnitude") mißt die "total intensity of the distortional component of strain" und wurde von NADAI 1963 definiert.

$$e_s = \frac{3}{2} \cdot \bar{\gamma}_0 \quad (2)$$

$\bar{\gamma}_0$ ist der "natural octohedral unit shear" (NADAI 1963) und gibt den Betrag der Scherung entlang einer Oktaederfläche an, wobei die Achsen des regelmäßigen Oktaeders parallel den Hauptstrainrichtungen sind. Dieser "unit shear" ist ein absolutes Maß der Größe der "distortional" (rotationalen) Komponente der Verformung in jeder Deformation von beliebiger Symmetrie.

$$\text{Es gilt: } \bar{\gamma}_0 = \frac{2}{3} \cdot \sqrt{(\bar{\epsilon}_1 - \bar{\epsilon}_2)^2 + (\bar{\epsilon}_2 + \bar{\epsilon}_3)^2 + (\bar{\epsilon}_3 - \bar{\epsilon}_1)^2} \quad \text{NADAI 1963} \quad (3)$$

$$\text{mit } \bar{\epsilon} = \ln(1 + \epsilon) \text{ und } \bar{\epsilon}_1 > \bar{\epsilon}_2 > \bar{\epsilon}_3 \text{ (natürliche strain)} \quad (4)$$

$$\text{mit } \epsilon = \frac{l - l_0}{l_0} \text{ (elongation) und } \epsilon_1 > \epsilon_2 > \epsilon_3 \quad (5)$$

l_0 ... initiale Länge einer Linie; l ...Länge der Linie nach der Deformation; Verkürzung wird durch negative Elongation

beschrieben.

ϵ_s ist unabhängig von Volumsänderung und ist qualitativ proportional zur mechanischen Arbeit, die der rotationalen Komponente der Verformung entspricht. Daraus ergibt sich: Minimale Arbeit wird entlang eines Weges ("path"), der durch eine Linie mit konstanter Symmetrie representiert wird, geleistet. Diese Aussage ist nur möglich, wenn die Deformation dem einfachst möglichen "strain-path" folgt; daher nicht anwendbar in Bereichen mit überlagernden ("superimposed") strains (GAY 1969, SANDERSON 1976).

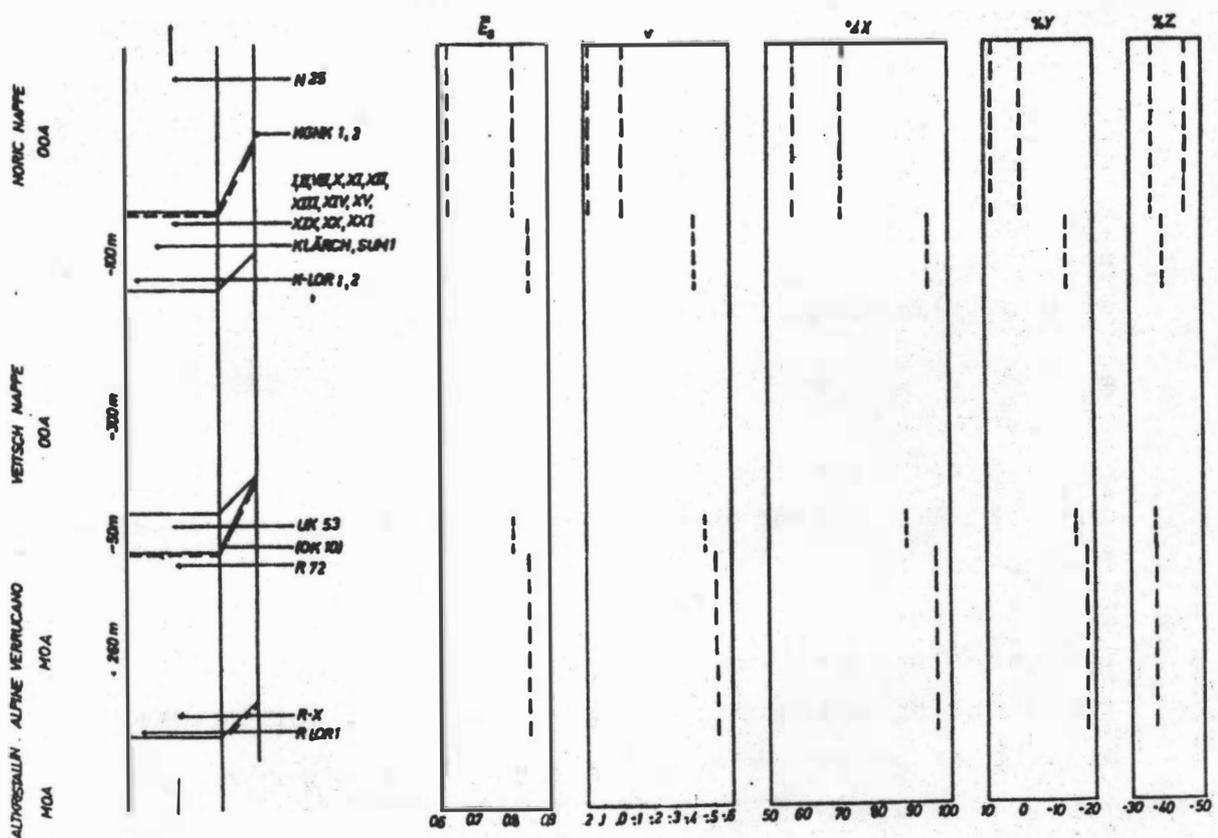


Abbildung 8:

Idealisiertes Säulenprofil durch den Deckenstapel im Triebener Tauern Paß Gebiet mit der Variation im ϵ_s , ν , %X, %Y, %Z; Mächtigkeitsangaben sind Abschätzungen aus dem Gesamttraum des Paß Areal; in Abschnitt für die Norische Decke gibt die linke strichlierte Linie die Daten aus dem "Kurze Teichen Areal", in der - Kolumne ist es umgekehrt; Erläuterungen siehe Text

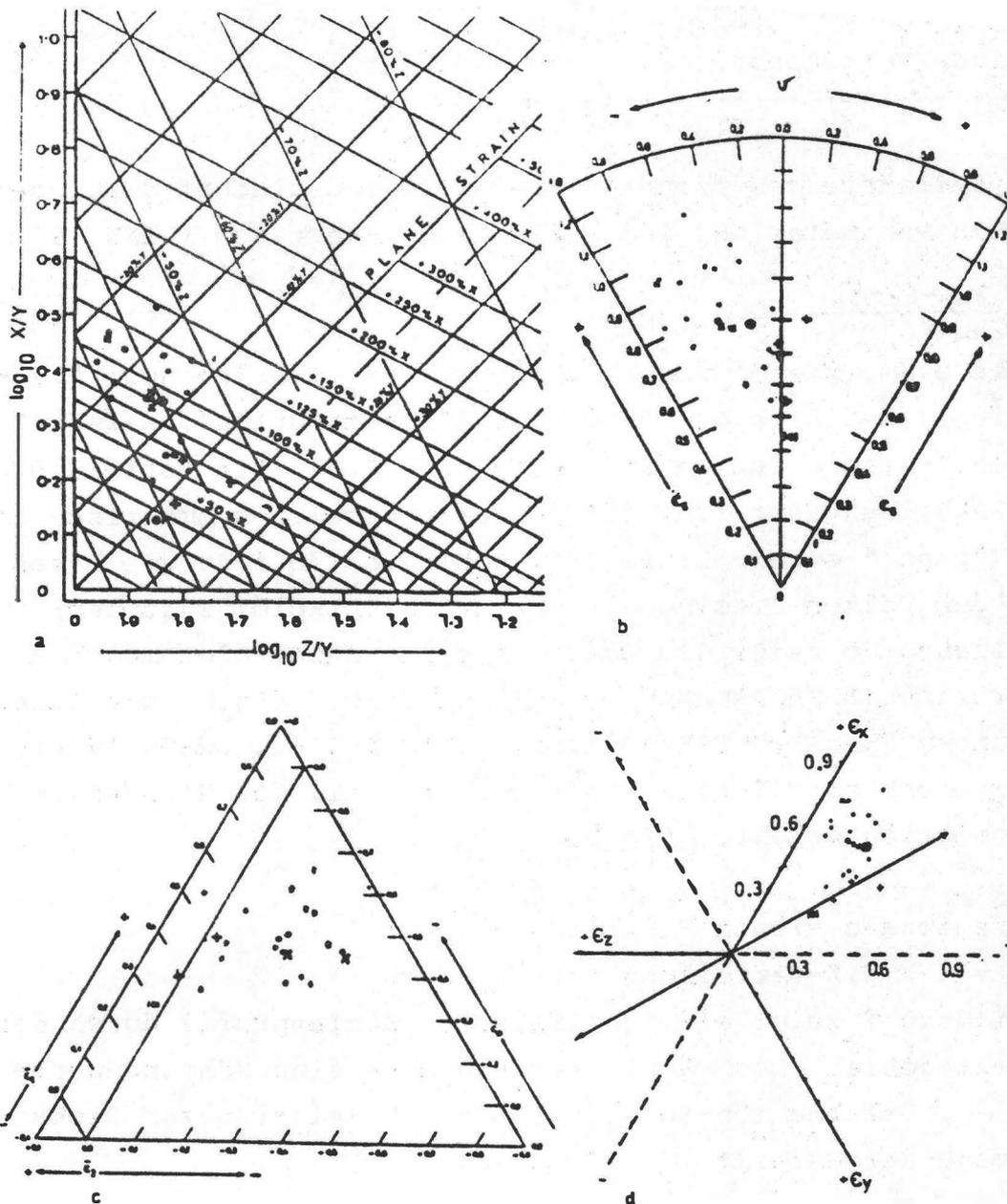


Abbildung 7 a-d

Datendarstellung der Proben aus dem Palten-Liesingtal

a) "deformation plot" nach WOOD 1973, 1974

b) "tree axis planar diagram, NADAI-plot"

c) NADAI-plot modifiziert nach MUKHOPADHYAY 1973, "plane"-strain Linie eingezeichnet

d) 'Nadai-Owens-plot' (NADAI 1963, OWENS 1974)

Norische Decke "+"
 Veitscher Decke (Oberkarbon)....."."
 (Unterkarbon)....."o"
 Alpiner Verrucano....."x"
 mean....."●"

Die Symmetrie des "finite strains" ist definiert durch den LODE'S Parameter und ist analog zum k-Wert von FLINN 1962.

$$\gamma = \frac{2\epsilon_2 - \epsilon_1 - \epsilon_3}{\epsilon_1 - \epsilon_3} \quad (\text{LODE 1926}) \quad (6)$$

Diese Symmetriekomponente variiert von +1.0 (reines "flattening", $X=Y>Z$, $k=0.0$) bis -1.0 ("constriction", $X>Y=Z$, $k=\infty$), "plane"-strain ist wo $Y=1$ ($\gamma=0.0$, $k=1.0$). Ein Vorteil dieser Abbildungsart ist, daß der Wertebereich symmetrisch um die "plane"-strain Linie ist. Abbildung 7b faßt die Daten aus dem Palten-Liesingtal in einem NADAI-plot zusammen; Abbildung 7c zeigt die Daten in einem NADAI-plot modifiziert nach MUKHOPADHYAY 1973; Abbildung 7 d gibt die Daten in einem "NADAI-OWENS"-Diagramm (NADAI 1963, OWENS 1974). Letztere Darstellungsart hat den Vorteil, daß Richtungsinformation erhalten bleibt.

b) regionale strain-Verteilung

ϵ_s, γ , & X, Y, Z-Verteilung

Abbildung 8 zeigt ein idealisiertes Säulenprofil durch das Arbeitsgebiet. Die Mächtigkeitenangaben sind Näherungswerte.

ϵ_s, γ , Deformation in X, Y, Z sind in Relation zur Deckenabfolge dargestellt.

mittlere Deformation

Für die folgende Analyse wird eine Kugel als initiales Äquivalent zum Deformationellipsoid angenommen. Volumskonstanz vorausgesetzt gilt:

$$\frac{4}{3} \cdot \pi \cdot r^3 = \frac{4}{3} \cdot \pi \cdot \frac{D_1}{2} \cdot \frac{D_2}{2} \cdot \frac{D_3}{2} \quad (D_1 \ D_2 \ D_3 \ \dots \text{ Durchmesser des strain-Ellipsoides}) \quad (7)$$

$$r = \sqrt[3]{\frac{D_1 \cdot D_2 \cdot D_3}{2}} \quad (8)$$

Daraus läßt sich nach (9) die %-Längung bzw. Verkürzung berechnen:

$$\% \text{ distortion} = \frac{A-r}{r} \cdot 100 \quad A = \frac{D_1}{2} \text{ bzw. } \frac{D_2}{2} \text{ bzw. } \frac{D_3}{2} \quad (9)$$

Die mittlere Deformation der verschiedenen Einheiten ist in Tabelle 4 zusammengefaßt.

Diskussion

Die durchschnittliche Deformationsstärke ist in ganzen Untersuchungsgebiet bemerkenswert konstant (niedrige SD, vgl. Tabelle 3, 4). Die Verkürzung in Z (normal zur "slaty cleavage") zeigt die geringste Variation (Tabelle 3:31-48%). Nach Tabelle 5 hängt die Variation von ϵ_s nicht vom Volumsanteil der Gerölle in den Proben ab. Es läßt sich aber ein Einfluß der Konglomeratlagendicke, aus dem eine Probe stammt, nachweisen.

specimen	I	II	VII	X	XI	XII	XIII	XIV	XV	XIX
ϵ_s	0,802	0,746	0,559	0,819	1,404	0,948	0,92	0,806	0,954	0,958
% pebbles	22,2 ⁺	20	7,5	43,3 ⁺	45,3 ⁺	35	7,5	13	15	35
	XX	XXI	SUM 1c	K-Lor1	K-Lor2	K-LX 1	UK53	RA-X	R 72	
	0,849	0,691	0,703	0,964	1,118	0,667	0,8	0,935	0,785	
	38,3 ⁺	20	45	5	10	7,5	7	20	10	
	R-Lor1	R 25	KQNK 1	KQNK 2						
	0,808	0,804	0,55	0,716						
	20	18,5 ⁺	3	10						

Tabelle 5: Beziehung: Strainintensität - Volumsprozent Gerölle, Werte mit "+" berechnet, andere geschätzt.

Die meisten Proben mit etwas geringerem ϵ_s und auch r (Proben: VII, XXI, R72) stammen aus Konglomeratlagen unter 1m Mächtigkeit eingeschaltet in Phyllitäreale. Teile der Verformung scheinen von diesen inkompetenten Partien aufgefangen worden zu sein. Die Signifikanz der Verformungsdaten dieser Proben ist dennoch gegeben; das beweist auch eine graduelle Ab- bzw. Zunahme der Verformungsparameter in Annäherung an diese Proben, damit das Einpassen in generelle Trends.

Die korrekten Werte dürften etwas höher (e_s) bzw. mehr im "constrictional"-Feld liegen, das Gesamtbild verändert sich dadurch nicht.

Die Variation der Symmetriekomponente (ν) steht im Groben, aber nicht direkt mit der strain-Intensität (e_s) in Beziehung.

Weitere Probennahme in der Norischen Decke muß klären:

- ob die Diskrepanz in der Symmetrie der Deformation (ν) und in der Dehnung bzw. Verkürzung in X bzw. Y zu den basalen Decken so ausgeprägt ist, Beachtung verdient weiters:
- N25 hat sehr wahrscheinlich höheren Kompaktionsstrain erlitten, was den Z-Wert erhöht, die Dehnung in X schwächt,
- die Proben KGNK 1,2 wurden ca. 30km NE der übrigen Proben genommen. Bei ähnlicher Gefügeentwicklung ist generell Analogie gegeben, doch liegen diese Proben näher dem Vorland. Als weitere Möglichkeit läßt sich eine prä-alpine "flattening"-Deformation, die das alpine Deformationsellipsoid in obiger Weise beeinflusst, diskutieren (mit $s_{\text{voralpin}} = s_{\text{alpin}}$), sie wird vom Geländebefund her als unbedeutend erachtet.

Aus der regionalen Verteilung lassen sich folgende Schlüsse ziehen:

- im Gesamtprofil geben höhere e_s -Werte generell ν -Werte näher -1 (die Deformation wird mehr "constrictional"),
- e_s nimmt durch den untersuchten Deckenstapel kontinuierlich, ohne markanten Bruch, ab (ins Hangende),
- ν nähert sich -1 ("more constrictional"), mit dem Fortschreiten ins Liegende des Deckenstapels (d.H. die Verkürzung nimmt ins Hangende ab),
- die Dehnung in X wird ins Hangende schwächer,
- die Verkürzung in Z nimmt ins Hangende zu (der "flattening"-strain steigt),
- generell liegt hohe Deformationshomogenität vor, obwohl:
 - ein größeres Gebiet betrachtet wird,
 - verschiedene Ablagerungsumgebungen eingeschlossen sind,
 - die Gesteine verschiedenen Alter und unterschiedliche großtektonische Position haben.

Die Grundlagen für eine strain-Konturierung (vgl. CLOOS 1947, HOSSACK 1968, TOBISCH et. a., 1977, CHAPMAN et al., 1979) für das Gesamtgebiet (hohe Datendichte) fehlen im Untersuchungsgebiet, eine solche war auch nicht das Ziel.

Ein ausgewähltes Detailgebiet (Grenze Norische-Veitscher Decke im Sunk-Ausgang) wurde für einen Versuch ausgewählt. Die Resultate werden nun mit einiger Genauigkeit diskutiert:

Abbildung 9 a,b zeigt konturierte Karten für e_s und ν .

Sofort ist ersichtlich:

- ein Fehlen von Daten,
- die Einflüsse der D_2 -Faltungsdeformation auf die strain-Parameterverteilung.

Die folgende Analyse soll vorläufigen und mehr theoretischen Charakter haben. Es soll gezeigt werden, wie strain-Analysendaten auch zur Klärung von strukturell komplizierten Detailgebieten herangezogen werden können und Anhaltspunkte zur Bedeutung wichtiger tektonischer Strukturen (z.B. Überschiebungen) liefern können. Folgende Annahmen liegen zugrunde:

- die aus den vorliegenden Daten interpolierten Konturierungen stimmen im wesentlichen,
- die strain-Daten representieren im wesentlichen die D_1 -Deformation (siehe Punkt 2 und die nachfolgende Analyse).

Abbildung 10 a,b zeigt ein Profil quer zur Faltenachsenrichtung und senkrecht zur D_1 -Streckungsfaser, also in der YZ-Fläche des strain-Ellipsoides konstruiert aus den e_s bzw. ν Werten. Wegen der im Gelände bestimmbaren Lage der Norischen Überschiebungsfläche ist nur diese Großstrukturekonstruktion möglich. Nichtbestimmbare Parasitär-falten sind wahrscheinlich.

Folgende Merkmale lassen sich ablesen:

- e_s nimmt mit Annäherung an die Überschiebungsbahn zu,
- e_s nimmt in höhere Stockwerke ab,
- die Überschiebungsbahn schneidet die e_s -Konturen lateral (Abbildung 9a, 10a),
- durch die Variation der e_s -Werte zusammensetzbare Großfaltenstrukturen (Abbildung 10a) gleichen im wesentlichen den tatsächlichen Großfalten,
- ν nimmt mit Annäherung an die Überschiebungsfläche zu (näher 0.0),

- ν nimmt in höhere Stockwerke ab,
- e_s und ν sind im wesentlichen invers korreliert (Abbildung 9b, 10b)!!!!,
- die Überschiebungsbahn schneidet die ν -Konturen lateral (Abbildung 9b, 10b).

Daraus werden folgende Schlüsse gezogen:

- das "finite"-strain Ellipsoid representiert im wesentlichen die D_1 -Deformation (Abbildung 10a), diese ist auch innerhalb der Deckenkörper hoch (Abbildung 10a), ist aber an den Überschiebungsbahnen gesteigert,
- die Überschiebungen liegen, im Bereich der Meßgenauigkeit, den XY-Ebenen des strain-Ellipsoids parallel (vgl. Abbildung 10a, 12, Geländedaten);
- D_2 -Faltung (damit duktile Deformation) beeinflusst das "finite"-strain Ellipsoid folgendermaßen:
 - weitere Großfaltenrotation (z.B. Bereich Lifteneck-Abbildung 9a) erhöht die strain-Werte;
 - unterschiedlich weite Rotation (damit unterschiedlich starker D_2 -strain Einfluß) bewirkt das laterale "cross-cutting" der Konturlinien mit den Deckengrenzen (vgl. Abbildung 9 a,b; 10a,b)
- die inverse Korrelation von e_s , ν -Verteilung
 D_2 -Faltung: Einengung des strain-Ellipsoids in der Y-Richtung durch duktile Einengung parallel des D_1 (ss)-Lagebaues ("layer-shortening"); - in Bereichen Aufhören (bzw. Verminderung) der Y-Einengung durch "buckeling" des Lagengefüges; Fortführung der Einengung in Y durch weitere Verkürzung in Y in den Schenkeln der B_2 -Falten (Erhöhung von e_s , Verminderung von ν (höher negative Werte)), Aufhören der lagenparallelen Verkürzung.
- Ausbildung, Lage, strain-Verteilung der Norischen Überschiebung ist durch die D_1 , D_2 -strain-Verteilung erklärbar, der D_1 und D_2 -Deformation zugeordnet, deshalb alpidisch.

ABB.: 9 a
E_g-KONTURKARTE

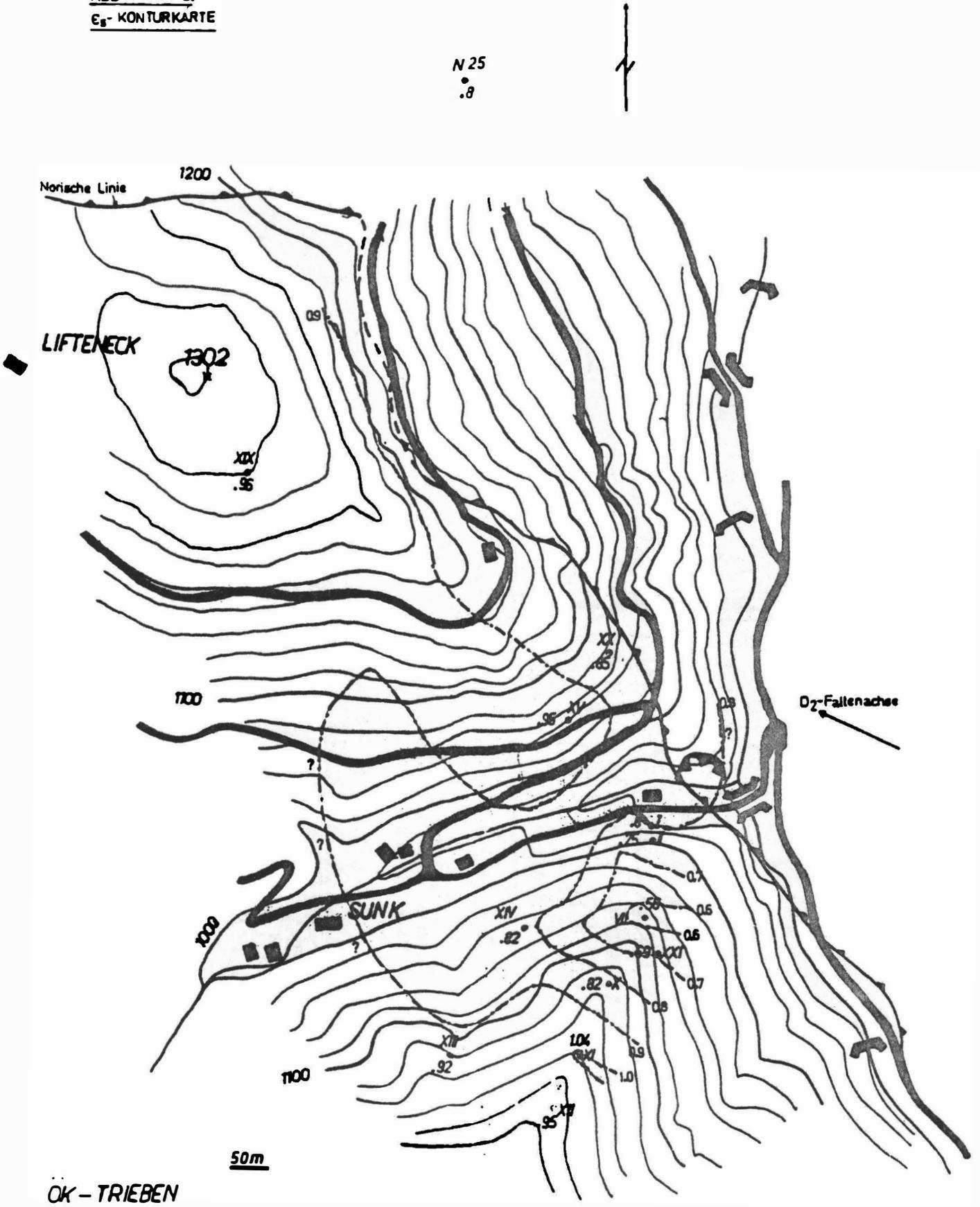
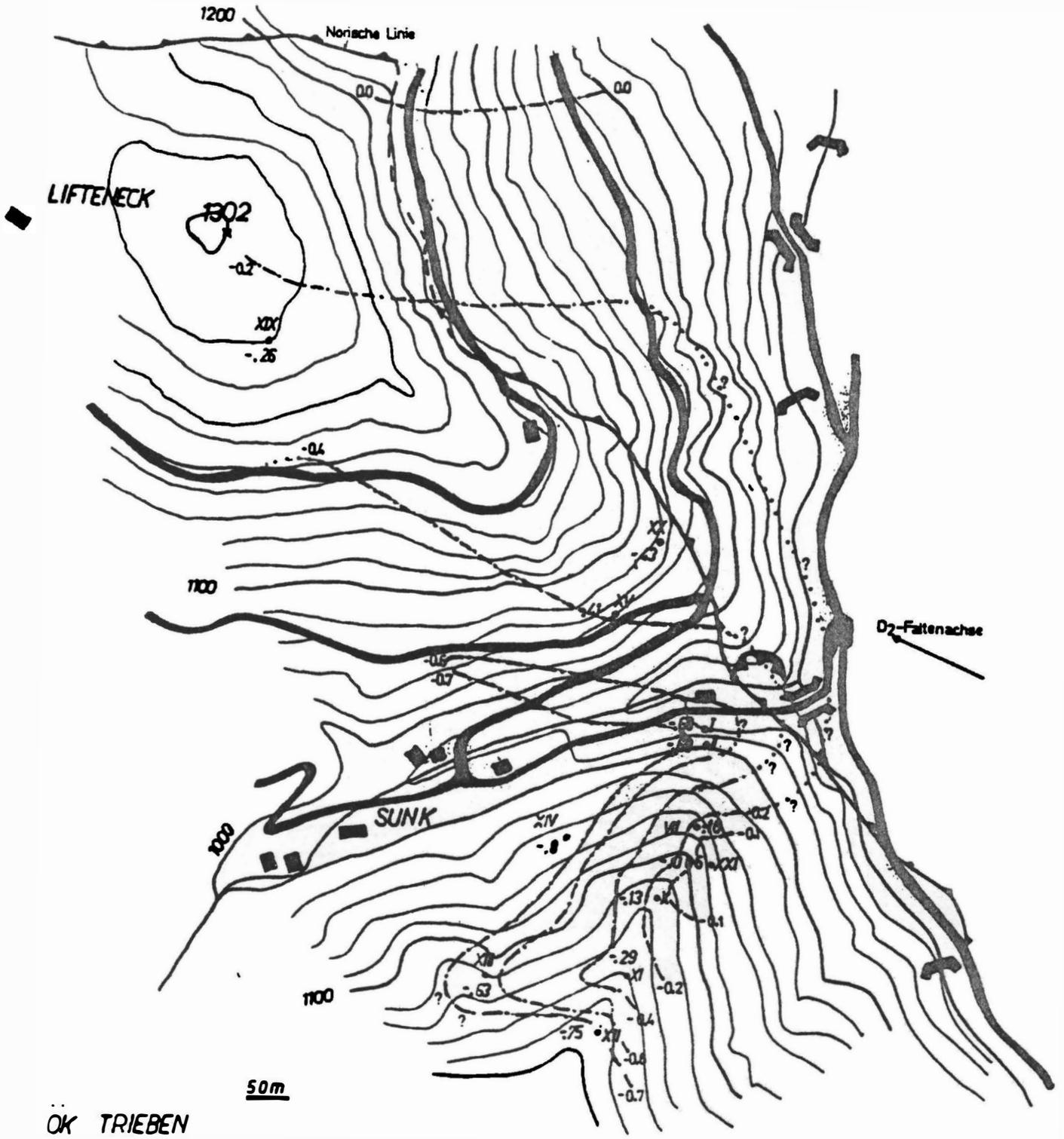


ABB. 9.1b
T-KONTURKARTE

N 25

10



ÖK TRIEBEN

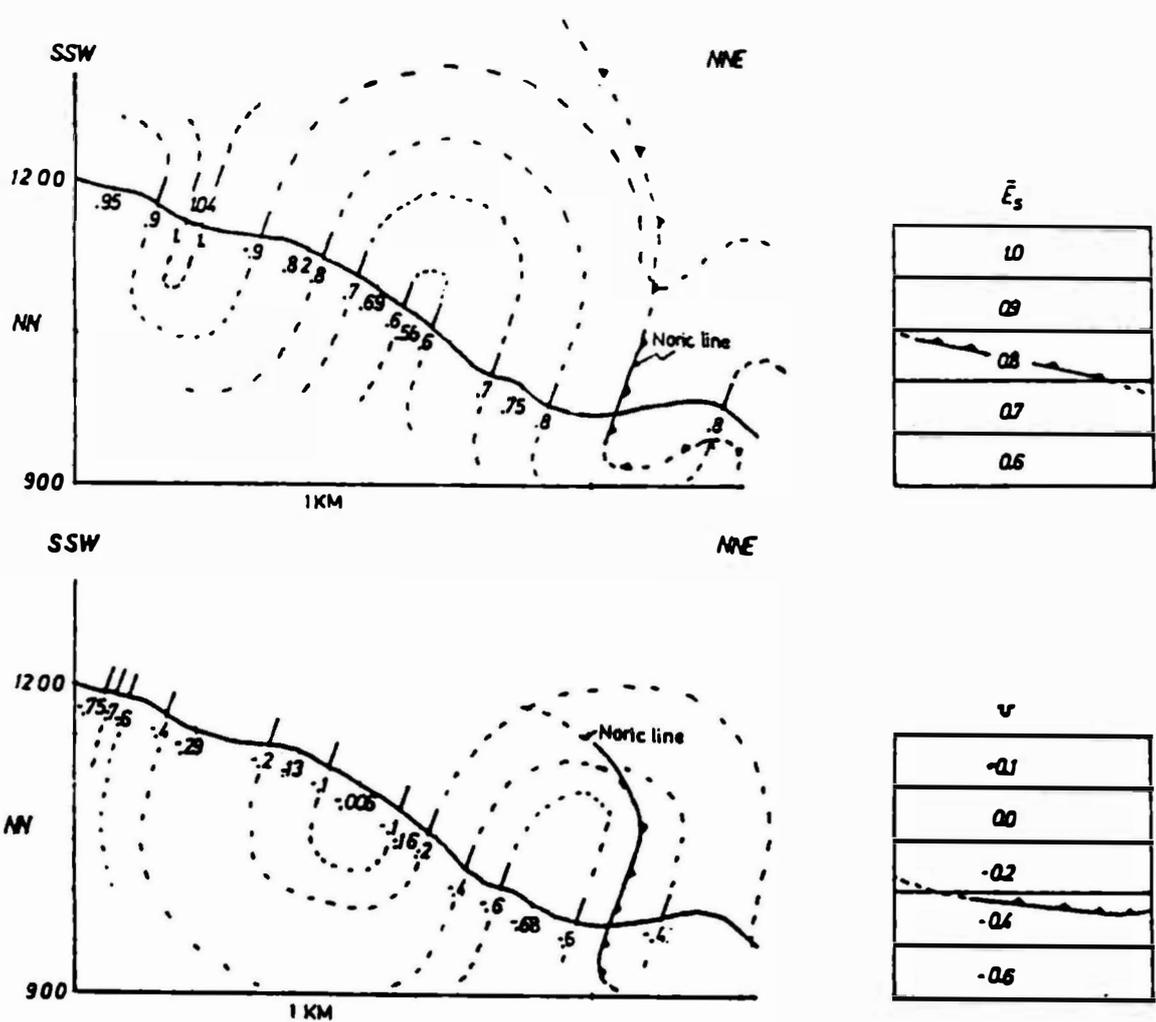


Abbildung 10 a,b

Querprofile (ca. senkrecht str_1 und B_2) zu den e_s , v - Konturkarten (Abbildung 10 a,b); das Einfallen der Großfalten-schenkel und der Norischen Überschiebung ergibt sich aus Geländebeobachtungen, Erläuterungen siehe Text

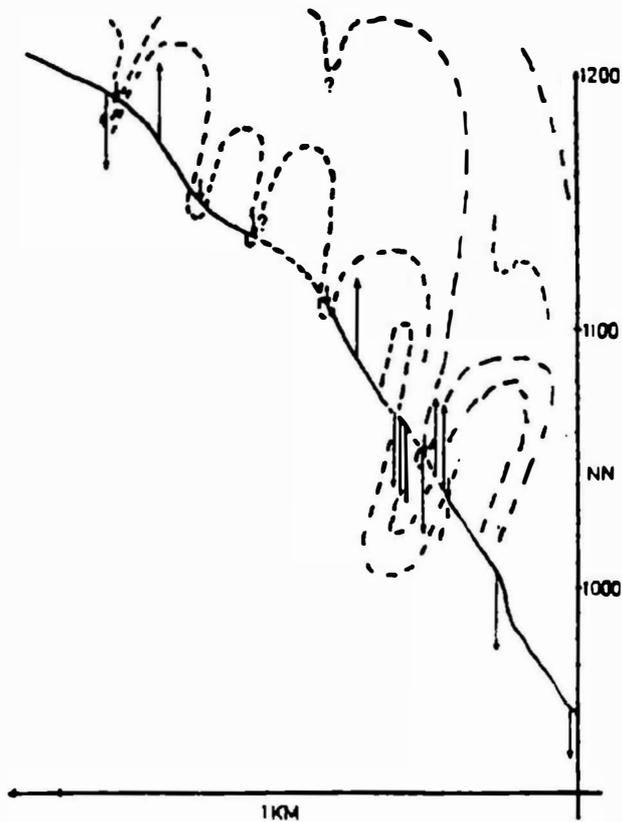
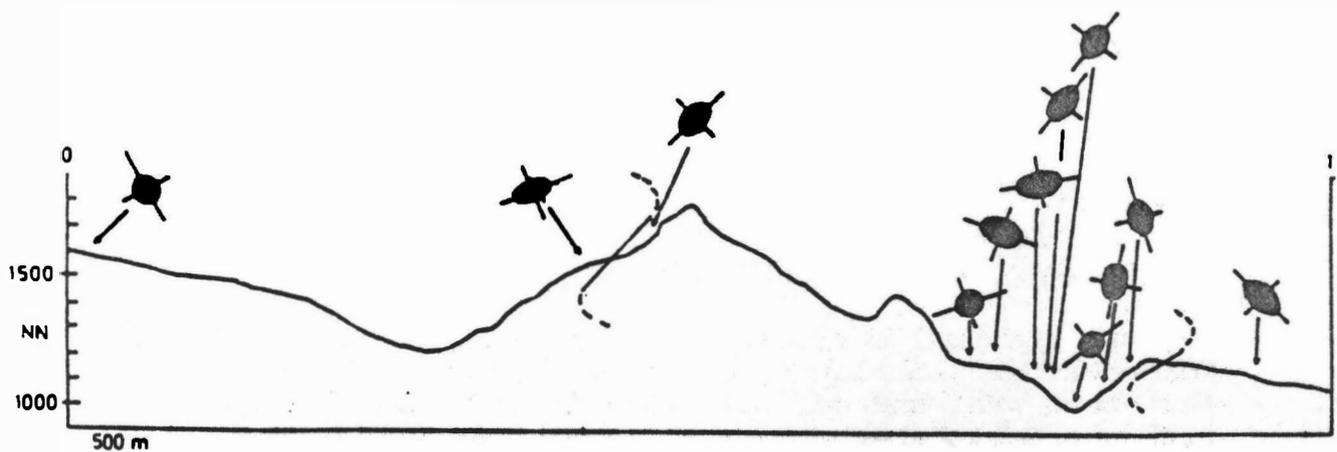


Abbildung 11:

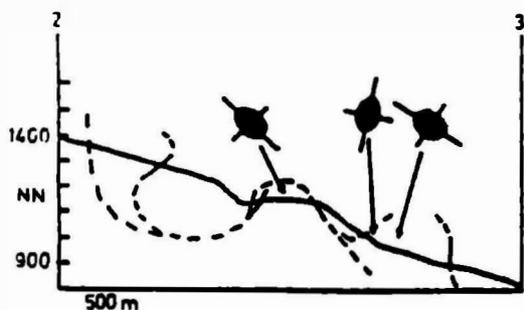
D_2 -Faltenstrukturen am Triebenstein NE-Grat; Falten ermittelt aus s_1 (ss)/ s_2 -Überschneidung (aufrechte-inverse Lagerung-Pfeile im Profil) bei gegebener Vergenz, beobachteten Faltenumbiegungen und sedimentären Indikatoren; strichlierte Bereiche der Geländekantenlinie entsprechen Metapelitepsammiten, voll ausgezogene Bereiche dominierenden Metakonglomeraten; vergleiche mit Abbildung 10, gegenüber diesem ist das Profil 2,5 mal überhöht; Beginn erst bei 960m SH. durch Aufschlußarmut bedingt.



THRUST BOUNDARIES: ———
YZ- SECTION-ORIENTATION OF STRAIN ELLIPSE ↗

Abbildung 12:

Lage und Orientierung der YZ-Schnitte des strain-Ellipsoides in Querprofilen durch den Deckenstapel. Ellipsenlänge zu Ellipsenbreite gibt das Achsenverhältnis der Deformation, die Lage, die Orientierung im Raum; diese ist im wesentlichen durch die D_2 -Faltung gegeben (vgl. Abbildung 10,11).



c) Auswirkung der Deformation auf die stratigraphische Mächtigkeit. In Abhängigkeit von der Orientierung des strain-Ellipsoides zur Schichtung können substanzielle Mächtigkeitszu- bzw. -abnahmen resultieren (vgl. CLOOS 1947, WOOD 1974, TOBISCH et al., 1977, HOSSACK 1978, OERTEL 1981). Der folgenden Analyse im Triebener Tauern Paß Areal liegen als Annahmen und Unterlagen zugrunde:

- die duktile Deformation, die sich in den strain-Analysewerten manifestiert ist generell D_1 zuzuschreiben (siehe vorhergehende Analyse),
- eine vollständige D_2 - D_4 - Faltenausglättung gelingt (aus der Geländeanalyse möglich),
- die Dicke des heutigen lithologischen Säulenprofils (top-Alt-kristallin bis einschließlich Silur(?)-Klastika der Norischen Decke s' des Paläntales) beträgt ca. 2400 m (250m Alpiner Verrucano, 650m Veitscher Decke, 1500m Norische Decke (Ordovizium-Silur(?))),
- die Verkürzungsrichtung ist während der gesamten Deformation im wesentlichen senkrecht auf ss-gelegen (durch Fehlen von D_1 -Falten wahrscheinlich, beachte auch die spätere Diskussion über das Deformationsmodell),
- das durchschnittliche strain-Ellipsoid (3,13:1,43:1) ist für das gesamte Gebiet repräsentativ,
- verschiedene Lithologien verhalten sich bei der Deformation ähnlich.

Das ergibt eine Reduktion während der duktilen Deformation um ca. 1600m. Ausdünnung an den Überschiebungsbahnen (durch "faulting"), syntemporär zur duktilen Deformation addiert weitere 800m (spekulative Annahme: für das Permomesozoikum 500m, für die Veitscher Decke maximal 100m, für die Norische Decke 200m). Das ergibt eine Verdünnung durch die Deformation um ca. 50 %, das ist von ca. 4800m auf ca. 2400m.

4.2.4. "Deformation path" (Geschichte der duktilen Deformation)

Die Bestimmung des "deformation path" ist schwierig (vgl. ELLIOTT 1972, WOOD 1974, RAMSAY 1967) und je nach Methode nur mit unterschiedlicher Genauigkeit möglich. In dieser Arbeit werden die "finite strain"-Probendaten verwendet um Überlegungen über einen mittleren "deformation path"

im untersuchten Gebiet, während eines Teiles des duktilen Deformationsprozesses, anzustellen.

Jeder sinnvolle Versuch um Einsicht in die Deformationsgeschichte zu erlangen, erfordert einen Gradienten oder eine Variation in der Gesamtdeformation und die Erhaltung von Strukturen in unterschiedlichen, aber bekannten Verformungszuständen. Dann erscheint es berechtigt anzunehmen, daß die weniger entwickelten Strukturen Analogien zu den früheren Stadien der Gefügeentwicklung in den höherdeformierten Gebieten sind. Danach ist der einfachste "deformation path" durch eine Probengruppe mit konstanter Symmetriekomponente (ν) gegeben, die aber verschieden starke Enddeformationsintensität (e_s) besitzt. Die individuellen Proben pflastern dabei eine Linie auf dem "deformation plot" und representieren progressive Deformationszustände am selben "deformations path".

Natürlich sind "deformation path" nur Modelle und beobachtete Deformationsfelder (der Variation der räumlichen Lage des "finite strain") können nicht direkt mit dem "deformation path" korreliert werden, außer durch Annahmen in den Modellen selbst (siehe oben). Eine klare Unterscheidung muß zwischen "deformation path" (der Variation der Verformungszustände in der Zeit) und den Deformationsfeldern gemacht werden.

WOOD 1973 und TOBISCH et al., 1977 fassen die mittleren strain-Ellipsoide bisher publizierter strain-Analysedaten verschiedener orogener Zonen, verschiedenen Alters und Intensität zusammen. Sie nehmen an, daß das mittlere strain-Ellipsoid die mittlere Deformation des jeweiligen Raumes representiert und interpretieren die Daten als Stellvertreter verschiedener Deformationsenvironnements (d.h. bestimmte orogene Zonen sind durch eine charakteristische Deformation gekennzeichnet) mit charakteristischen "deformation paths"! Beide Publikationen ergeben, daß defor-

mierte Zonen gewöhnlich drei verschiedenen "deformation paths" angehören:

(1) "flattening path" (path I nach TOBISCH et al., 1977, paths A,B,D nach WOOD 1973)

Diese "path" findet sich gewöhnlich in Phylliten ("slates") und assoziierten Gesteinen und tritt meist mit niedrig temperierter Metamorphose auf (typische (niedrige) Grünschieferfazies). TOBISCH et al., 1977 erklären das Zustandekommen dieses "path" mit Kompression senkrecht zum Gebirgskörper, welche ein beträchtliches Maß an tangentialer Verkürzung (Z-Richtung des strain-Ellipsoids) zusammen mit aufwärtsgerichteter Dehnung (X-Richtung) erlaubt. Laterale Ausdehnung bleibt limitiert, weil ein extremer Energieaufwand nötig wäre, um einen Gebirgszug in dieser Richtung (Y) im größeren Bereich zu dehnen (vgl. TOBISCH et al., 1977)! Ein charakteristisches Achsenverhältnis der Dehnung (X/Y) ist ca 4.

(2) "plane-strain path" (path II nach TOBISCH et al., 1977, path C nach WOOD 1973)

TOBISCH et al., 1977 gehen eine ähnliche Erklärung für diesen "path" wie bei (1), doch ist die Dehnung in Y durch zusätzliche Zwänge lokaler Natur limitiert. Solche Zwänge können Granitkörper, das Gewicht großer Decken, kompetente Gesteinskörper etc. (vgl. TOBISCH et al., 1977) sein. RAMSAY 1980 dagegen weist darauf hin, daß ein "plane"-strain Ellipsoid aus "simple-shear"-Deformation in Assoziation mit Deckenüberschiebungen resultiert. Abweichungen davon können einer Kombination von "simple-shear" und Volumsverlust und/oder überlagerte longitudinale Verformung zugeschrieben werden.

(3) "prolate path" (path E nach WOOD 1973)

Die Gesteine sind L>>S-Tektonite und erlitten Dehnung (in X) als Resultat von Einengung in Y und Z. Assoziierte Falten streichen parallel zur langen Achse (X) des Deformationsellipsoids und parallel zur Deckentransportrichtung. Die Moine-thrust-Zone als Musterbeispiel, ist charakterisiert durch "simple-shear", mit der Bewegung in, aber nicht ausschließlich eingengt auf, enge Zonen (WOOD 1973). Es erscheint, daß die Verkürzung in Y dadurch ermöglicht wird, daß Falten mit Achsen

parallel zu größten "finite" strain-Richtung ausgebildet werden (vgl. WOOD 1973).

In Abbildung 13 sind die drei "deformation paths" (Pfeile) zusammen mit den Daten aus dem Palten-Liesing Tal auf einem logarithmischen "deformation plot" eingetragen. Die Daten folgen im wesentlichen einem "plane-strain path" und einem "prolate-path". Die durchschnittliche Verformungsintensität steigt dabei vom "plane" zum "prolate-path". Generell scheint die Stärke der Verformung beim "prolate-path" im untersuchten Gebiet untypisch. WOOD 1973 gibt mittlere Werte von 25:1:0,9, als einen typischen Wert für die Moine-thrust Zone; vergleiche dagegen ein Mittel von 2,2:1:0,7 im hiesigen Gebiet.

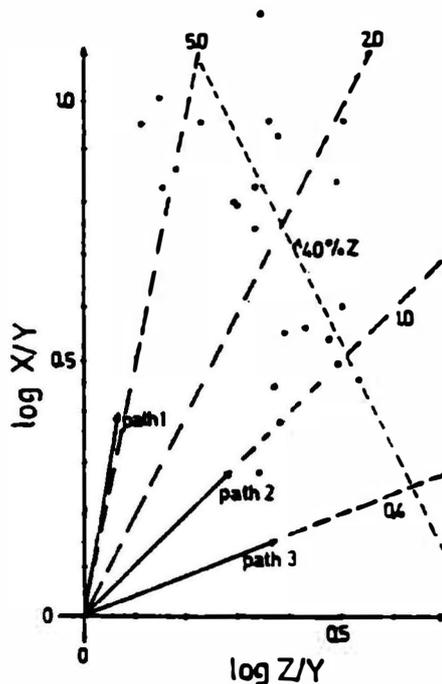


Abbildung 13

Logarithmischer "deformation plot" der "finite"-strain-Zustände im Triebener Tauern Paß Gebiet mit Linien für $k=0,4; 1; 2; 5$ und 40% "flattening" (Z), Pfeile zeigen die drei "deformation path" definiert bei WOOD 1973, TOBISCH et al. 1977; Erläuterungen siehe Text

4.2.5. Möglichkeiten zur Entstehung des "prolate" Gefüges

Die Möglichkeiten einer Verkürzung in Y werden erläutert, letztlich ein Modell für den hiesigen Raum entworfen.

(1) Überlagerung von "plane"-strain über ein "oblate" Kompaktionsgefüge. Schieferung liegt senkrecht zur Schichtung (Y-Richtung der Verformung parallel zu den Geröllängsachsen des prästrain-Gefüges). Solch ein Fall wird von MILTON&CHAPMAN 1979 diskutiert. Ihre Fig.7 ist in Abbildung 14 zur Erklärung wiedergegeben. Man vergleiche auch SANDERSON 1976, der die

Auswirkungen der Überlagerung eines "plane"-strain auf unterschiedliche Ausgangsgefüge diskutiert.

(2) Überlagerung eines "simple-shear" mit vertikalen Scherflächen über ein flach liegendes, initiales Gefüge (vgl. SANDERSON 1976). Seine Fig.10 ist in Abbildung 15 wiedergegeben, zusammen mit dem mittleren Verformungsellipsoid (3,13:1,43:1) und dem wahrscheinlichen Kompaktionswert im hiesigen Gebiet.

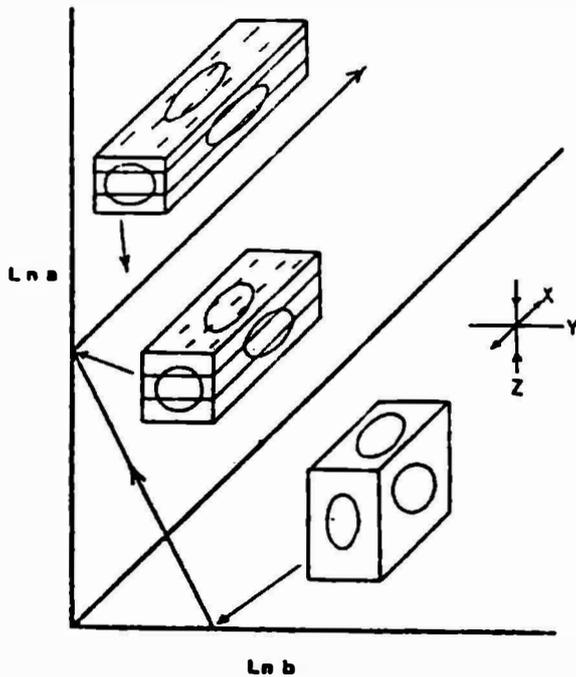


Abbildung 14

Überlagerung von "plane"-strain auf ein initiales "oblate"-Gefüge; Fig. 7 von MILTON & CHAPMAN 1979

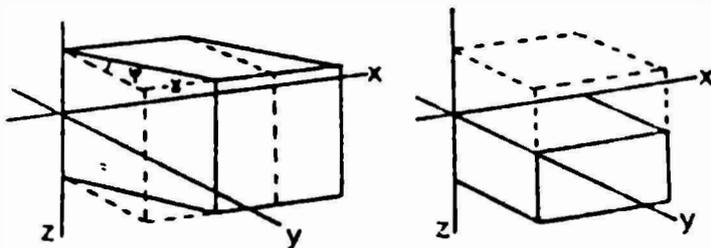
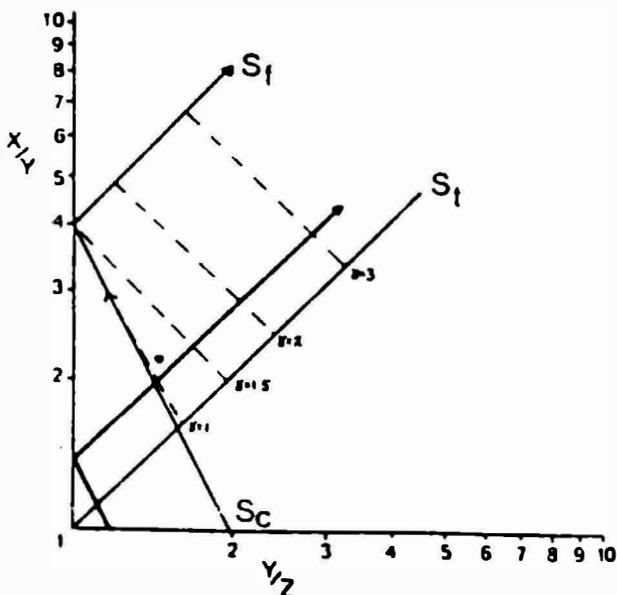


Abbildung 15

Überlagerung von "simple shear" mit vertikalen Scherflächen und horizontaler Scherung auf ein flach liegendes Kompaktionsgefüge; Fig.10 nach SANDERSON 1976; Erläuterungen siehe Text



(3) Ein an und für sich "prolate"-strain in Kombination mit einem initialen "random" Gefüge oder anderen initialen planaren Gefügen. HUTTON 1979 beschreibt ein planares, sedimentäres Ausgangsgefüge, das parallel zur XY-Fläche eines "prolate"-strains liegt. Durch die Überlagerung entstehen aus dem "oblate"-Gefüge planare später "prolate" Gefüge.

(4) Die maximale Dehnungsrichtung (X) des "finite" strain Ellipsoids liegt (sub)parallel zur Faltenachse sich entwickelnder Falten.

Diskussion:

ad(1) Vergleiche Abbildung 16a. Das Gefügeellipsoid liegt anfangs auf der negativen Seite der e_y -Achse und wandert bei progressiver Deformation entlang einer geraden Linie (parallel des "plane"-strain Vektors) bis zum jetzigen Punkt. Das Band in Abbildung 16a repräsentiert diese Überlagerung eines tektonischen "plane"-strains über ein "oblate" Ausgangsgefüge (MILTON&CHAPMAN 1979 folgend). Die Länge des Bandes entspricht der maximalen strain-Komponente im Triebener Tauern Paß Gebiet ($e_s=1,118$), die Breite der Variabilität des initialen Gefüges (dieses entspräche einem Gefügeellipsoid mit dem Achsenverhältnis 1,6:1,6:1,0 ($e:o,162:o,162:-o,31$)). Nimmt man an, daß die mittleren R_i -Werte bestimmt aus dem YZ-Schnitt des strain-Ellipsoides der mittleren Geröllgröße entsprechen, weiters, daß die üblicherweise etwas größeren R_i -Mittelwerte der XY- und XZ-Fläche bevorzugt in der Schichtung liegen, dann ergibt sich aus den Daten der Probe I und K-Lor2 (R_i -Werte bestimmt aus den "theta-program", PEACH&LISLE 1979) ein initiales Gefügeellipsoid mit einem Achsenverhältnis von ca. 1,2:1,2:1 (1,17:1,17:1 errechnet).

Vertauscht man für den vorliegenden Fall Y und Z ("oblate fabric") in beiden Fällen, so ergibt sich keine Übereinstimmung. Die Breite des tatsächlichen Gefügebandes ist in Abbildung 16a durch den kurzen strichlierten Pfeil angegeben. Auch die zweite Voraussetzung für diesen "deformation path", ein großer Winkel zwischen Schichtung und Schieferung fehlt. Möglichkeit (1) ist daher auszuschließen.

ad(2) Vertikale Scherzonen können im Gelände in Zusammenhang mit der duktilen Deformation nicht beobachtet werden. Möglichkeit (2) ist deshalb auszuschließen.

ad(3) Die Überlagerung eines "prolate-strain path" über ein zielloses Ausgangsgefüge ist in Abbildung 16 b dargestellt. Alle deformierten Proben wurden durch Überlagerung eines mittleren strain-Wertes rückgeführt. Das deformierte Band hat wieder die Länge des maximalen Deformationswertes im Untersuchungsgebiet, die Breite repräsentiert die Variabilität des Ausgangsgefüges. Das sich daraus ergebende Ellipsoid hat ein Achsenverhältnis von ca. 1,3:1,3:1, dies ist wiederum zu hoch (siehe (2)), doch muß man diese Möglichkeit in Betracht ziehen. Dieser "strain-path" ($k \approx 1,5$) kann aber nicht seine Entstehung aus sich selbst erklären (was aber nicht zu seiner Zurückweisung führen kann). Als Denkmodelle könnten laterale Inhomogenitäten (Zwänge) dienen, - wegen der Homogenität der Werte im Untersuchungsgebiet, der initialen Geröllmittelwerte, dem offensichtlichen Fehlen von Inhomogenitäten (vgl. "deformation path 2" und TOBISCH et al., 1977) ist diese Möglichkeit ebenfalls unwahrscheinlich.

Abbildung 16 a (vertikaler Pfeil) und Abbildung 16c (schräges und vertikales Band, diese mit selber Bedeutung wie vorher) geben noch einige Spezialfälle.

ad (4) Diese in Punkt 4.2.3.b) zum Modell im Kleinbereich diskutierte Möglichkeit wird nun ausgeweitet, die Deckgebirgsdeformation entwickelt und diskutiert.

4.2.6. Modell zur Deckgebirgsdeformation

Das Modell muß erklären:

- die Parallelität (im Bereich der Genauigkeit des Geländebefundes) der "slaty cleavage" (s_1) und XY-Fläche und den Überschiebungsbahnen,
- die annähernde Parallelität von s_1 und ss ,
- das Vorherrschen von L - S-Tektoniten,
- die Zunahme von e_s ins Liegende des Deckenstapels bei gleichzeitiger generell^s höherer negativer Symmetrie (ν),
- die Zunahme von e_s im Bereich der Überschiebungsbahnen bei generell hoher Deckenkörperinterndeformation,
- die Zunahme der "flattening"-Deformation ins Hangende des Deckenstapels,
- das generelle "prolate"-Deformationsfeld im Triebener Tauern Paß Areal,
- post- D_1 -Faltung mit Achsen parallel zur Dehnungsrichtung der

D_1 -Deformation bzw. parallel zur X-Richtung des "finite"-strain Ellipsoides.

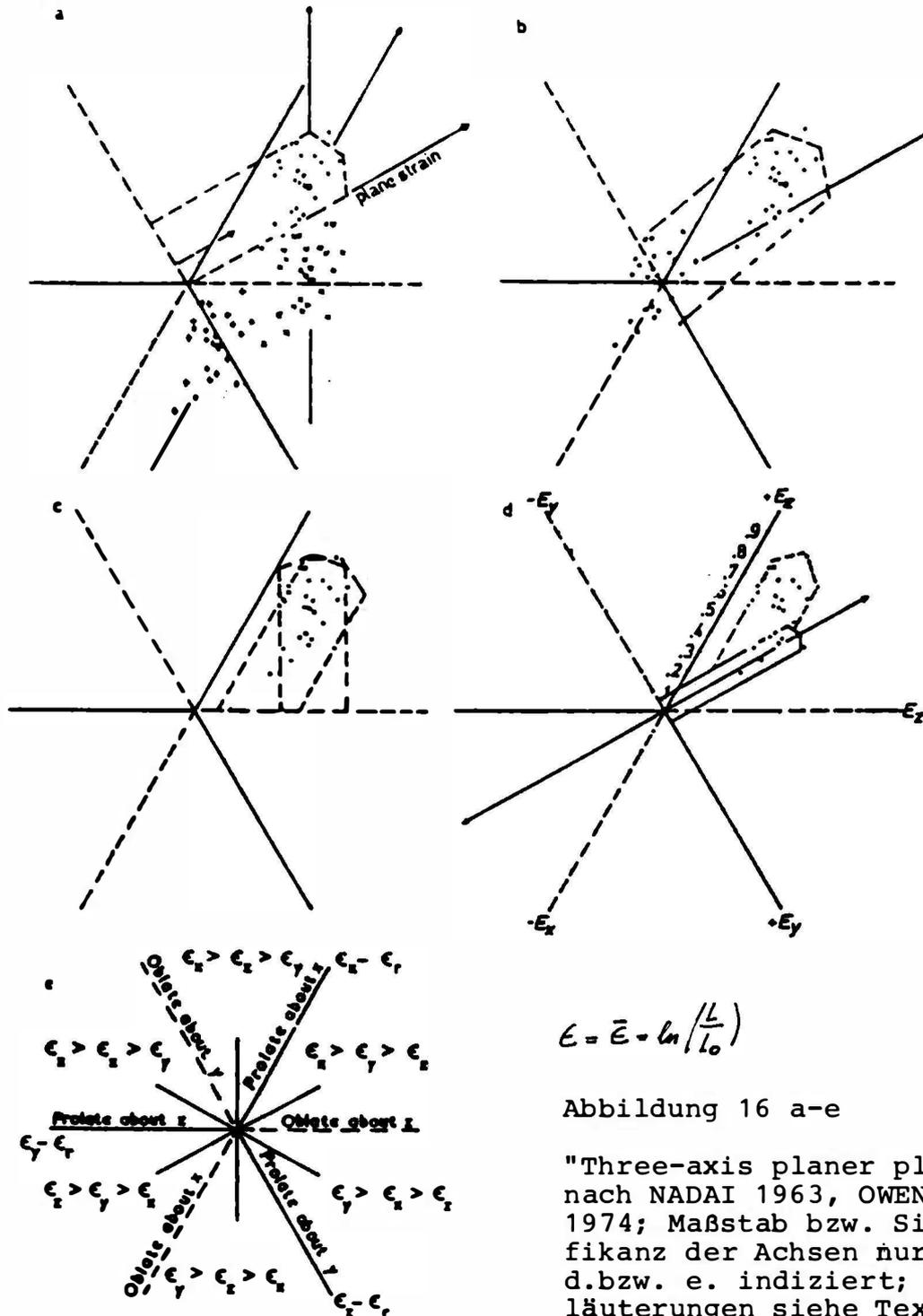


Abbildung 16 a-e

"Three-axis planer plot" nach NADAI 1963, OWENS 1974; Maßstab bzw. Signifikanz der Achsen nur in d. bzw. e. indiziert; Erläuterungen siehe Text

Im folgenden wird das Modell entworfen, daraufhin die Argumente zu seiner Unterstützung diskutiert, soweit sie aus der strain-Analyse resultieren:

Deckenstapelung infolge großmaßstäblicher, "simple-shear"-

angenäherter Deformation in einer "décollement"-Zone zwischen Basement und Deckgebirge bildet s_1 als Transversalschieferung aus. Wo s_1 einen quasiisotropen Körper durchschert, bilden sich keine Falten, wo nicht (z.B. Norische Decke) bilden sich solche, bleiben aber klein. Die Deformation ist in den Deckengrenzen gesteigert, bei hoher Deckeninterndeformation. Unäquidimensionale Inhomogenitäten werden in der Scherrichtung rotiert, diese ist parallel der X-Richtung des "finite"-strain Ellipsoides. Starre Körper werden parallel X zerrissen, plastische Körper parallel der Scherrichtung gedehnt, dabei bleibt die Y-Richtung konstant. Die konstant NW-SE gerichtete Streckungslineation ist sehr richtungstreu und gibt die Richtung des duktilen Fließens in den Deckenkörpern und Deckentransportrichtung an. Beim Transport, wahrscheinlicher an dessen Ende, werden Falten (B_2) schräg zur Transport(Scher-)richtung ausgebildet. Im Zug der fortlaufenden Gesamtdeformation werden sie zusammen mit anderen Elementen parallel X-eingeregelt. Diese Falten führen bei ausreichender Temperatur zu weiterer plastischer Verformung. Einengung in Y des "finite"-strain Ellipsoides setzt ein, die fortlaufende Deformation führt aber zu weiterer Dehnung in X, das "finite-strain"-Ellipsoid wird generell "prolate".

4.2.7. Argumente

Dieses Modell offeriert den einfachsten "strain-path" (vgl. Abbildung 16d). Das dünne Band umschließt die kleineren strain-Werte, folgt der "plane"-strain Linie und umschließt ein zielloses Ausgangsgefüge, welches auch Kompaktionsgefüge umfassen kann, die äquivalent einem Gefügeellipsoid mit einem Achsenverhältnis bis zu 1,15:1,15:1 (Kompaktion um 10%, bis 15%) sind. Dieses Ausgangsgefüge entspricht gut dem errechneten (siehe vorher). Dieses ziellose Ausgangsgefüge wird "simple-shear" deformiert ("plane-strain path"). Das deformierte Gefüge wird anschließend durch die X-richtungsparallele Faltung in der Y-Achse verkürzt, wobei Variationen entsprechend der Lage in den Falten und in der Deckenstapelposition auftreten. Proben aus den Schenkeln der Falten werden stärker deformiert, aus den Scheitelbereichen kaum (vgl. Abbildung 16a,b). Ins Liegende des Deckenstapels, wo bei höherer Temperatur die Plastizität erhöht ist, ist die Verkürzung intensiver. In die höhe-

ren Deckenstockwerke klingt die plastische Wirkung zusammen mit ihrer Stärke und ihrer Durchwärmung aus. Diese Deformation ist durch das zweite, breitere Band representiert, entsprechend der Inhomogenität dieser Deformation. Aus Abbildung 16d läßt sich die Verkürzung mit 0-25% abschätzen. Das in Kapitel 3,3 aus den Geländedaten wahrscheinlichgemachte Faltenmodell erklärt die Besonderheit dieser strain-Überlagerung, so:

- die Aufrechterhaltung der Beziehung "finite"-strain-Ellipsoid-Hauptachsen zu D_1 -strain Gerüst (z. B. Abbildung 12),
- die Erhöhung der Gesamtdeformation (e_s) bzw. die Verkleinerung der Symmetriekomponente (v) (höhere negative Werte) in den B_2 -Faltenschenkeln (vgl. Abbildung 10 a,b).

Darauf soll nun näher eingegangen werden:

Wenn die Einengung in Y durch die B_2 -Faltung geschehen ist, dann muß nach den Ergebnissen der "finite"-strain Analyse gelten:

- die duktile Deformation (denn nur die plastische Fließdeformation geht in die "finite"-strain Analyse ein) läuft im selben Deformationsplan wie die D_1 -Deformation ab, weil eben die "finite" strain Ellipsoidparameter selbe Lage, wie die des D_1 -Ellipsoids haben, d.h. die "finite" XY-Fläche ist parallel s_1 , X ist parallel str_1 etc..

Generell gilt obige Feststellung nur für kompetente Gesteine (da aus ihnen die Geröll-strain"marker" stammen). In inkompetenten Gesteinen kann die duktile Deformation weitergeführt sein, die "finite" strain-Achsen mit der D_2 -Deformation weiterrotiert sein.

Es läßt sich als Alternativen zusammenfassen:

- a) die duktile D_2 -Deformation hat entsprechende Lage,
- b) die duktile D_2 -Deformation mit unpassender Lage ist vernachlässigbar klein,
- c) die Einengung in Y ist nicht durch die D_2 -Deformation entstanden.

Durch den Nachweis des "chevron" bzw. "flexural-slip" Modells für B_2 ist Alternative a) sehr wahrscheinlich. Das "chevron"-Faltenmodell erklärt gegenüber dem Parallelfaltenmodell die homogene Deformation und die geringe Scheiteldeformation (vgl. Abbildung 10a,b). Folgende Parameter bekräftigen dieses Modell(damit die Einengung in Y und die Aufrecht-

erhaltung der Lage des Deformationsplanes, wobei bei der D_2 -Deformation nur X an Stelle von Y der D_1 -Deformation tritt):

- D_1 -Quarzachsenmikrogefüge bleiben erhalten; die duktile D_2 -Deformation läuft im selben kinematischen Großplan wie D_1 ab, führt aber "prolatéfabric"-Elemente ein; diese hängen mit der Stärke der D_2 -Deformation direkt zusammen,
- die Lage des Deformationsplanes (Hauptstrainachsen) bleiben erhalten, dies zeigt sich am besten in der Bildung von s_2 :
 - vor der Anlage von Mikrofalten werden "spröde" Mineralien senkrecht der D_2 -Verkürzungsrichtung (Y des "finite"-strain Ellipsoids, X_2 des D_2 -Ellipsoids) gestaucht, geknickt; vgl. Taf. 5, Fig. 7a; Einengung genau parallel s_1 !
 - Bildung harmonischer, symmetrischer Runzeln (Parallelfalten), Einengung parallel dem s_1 -Lagengefüge; vgl. Taf. 5, Fig. 7b; Verformung wird durch "buckling" getragen,
 - Bildung von Mikrofalten und steilstehenden B_2 -Flächen, wobei die s_2 -Flächen in den Schenkeln überwiegend noch senkrecht s_1 - stehen (vgl. Bildung zweier Maxima in Abbildung 1-3/7/17): Einengung daher noch parallel dem s_1 -Lagengefüge, vgl. Taf. 5. Fig. 7c.

Deutlich ist die Korrelation: je höher die PT-Bedingungen bei der D_2 -Deformation (je tiefer im Profil), desto länger plastisches Fließen, desto stärker die Einengung in Y (vgl. Abbildung 8).

Die Proben für die strain-Analyse haben entsprechend ihrer Kompetenz das Stadium der harmonischen Runzeln (siehe oben) kaum erreicht, in die Verkürzungsberechnung in Y (X bei D_2) geht daher weitgehend nur die duktile Deformation im engeren Sinn (lagenparallele Verkürzung) in die "finite"-strain Berechnung ein. Es scheint nach der obigen Diskussion berechtigt anzunehmen, daß der "buckling"-strain weitgehend durch Lagengleitung aufgefangen wurde.

Die Variation in der Y-Einengung ist daher abhängig von:

- der Position im Deckenstapel,
- der unterschiedlichen Position in einer Falte nach dem Faltenmodell,
- der relativen Viskosität des kompetenten Gesteins aus welchem die Probe entnommen wurde,
- der Inhomogenität der "plane"-strain Ausgangsdeformation.

Versucht man nach obigen und den Daten in Kapitel 3.3 die Einengung in Y zu quantifizieren, so ergibt sich für das vorgeschlagene Modell eine Bestätigung:

- Einengung in Y des "finite" strain Ellipsoids: mean: 13,2 %,

- deutlicher Anstieg ins Profilliegende (vgl. ca. 0% in der Norischen Decke, ca. 14% in der Veitscher Decke, ca. 18% im Verrucano, - Tabelle 4),
- initiales Kompaktionsgefüge: 0-15% (ein Kompaktionsgefüge in Z in der Größenordnung von wenigen % ist auch bei der Deutung einiger "strain-marker"-Muttergesteine als "debris-flow"-Ablagerungen wahrscheinlich); trotz "plane"-strain Deformation liegt das Gefüge nach D_1 etwas unter der "plane"-strain Linie ("true flattening field" des "deformation plot", vgl. RAMSAY&WOOD 1973),
 - Verkürzung des "finite"-strain Ellipsoides in Y durch D_2 -Überlagerung während Phase a) und b) des Faltungsvorganges (Kapitel 3.3): 0-30%.

Damit ist deutlich aufgezeigt, daß D_2 das Ausmaß (Stärke) der Gesamtdeformation nicht wesentlich beeinflusst, die Symmetrie im "finite"-Deformationsfeld jedoch weitgehend steuert. Deutlich wird dies besonders dort, wo durch PT-Abfall die Duktilität der D_2 -Deformation abfällt, die Einengung in Y gering ist oder überhaupt fehlt, - die strain-Analyse nur die D_1 -Deformation widerspiegelt. Diese ist dann "plane"-strain, um $k=1$ ($v=0.0$), meist durch Kompaktion etwas unterhalb. Die gilt besonders für die untersuchten Referenzräume, schon für die Basis der Norischen Decke im Teichen Gragen (vgl. Tabelle 3, Abbildung 7), besonders aber für den Raum Bruck/Mur (Tabelle 3). Hier war der Wärmegradient steiler (vgl. Abbildung 17).

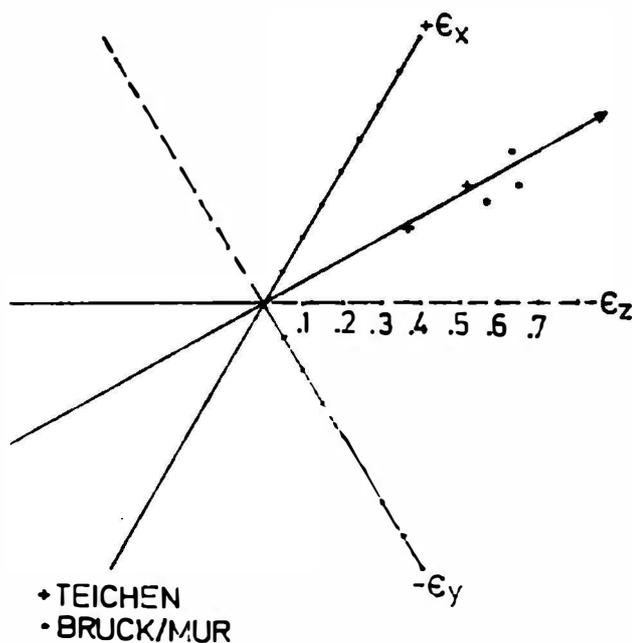


Abbildung 17

NADAI-OWENS-plot der "finite"-strain Daten aus den Referenzprofilen
Teichen: Kalwanger Gneiskonglomerat (verwendet wurden möglichst dicht gepackte Restquarzgerölle),
Bruck/Mur: Veitscher Decke Restquarzgerölle

Zusammen mit der Verkürzung in Y muß es bei "plane"-strain Bedingungen während D_2 zu einer Dehnung in Z und X kommen (die Porositätsverminderung ist in allen Fällen vernachlässigbar). Die hat aber auf die vorhergehenden Analysen keinen Einfluß (z.B. Auswirkung auf die stratigraphische Mächtigkeit), da immer der "finite" strain Zustand betrachtet wurde. Im Zuge der fortlaufenden Deformation (siehe später) ist eine Bevorzugung der Dehnung in X zu erwarten.

"Simple shear" Deformation hilft:

- die B_1 -Faltenformen,
- die Lage von β_1 und B_1 annähernd parallel der Streckungslineation zu erklären.

So ist es interessant, die B_1 -Faltenformen in der Norischen Decke mit experimentell in "simple shear"-Experimenten erzeugten Falten zu vergleichen (z.B. COBBOLD&QUINQUIS 1980). Sie zeigen ebenfalls stark zusammengedrückte Formen, mit langen Schenkeln und variablen Achsen (siehe auch RAMSAY 1980). Die zweite Frage ist schwieriger zu beantworten: warum liegen die B_1 bzw. β_1 -Achsen nicht wie in vielen Studien belegt, senkrecht zur Streckungsphase? Es soll hier eine vorläufige Erklärung diskutiert werden, ohne sie weiter im Gelände über größere Bereiche verfolgt zu haben. "Simple shear" impliziert eine progressive Rotation aller mit der Y-Achse des "simple-shear" strain-Ellipsoides nichtparallelen Elemente in die Richtung der X-Achse. SANDERSON 1973 zeigt, daß die Rotation von Faltenachsen von der originalen Faltenachsenvariation, vom "principal"-strain Verhältnis (X/Y) und das Ausmaß der Rotation auch vom Winkel zwischen der X-Richtung und dem Faltenachsenmittel abhängt. Im hiesigen Fall heißt das: die an Inhomogenitäten angelegten B_1 -Falten (Norische Decke), bzw. die β_1 -Achsen werden im Laufe der Deformation passiv in die Streckungsfaser rotiert (vgl. auch BERTHE&BRUN 1980). Abbildung 18a (SANDERSON'S 1973 Fig.3) verdeutlicht dies: bei einer gegebenen initialen Faltenachsenchwankung (z.B. $\phi = 20^\circ$) und einer gegebenen Verformung (X/Y) werden die Achsen in ihrer Achsenebenen progressiv rotiert. Für die gegebenen X/Y-Werte von 2-3 im hiesigen Gebiet zeigt sich daraus keine befriedigende Erklärung; die X/Y-Werte sind zu niedrig.

Als Erklärungsmöglichkeiten liegen vor:

- schon am Beginn der Faltung wurden β_1 bzw. B_1 mit einem Winkel zu X angelegt, dann einrotiert; Abbildung 18b (SANDERSON'S 1973 Fig.5) zeigt, daß bei einem Winkel von $10-20^\circ$ die gegebenen strain-Werte für eine Rotation nahe str_1 ausreichen würden. Wichtigstes Argument für eine solche Schräglage ist, soweit feststellbar, eine bevorzugte N-NE-Vergenz der B_1 -Falten bzw. von β_1 ,
- der aus den Restquarzgeröllen gewonnene "finite"-strain Wert gibt nur die exakte Form, aber nicht die richtige Größenordnung des Gesamtstrains an; dies wird im folgenden (Teil 5) diskutiert,
- die Falten wurden parallel str_1 angelegt.

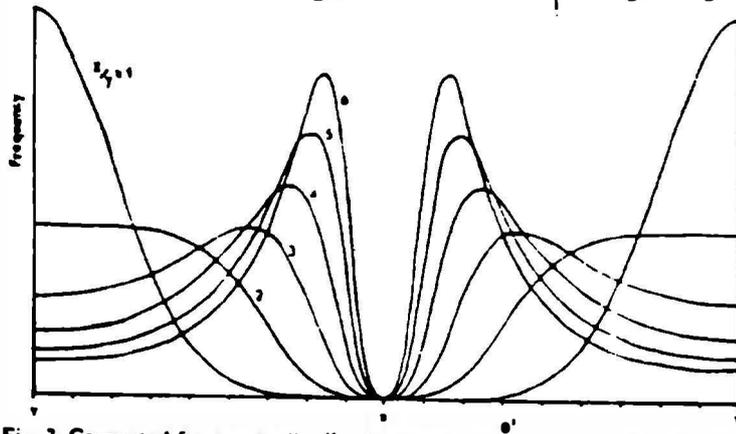


Fig. 3. Computed frequency-distribution curves, after normalization, for X/Y from 1 to 6 and $\sigma = 20^\circ$.

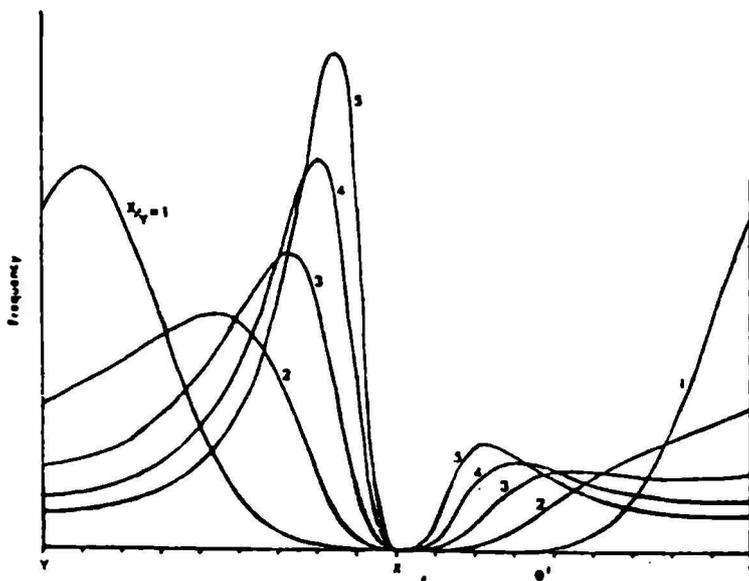


Fig. 5. Computed frequency-distribution curves, after normalization, for X/Y from 1 to 5, $\sigma = 20^\circ$ and $\phi = 10^\circ$.

Abbildung 18 a,b

Rotation linearer Elemente unter "simple-shear"-Deformation

a) Winkel zwischen X-Richtung und initialem Faltenachsenmittelwert = 90°

b) Winkel = 80°

$\sigma = 20^\circ$; nach SANDERSON 1973, Erläuterungen siehe Text

Für die B_2 -Falten gilt dies nun nicht. Wie gezeigt, wurden sie erst gebildet, als die Deckenstapel bereits den größten Teil der Interndeformation erlitten hatten, also am Ende der Hauptüberschiebung (völlig ausgearbeitetes s_1 , etc.). Für sie reicht der verbliebene strain nur mehr für Lageschwankungen.

Warum sie sich parallel zur str_1 (und X) gebildet haben (siehe Abbildung 1), muß andere Gründe haben, folgende lassen sich überlegen:

- schräge Anlage durch Inhomgenitäten des Untergrundes, diese müßten ca.E-W gelegen sein,
- primäre und sekundäre, deckeninterne Inhomogenitäten, z.B. ca. E-W gelegene Fazieszonen,
- schräge Anlage durch schräge Kollision der Decken mit dem Vorland,
- Bildung nach dem Mechanismus, der in Zonen hoher Deformation Faltenachsen parallel der Streckungsrichtung schafft, vgl. z.B. VOLL 1960, NABHOLZ&VOLL 1963, ROBERTS 1974, 1977,
- Erklärung aus der Verformungs- und Texturgeschichte wandender Deckenkörper im Sinne der "thin-skinned tectonic" ("lateral tip strains" an lateralen Rampen) (vgl. z.B. COWARD 1982).

Welcher dieser Gründe oder welche Kombination als Erklärung dienen kann, bleibt hypothetisch. Mit dem Modell der "thin-skinned tectonic" lassen sich eine Reihe von Beobachtungen an B_2 -Falten erklären, doch ist der betrachtete Raum zu klein, um über den Stand von hypothetischen Überlegungen hinauszukommen, auch deshalb, weil die Deutung einiger Erscheinungen in diesem Sinn weitreichende Konsequenzen für den Bau des Deckgebirges bringt. Einige dieser Überlegungen seien dennoch abgeschlossen:

Der betrachtete Raum liegt im Randbereich des ostalpinen Überschiebungskörpers, wir können die dort auftretenden Erscheinungen im Lichte der lateralen "Ausstrebezonen" von Überschiebungen (auch duktile Scherzonen) deuten. Randzonen zeigen häufig "lateral-tip-strains", die zu schrägen Falten und imbikatierten "thrust"-Rampen führen (COWARD 1982). Diese lateralen Verformungen lassen sich z. B. durch einen "simple-shear" normal zur Hauptthrustzone beschreiben, wobei aber die generelle Hauptdeckenbewegungsrichtung erhalten bleibt. Diese Erklärung hat viel für sich, vor allem weil die B_2 -Faltung ja

als fortlaufende Deformation zu D_1 angesehen wird und sich z. B. auch im Quarzachsengefüge eines B_2 -Quarzganges als solche erweist (siehe Kapitel 5.1.2). Weitere Indikatoren für einen solchen, beschränkten N-NE-gerichteten "simple-shear"-Fluß senkrecht zur Deckentransportrichtung finden sich in den B_2 -Faltengeometrien und in NE-gerichteten Rotationskriterien (z.B. Taf.3, Fig.4b-d), schließlich auch im "prolate"-strain Ellipsoid des Triebener Tauern Paß Areal.

4.2.8. Conclusions

Einige Ergebnisse der strain-Analyse können wie folgt zusammengefaßt werden:

- die initiale Ausgangslage der Geröllmarker war, in Übereinstimmung mit den sedimentologischen Untersuchungen, fast ziellos, das Achsenverhältnis in planaren Schnitten generell kleiner 2:1,
- Duktilitätsunterschiede zur Matrix sind die größten Limitationen bei der Verwendung von Geröllen als "strain-marker". Das "finite"-strain-Ellipsoid gibt die exakte Form, wahrscheinlich aber nicht die Größenordnung des Gesamtgesteinsstrains wieder,
- die strain-Verteilung im gesamten Untersuchungsraum ist sehr homogen, die Form des strain-Ellipsoides nahe der "plane"-strain-Linie, im Triebener Tauern Paß-Gebiet durch Faltenüberlagerung (Achse parallel str_1 und X) im "prolate"-Feld,
- die duktile Deformation ist für durchschnittlich 100% Längung in X und 40% Verkürzung in Z der Restquarzgerölle verantwortlich,
- die duktile Deformation ist für eine Verkürzung von ca. 1500m auf heute ca. 2400m im Querprofil der Decksedimente S' des Paläntales verantwortlich,
- die untersuchte Zone des Deckgebirgstales erlitt starke Deckeninterndeformation; ein Deformationsmodell für den Untersuchungsraum wird entworfen.

5. Mineraldeformation und Deckenbewegung: eine geologisch-metallurgische Analyse zum Deformationsmodell im Ostabschnitt der Ostalpen

5.1. Deformationsmechanismen und Rheologie

5.1.1. Einleitung

Der Großteil der Deformation (sämtliche D_1 -Deformation) über die berichtet wurde ist plastisch abgelaufen. Nun sollen untersucht werden:

- die Mechanismen dieses plastischen Fließens,
- das Mikrogefüge, das sich dabei einstellte,
- das Verhalten unterschiedlicher Mineralien während der Deformation.

Die Lösung dieser Ziele wird in zwei Wegen gesucht:

- durch die Untersuchung in den nahezu monomineralischen Restquarzgeröllen,
- durch eine Matrixanalyse.

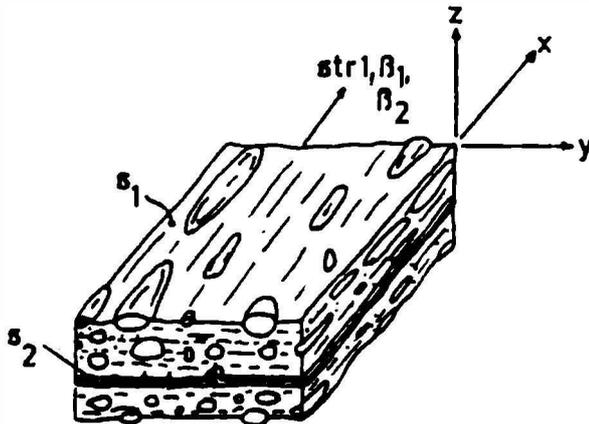


Abbildung 19

Schematische Skizze der gefügekundlichen Beziehungen als Ausgangspunkt der Analyse.

Alle mikrostrukturellen Parameter basieren auf Untersuchungen an Dünnschliffen im XZ-Schnitt des "finite"-strain Ellipsoids, wobei YZ, XY-Schliffe als Kontrolle dienten, aber nur wo eigens angeführt, in die Analyse eingingen.

Die Messungen sind in Tabelle 6 zusammengefasst, einige Parameter werden im folgenden kurz definiert:

Korngröße: verwendet wurde eine "lineal intercept method", sie bestimmt eine "mean intercept length" (\bar{l}_2) (=mittlere Schnittlänge) vom Reziprok der Kornzahldurchschnitte per Einheitslänge (N_1)

$$\bar{l}_2 = \frac{1}{N_1} \quad (\text{UNDERWOOD 1970}) \quad (10)$$

\bar{l}_2 ist direkt bezogen zur durchschnittlichen Distanz über ein Korn in der Dünnschliffebene; für raumfüllende Körner gilt weiters:

$$2N_1 = S_v \quad (11)$$

wobei S_v die durchschnittliche Oberfläche per Einheitsvolumen ist; die Methode gilt nur für monomineralisches Material.

Proben- nummer	Deckeneinheit	principal strains			ϵ_s	γ	in μ Korn- größe Gerölle	in % Sekundär-Volumen- phase. prozent Matrix	in MPa Differenzstress	Korn- Längung				in μ Matrix- korn- größe	Kornlänge Matrix	
		ϵ_1	ϵ_2	ϵ_3						1.	2.	3.	4.			
K-lor 2	Veitscher Decke Triebener Tauern	1,44	-0,241	-0,46	1,118	-0,55	209 \pm 39	2,0	61qu,39hgl	8,4	15,9	10,8	8,6	1,800(0,62)	67,6 \pm 81	2,75(1,57)
XIX	Veitscher Decke Triebener Tauern	1,07	-0,11	-0,46	0,958	-0,26	135 \pm 40	10,0		11,4	21,5	17,6	11,7	2,35(0,67)		
RA-X	Verrucano Triebener Tauern	1,14	-0,262	-0,356	0,935	-0,75	369 \pm 40	0,2	56,6qu35,5hgl 10p8fs	15,6	10,8	5,8	5,7	1,85(0,65)	88,4 \pm 100	2,27(1,17)
R-Lor 1	Verrucano Triebener Tauern	0,886	-0,148	-0,377	0,808	-0,435	875 \pm 237	0,1		3,0	6,0	2,2	3,1	2,11(0,67)		
I	Veitscher Decke Triebener Tauern	0,911	-0,212	-0,336	0,802	-0,677	229 \pm 37	1,0	72qu22hgl 6op	7,8	15,0	9,8	8,0	1,65(0,51)	94,6 \pm 58	1,61(0,42)
UK 100	Veitscher Decke Triebener Tauern	(0,879-0,156	-0,369)		0,8	-0,467)			56qu22fa 21hgl10op						87 \pm 93	2,16(1,1)
R 72	Verrucano Triebener Tauern	0,843	-0,13	-0,376	0,786	-0,386	274 \pm 43	0,5	74qu26hgl	6,9	13,3	8,1	7,1	1,894(0,61)	101 \pm 54	2,59(1,57)
SE 14	Veitscher Decke Triebener Tauern	(0,642-0,051	-0,358)		0,667	-0,169)	213 \pm 28	6,0	79qu5hgl1op 1cc14fs	8,3	15,7	10,6	8,4		125 \pm 98	2,1(0,81)
KGNK 1	Norische Decke Teichental	0,464	0,016	-0,327	0,55	0,06	188 \pm 37	4,0		9,0	17,1	12,2	9,2	1,61(0,38)		
OK 10	Veitscher Decke Triebener Tauern	0,348	0,02	-0,272	0,437	0,095			56qu6fa35hgl						90,7 \pm 82	2,6(1,4)
B 86	Veitscher Decke Bruck/Mur	0,915	-0,033	-0,46	0,896	-0,079			82qu14hgl4fa						101 \pm 98	2,43(1,33)
B 17	Veitscher Decke Bruck/Mur	0,816	0,059	-0,48	0,887	0,137	204 \pm 52	5,0	70qu28hgl2fa	8,5	16,2	11,1	8,7	2,39(0,9)	57,4 \pm 30	1,83(0,71)
KGNK 1*	Norische Decke Teichental	wie oben					182 \pm 13		66fs+hgl 32qu							
SE 9	Veitscher Decke Triebener Tauern						179 \pm 25	4,8	68qu30hgl-fs 1cc	9,4	17,7	12,9	9,56	2,39(0,9)	73 \pm 71	2,26(1,2)

Gesteintypen: K-lor 2, RA-X, I, R 72, R-lor 1, KGNK 1, B 17, sind Restquarzgerölle

XIX, B 86 sind Orthoquarzite

SE 14, SE 9 Quarzgänge, SE 9 nach s_2 , SE 14 nach s_1

KGNK 1* ist ein Metaorthogneisgeröll

Alle Messungen beziehen sich auf Quarz

1. MERCIER et al., 1977 2. TWISS 1977 3. CHRISTIE et al., 1980 4. WEATHERS ET AL., 1979

Tabelle 6
Daten für Mikroanalyse,
Erläuterungen siehe Text

Die Korngröße in der Matrix wurde bestimmt durch:

$$D = \sqrt[2]{\bar{x} \cdot \bar{z}} \quad (12)$$

wobei \bar{x} und \bar{z} die mittleren Distanzen zwischen Korngrenzen parallel der X bzw. Z-Achse des "finite"-strain Ellipsoides sind (vgl.z.B. MASUDA 1982)

5.1.2. Mikrostrukturinventar und seine Signifikanz im monomineralischen Ausgangsmaterial

Zuerst wird die plastische Deformation von Quarz behandelt:

a) Mikrostrukturen und Deformationsprozesse - Übersicht

Folgende Prozesse der Quarzdeformation bzw. Ausheilung der Gitterfehlstrukturen waren aktiv:

(1) dynamisches "recovery" wird belegt durch:

- Undulation: ihre Orientierung indiziert sie, wie später wahrscheinlich gemacht wird, als Dislokationswände entlang Prismenflächen,
- Deformationsbänder und Subkörner: Deformationsbänder bilden Subkornwände ca. senkrecht zur Schieferung s_1 , sie indizieren dominante Gleitung auf Basalflächen; generell scheinen Deformationsbänder selten zu sein, wenn man sie wie BOUCHEZ 1977 als Knickbandgrenzen auffaßt. Subkorn-grenzen, ich definiere sie mit einem Misorientierungswinkel unter 7° , sind häufig, meist ca. senkrecht der Schieferung orientiert (siehe später); Kern-Mantelstrukturen lassen sich in den Quarzkörnern nicht beobachten. Progressive Subkornorientierung ist eine Quelle für Re-kristallisate; die Auflösengrenze der optischen Mikroskopie verhindert eine genauere Typisierung der Subkornstruktur,
- Undulation in den Subkörnern.

(2) dynamische (syntektonische) Rekristallisation wird belegt durch:

- Kornneubildung: - durch progressive Misorientierung von Subkörnern, bevorzugt in optisch sichtbaren Subkornwänden (ca. Deformationsbänder, - da die elektronenmikroskopische Subkornstruktur feiner ist, ist auf den eigentlichen Prozeß nur durch die Lage des auftauchenden Kornes rückzuschließen) gebildet (DOHERTY 1974),
 - durch den "bulging"-Mechanismus, einer deformationsbedingten Korngrenzenwanderung (HUTCHINSON 1974) - vgl. Taf.9, Fig. 11, Taf. 10, Fig.12,
- kleinere Neubildungen sind weniger deformiert als größere, ältere Rekristallisate; doch auch kleinste zeigen bereits Interdeformation.

Zeitliche Abfolge der Mikrostrukturbildung: sie ist: Undulation-gebänderte Undulation-Deformationsbänder=ca. Subkörner. "Recovery" und Rekristallisation laufen gleichzeitig ab.

Interpretation: Alle vorhin angegebenen Mikrostrukturen sind indikativ für einen Deformationsprozeß mit dominierender Dislokationsaktivität (Versetzungsgleitung, Versetzungskriechen).

b) Korngröße - Paläostress - Korngrenzen

Korngröße:

Siehe Tabelle 6. Es zeigt sich unimodale Korngröße bei mittlerer Längung in X. Hohe Standardabweichung ist ein Maß für die Längung, entsprechend der orthogonalen Anordnung der Meßlinien. Akzessorische Mineralien, vorwiegend Phyllosilikate, sind gut verteilt (Taf.10, Fig.13) und geregelt, ihr relativer Anteil am Volumsgehalt ist gering.

Abbildung 20 gibt die Korngröße-strain-Intensitätsbeziehung.

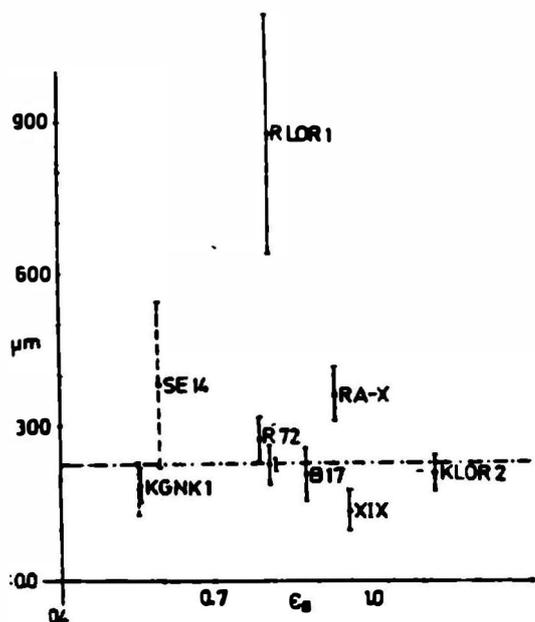


Abbildung 20

Korngröße gegen strain-Intensität: Balken geben die Standardabweichung, strichlierte Proben sind Granit- bzw. Orthogneisgerölle; strain-Intensität aus der Gesamtprobe bestimmt, Erläuterungen siehe Text

Im Vergleich mit Tabelle 6 und Abbildung 8 ergibt sich:

- die meisten Proben liegen trotz variabler strain-Intensität auf einer Linie mit konstanter Korngröße (ca 210 Mikron),
- die Beimengung von Zweitphasenaggregaten führt zur Korngrößenreduktion (Abbildung 21), - sie ist erst bei höheren

- %-Sätzen Beimengung wirksam, Probe XIX; die Reduktion läßt sich in Übereinstimmung mit Beobachtungen anderer Autoren (vgl. z.B. HOBBS et al., 1976, WHITE 1979) als Wachstumsbehinderung ("grain growth inhibition") durch die Sekundärphase deuten; sie war aber generell nicht bedeutend,
- die gute Verteilung der Zweitphase beweist auch, daß die Korngrenzen während der Deformation mobil waren,
 - extrem hohe Korngröße zeigen zwei Proben aus den tiefsten Teilen des untersuchten Deckenstapels, sie läßt sich zurückführen auf:
 - Erhaltung von Altkörnern, diese sind stärker gelängt (Abbildung 22), enthalten reichlich Deformationsbänder und Subkörner; Rekristallisation ist im wesentlichen auf hoch-strain-Zonen, wie Altkorngrenzen und Subkorngrenzen beschränkt (Taf.9, Fig.11),
 - extrem monomineralische Zusammensetzung (< 1%) (Abbildung 21), dadurch besondere Anfälligkeit für Sammelkristallisation,
 - für Probe R-Lor1: Sammelkristallisation erleichtert durch die Beeinflussung durch wässrige Lösungen in Verbindung mit den Serpentiniten des unterlagernden Altkristallins.

Generell sind in den Geröllen des Verrucano mehr Altkörner erhalten, dies ist wohl auf die höhere Ausgangskorngröße zurückzuführen.

Aus Abbildung 22 (Längenverhältnis der Rekristallisate zu strain-Intensität geht hervor:

- das Längenverhältnis steigt mit zunehmender Deformation nur gering an; die höchsten Werte zeigen deutlich die Proben mit dem höchsten Volumsanteil an Verunreinigungen; d.h. diese, geregelt nach X bestimmen die Kornform (Taf.10, Fig.13).

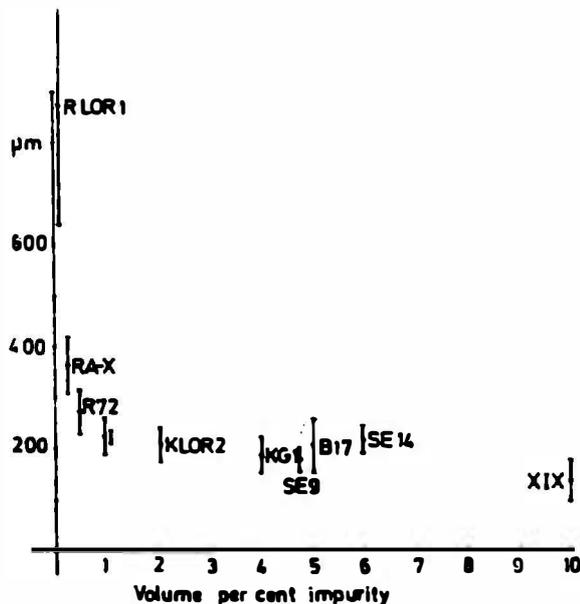


Abbildung 21:

Korngröße von Rekristallisaten gegen Volums-prozent Zweitphasen (vorwiegend Glimmer); die Bestimmung des Prozentsatzes ist nur größenordnungsmäßig möglich, da:-geringer Gehalt,
-der Korngrößeneffekt kleine Einschlüsse nicht erfaßt)
die Auswertung beeinträchtigen, Erläuterungen siehe Text

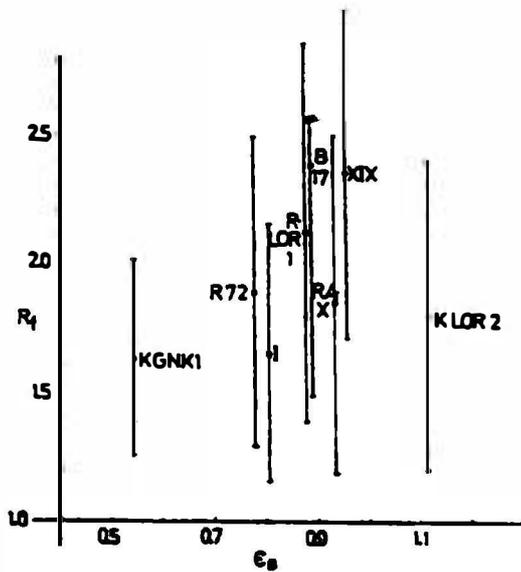


Abbildung 22:

Längen/Breitenverhältnis der Quarzkörner einiger Restquarzgerölle gegen strain-Intensität; Körner mit hohem Anteil an Sekundärpartikeln zeigen höchste Längung; generell ist ein "steady-state"-Zustand erreicht; Erläuterungen siehe Text

Die Proben RA-X, R-Lor1 und XIX scheiden wegen den oben angeführten Kriterien aus der weiteren Analyse aus, da ja nur die synmetamorphe Deformation betrachtet werden soll, es gilt:

Die Korngröße ist relativ unsensitiv über den betrachteten strain-Bereich (ϵ_s : 0,55 - 1,2; γ = ab 0,9). Bei den vorliegenden PT-Bedingungen, $\sim 450^\circ\text{C}$, 4-5kbar für den Bereich des Palten-Liesingtales); d.h. eine stabile Mikrostruktur, mit einer Korngröße von ca. 210 Mikron und einem Achsenverhältnis von ca. 1,7:1 hat sich eingestellt (entspricht den Werten bei ähnlichen Untersuchungen, z.B. WHITE et al., 1978). Dies gilt generell noch nicht für die Veitscher Decke im Raume Bruck/Mur, hier scheinen die PT-Bedingungen noch nicht ausreichend um ein völliges Gleichgewicht herzustellen, demnach schwanken Korngröße und Achsenverhältnis der Rekristallisate zwischen den einzelnen Proben (Geröllen) stärker.

Interessant ist es weiter die Einengung in Y auch im YZ-Schnitt zu untersuchen. Es zeigt sich, daß sich die Form des "finite" strain-Ellipsoids in der Kornform widerspiegelt. So zeigen die Proben mit hoher negativer Symmetrie (\checkmark) im YZ-Schnitt Längung parallel Z, diese wird diffus bei

niedrigeren negativen Werten und bei "plane"-strain Proben und ist im "flattening"-Bereich annähernd parallel Y gerichtet.

Interpretation:

Nach WHITE 1977 war Quarz in den Restquarzgeröllen in einem "strain-softened"-Zustand, d.h. eine Endkorngröße, die nur vom angelegten stress abhängig ist und unabhängig von der initialen Korngröße ist, hat sich eingestellt (vgl. WHITE 1976, 1977, ETHERIDGE&WILKIE 1979). Dynamisches "recovery" und dynamische Rekristallisation bilden ein Gleichgewicht mit der Rate, die neue interkristalline Deformation ("strain-hardening rate") einführt, ein "steady-state" Zustand (HEARD 1976) ist erreicht. Dagegen sollen bei progressiver Deformation Korndeformationsmechanismen, wie Versetzungskriechen (Coble-creep, Nabarro-Herring-creep), Drucklösung, Korngrenzgleitung und Volumsdiffusion nach STOCKER&ASHBY 1973 einen Korngrößengradienten schaffen. Dislokationsgleitungsdeformation zeigt geringe Korngrößensensibilität (HIRTH & LOTHE 1968). Damit ist der dominante Dislokationsmechanismus für die Deformation in den Restquarzgeröllen gesichert.

Paläostress

Rezente experimentelle Untersuchungen haben gezeigt, daß es möglich ist, aus der Dislokationsmikrostruktur, der Subkorngröße und der dynamisch rekristallisierten Korngröße quantitativ den stress unter denen sich diese Mikrostrukturen bildeten abzuschätzen (z.B. TAKEUCHI&ARGON 1976, TWISS 1977, MERCIER et al., 1977, WEATHERS et al., 1979, WHITE 1979, a,b,c, CHRISTIE et al., 1980). Die rekristallisierte Korngröße ist dabei invers proportional zum "flow-stress" während des "steady-state flows". Folgende Voraussetzungen müssen gelten:

- die Korngröße steht im Gleichgewicht mit dem stress ($\sigma_1 - \sigma_3$) unter "hot-working"-Bedingungen (dynamische Rekristallisation),
- das Gestein muß bei gleichbleibendem stress unter die Schwellentemperatur für die Korngrenzenmobilität (Sammelkristallisation ca. 275°C) abgekühlt worden sein,

- Fehlen von statischer Temperung bzw. temporären stress-Änderungen,
- monomineralische Zusammensetzung (siehe auch KNIPE 1980).

Die Restquarzgerölle scheinen sich für eine Analyse zu eignen, weil:

- sie vollständig rekristallisierten (unimodale Korngröße, etc.) und einen "steady-state flow"-Zustand erreichten,
- posttektonische Temperung nur in den tiefsten Deckenteilen (tiefster Verrucano) zur Kornvergrößerung führte und diese Bereiche aus der Analyse ausklammerbar sind.

"Flow-stress"-Daten für die untersuchten Proben bestimmt aus der Korngröße bei Verwendung der Gleichungen von:

$$\text{MERCIER et al., 1977} = \frac{6,5}{D} D \text{ in } \mu\text{m, in kbar} \quad (13)$$

$$\text{TWISS 1977} = 5,5 \cdot D^{-0,65} D \text{ in mm, in MPA} \quad (14)$$

$$\text{CHRISTIE et al., 1980} = 40,9 \cdot D^{-1,11} D \text{ in Mikron, in kbar} \quad (15)$$

$$\text{WEATHERS et al., 1979} = 3,8 \cdot D^{-0,71} D \text{ in Mikron, in MPA} \quad (16)$$

sind in Tabelle 6 zusammengefaßt. (D..Korngröße, MPA...Megapascal). Läßt man die Werte für die Proben XIX, RA-X, R-Lor1 aus den vorhin diskutierten Gründen weg, so ergibt sich z. B. aus den CHRISTIE et al., 1980-Werten eine Schwankungsbreite von 8,1-12-2 MPA. Es ist beachtenswert, wie konstant der "flow-stress" über einen größeren regionalen Bereich ist. Bei dem jetzigen experimentellen Stand sind die angegebenen Zahlen als semiquantitativ zu bezeichnen.

Eine Bestimmung aus der Subkorngröße wurde eingedenk der Schwierigkeiten bei der optischen Messung (WHITE 1979 a,b,c) und der leichten Überprägbarkeit (EVANS et al., 1980) nicht durchgeführt.

Nun ist noch die Frage zu beantworten, wann das "inclusion inhibition" durch die Sekundärphase im Deformationsablauf auftritt, da dadurch die stress-Bestimmung beeinflusst werden kann. Die Erhaltung von bestimmten Korngestalten (gelängt, selten 120° Korngrenzen) zeigt, daß im größten Teil des Profils keine bedeutende Kornvergrößerung nach der Deformation auftritt. Es scheint, daß die Wachstumsbehinderung (falls überhaupt wirksam wurde, siehe vorne) die letzte

Phase der Rekristallisation, die vergleichsweise langsame Ausbildung eines Oberflächenenergieausgleiches der Rekristallite unterbunden hat; damit ist wahrscheinlich, daß die Resultate der stress-Analyse korrekt sind.

Korngrenzen

Sind gebogen bis gerade, parallel der s_1 -Richtung häufig verzahnt, 120° -Tripelpunkte sind selten; die Kornformen tendieren zu rechteckigen bis vieleckigen Formen mit den längsten Grenzen parallel s_1 (WHITE 1977).

Sind Phyllosilikate präsent, hängen sich die Quarzkorngrenzen an die Phyllosilikatenden an, die Korngrenzen stehen mit hohem Winkel auf (001) der Phyllosilikate. Kleinere Glimmer werden bei der Rekristallisation eingeschlossen (vgl. VOLL 1982). Ein Teil der Phänomene läßt sich durch strain-induzierte Grenzflächenwanderung (VOLL 1982, SHELLEY 1982) erklären.

c) Quarz-c-Achsengefüge

Rezente experimentelle Studien und Computersimulationen haben die Aussagekraft von Mikrogefügen stark erhöht; ihre Ergebnisse wurden in zahlreichen Arbeiten mit natürlichen Verhältnissen verglichen und weisen auf große Verlässlichkeit. So scheint es möglich aus Mikrogefügemustern Aussagen über Deformationsmechanismen, aktive Gleitsysteme, Deformationsart, Deformationsstärke und Deformationsgeometrie zu gewinnen. Die Etablierung eines Deformationsablaufes (seiner Geschichte) in Kapitel 4.2.6. macht es wünschenswert, diesen mit dem Mikrogefügezuständen in verschiedenen Positionen des Ablaufes zu vergleichen. Damit ist einerseits die Möglichkeit gegeben, die Signifikanz eines Mikrogefüges zu testen, andererseits können in Analogie zu Experimenten und Computersimulationen Aussagen über die Richtigkeit der hergeleiteten Deformationsgeschichte (des Deformationsmodelles) getroffen werden.

Es wurde versucht, folgende Beziehungen herzustellen:

- generelle Beziehung zwischen Mikrogefüge und Intensität des "finite-strain",
- Korrelation zwischen Mikrogefügemuster und Gestalt des strain-Ellipsoids,

- mit obigem verbunden: die Entstehung des Mikrogefüges bei progressiver Überlagerung einer Deformation (im Sinne der Analyse im Kapitel 4.2.6. und dem präsentierten Deformationsmodell für die Deckgebirgsdecken, - die Überlagerung von D_2 über D_1),
- kinematische Beziehung zwischen Deckentransportrichtung und Mikrogefüge (vgl. z.B. LISTER&WILLIAMS 1979, BEHRMANN&BLATT 1982).

Ausgangsparameter:

Strukturelle Entwicklung und Deformationsmodell wurden in Kapitel 4.2.6., eine PT-Übersicht bei RATSCHBACHER 1983 (Diss.) dargestellt. Die Messungen wurden an Restquarzgeröllen durchgeführt, Ausnahmen sind OK 10 ("Quarzwacke"), UK100 (Quarzit), SE 14 (D_1 -Quarzgang), SE9 (D_2 -Quarzgang). Die für die Analyse relevanten Parameter sind in Tabelle 6 zusammengefaßt.

Meßtechnik und Darstellung:

Die Orientierung der Quarz-c-Achsen wurde mit der Standard-Universaltischtechnik durchgeführt. Die Achsen wurden in zwei Dünnschliffen, die parallel zu der XZ und YZ-Fläche des "finite"-strain Ellipsoides orientiert sind, gemessen.

Folgende Messungen wurden durchgeführt:

- über den Gesamtbereich eines Restquarzgerölls,
- über den Rand und den Kernbereich eines Restquarzgerölls,
- Matrixmessungen, wobei darauf geachtet wurde, nicht im Nahbereich eines Gerölls zu messen,
- Porphyroblastenmessungen in der Matrix.

Die Orientierungsdaten wurden im Schmidt'schen Netz, entweder als Punktwolke oder konturiert nach einem Computerprogramm von BEASLEY 1981 (adap. Rat. 82) dargestellt.

Die Auswahl der Proben erfolgte nach vier Kriterien:

- räumlich großes Areal (Triebener Tauern Paß, Teichengraben, Bruck/Mur),
- verschiedene tektonische Stockwerke (MOA, OOA (Veitscher und Norische Decke),
- strain-Intensitätsgradient (ϵ),
- verschiedene Gestalt des strain-Ellipsoids (ν).

Abbildung 23 faßt die strain-Daten der Mikrogefügeproben getrennt nach räumlicher Verbreitung zusammen.

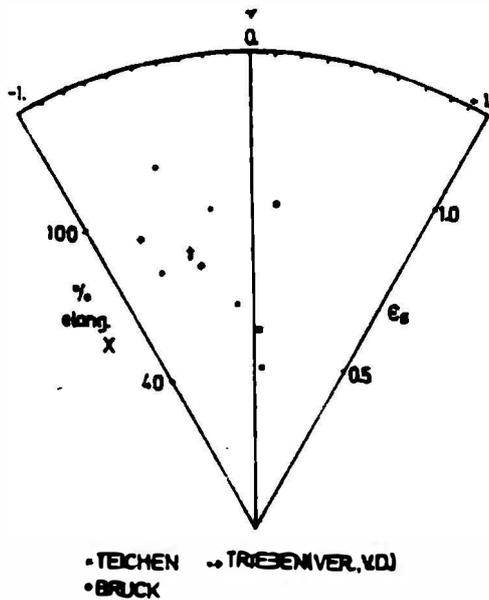


Abbildung 23:

NADAI-plot der strain-Daten der Proben für die Mikrogefügeanalyse; Abkürzungen: Teichen: Norische Decke (Basis) im Kurze Teichen Graben (Jh. Don) N' Kalwang; Bruck/Mur; Veitscher Decke E' Bruck/Mur Trieben: Triebener Tauern Paß Gebiet, Ver.: Alpiner Verrucano; V.D.: Veitscher Decke

Die Anzahl der Messungen wird weitgehend durch die gewählte Zählfläche, Korngröße und Geröllgröße bei der Rastermessung bestimmt. In allen Fällen scheint die Reproduzierbarkeit gegeben (vgl. auch MILLER&CHRISTIE 1981).

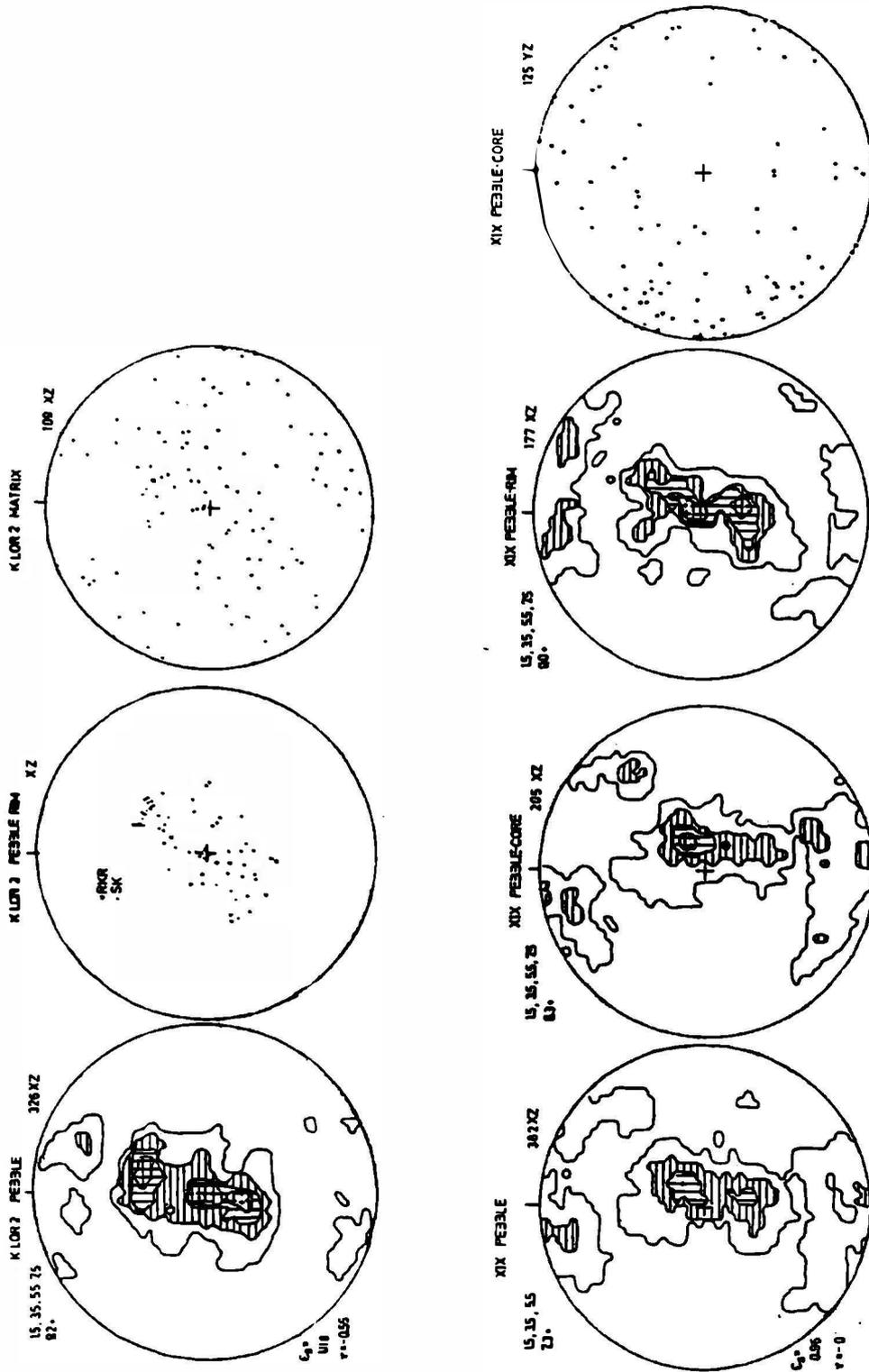
Folgende Aussagen lassen sich aus Abbildung 24 ablesen:

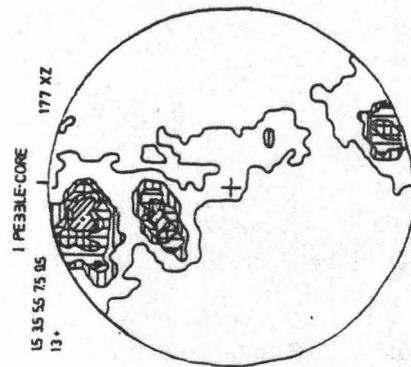
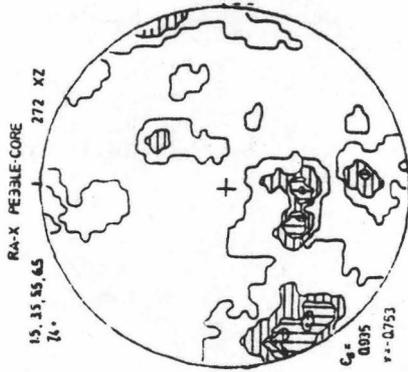
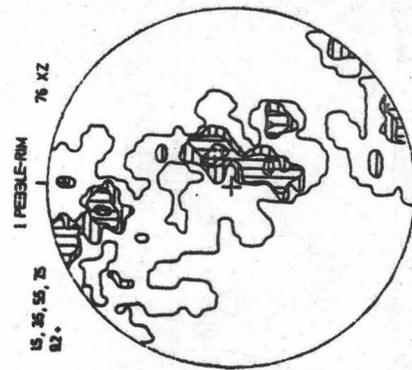
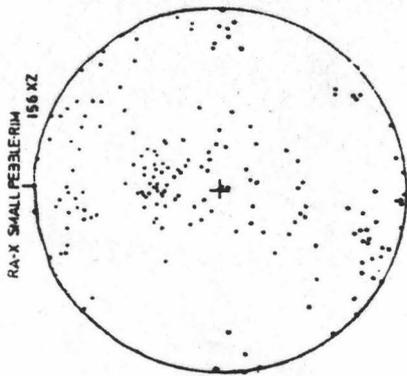
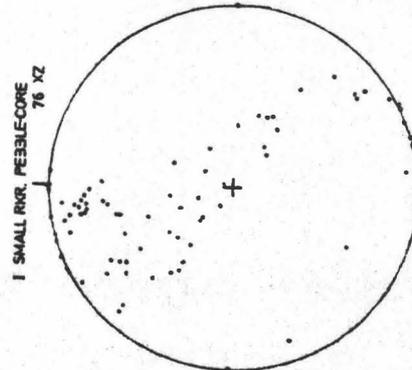
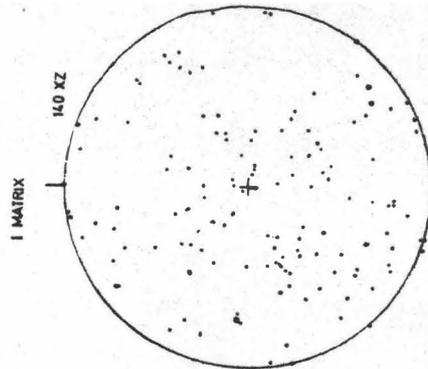
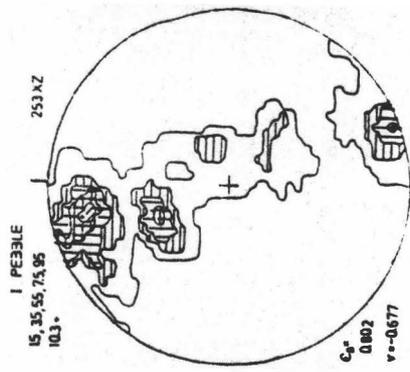
- die Gerölle müssen durch interkristalline Plastizität deformiert worden sein, da sich ein Gefüge einstellt,
- alle Proben aus Restquarzgeröllen zeigen eine starke Vorzugsorientierung der Quarz-c-Achsen,
- das auftretende Gefüge ist ein Typ-I-Kreuzgürtel mit gestreuten Maxima,
- das durch das Orientierungsskelett (vgl. LISTER&WILLIAMS 1979) - vgl. Abbildung 25 - in XZ definierte Mikrogefüge betont folgende wichtige Aspekte:
 - (1) die Gürteln schneiden die Streckungsfaser (X) mit hohem Winkel ($\pm 90^\circ$); dies zeigt: das Gefüge ist generell zum in der strain-Analyse bestimmten strain-Gerüst bezogen!,
 - (2) der zentrale Teil des Typ-I-Kreuzgürtels ist schräg zur Schieferung; wo die interne Asymmetrie (siehe BEHRMANN&PLATT 1982) definiert ist, ist eine ungleiche Neigung zum Zentralgürtel vorhanden.

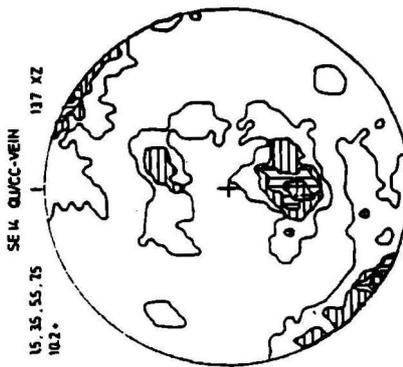
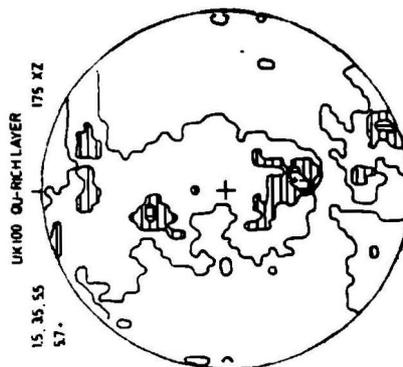
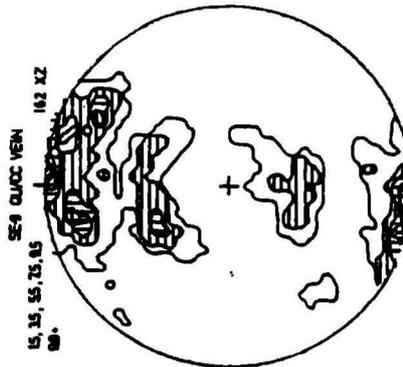
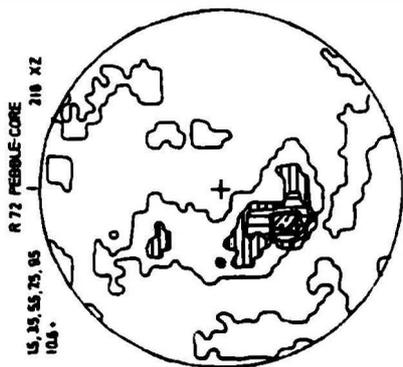
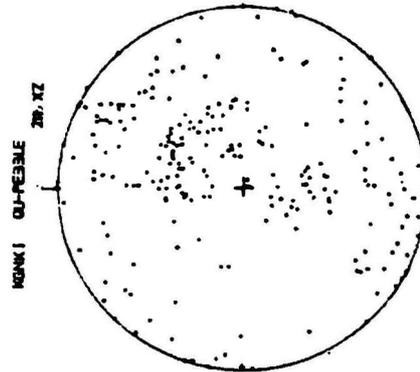
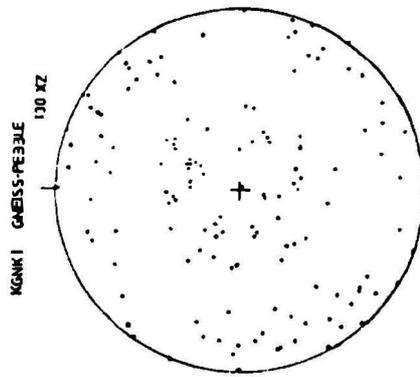
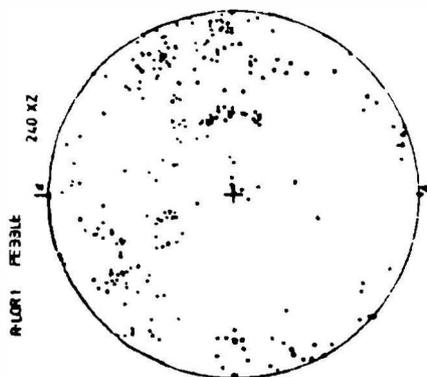
Ein synoptisches Orientierungsskelettdiagramm - Abbildung 26 a - zeigt teilweise unkomplette Gefüge und bei einigen Proben streuenden Asymmetriesinn.

Abbildung 24: Diagramm 1-22

Erläuterungen siehe Diagrammende und Text







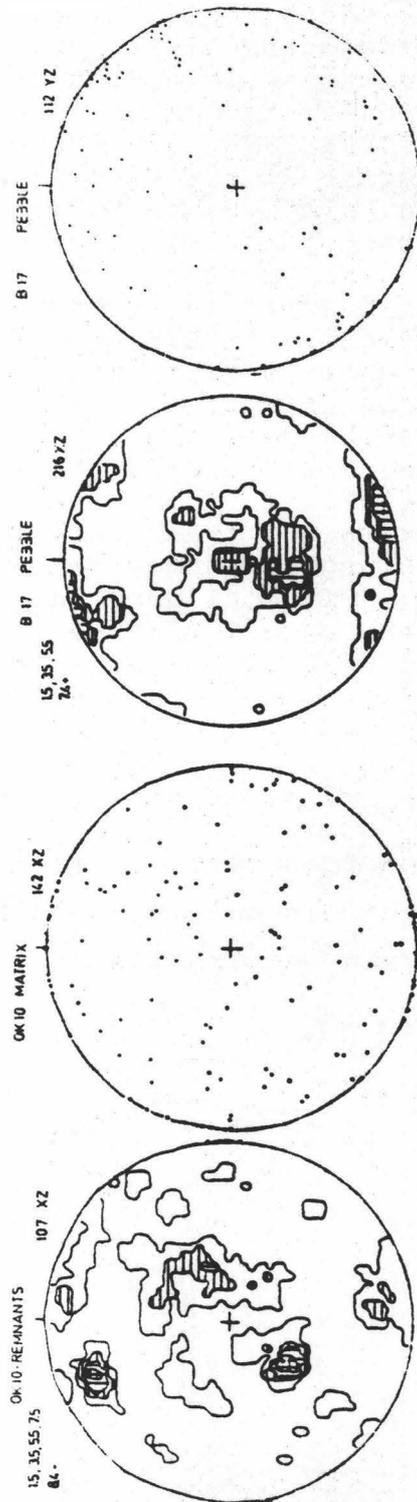


Abbildung 24: Diagramme 1-22

Erläuterungen

Quarz-c-Achsendiagramme dargestellt im Schmidt'schen Netz. Über dem N-Punkt: Probennummer und Definition des Meßbereiches (pebble-Geröll, pebble-rim: Geröllrand, pebble-core: Geröllrand, Matrix, RKR: initiale Rekristallisate, SK: optische erkennbare Subkörner, Qu-rich layer: quarzreiche Lage, Qu/cc-vein: Quarzkarbonatgang, remnants: Quarzblasten in Metaquarzwacke). Konturierungsintervalle (pro 1%) links oben, darunter Besetzungsdichte des Maximums, rechts oben: Anzahl der gemessenen Achsen und Darstellungsfläche in Bezug zum "finite"-strain Gerüst; e_s , ν -Werte links unten;

Probenlokalitäten: Triebener Tauern Paß Areal: Veitscher Decke
K-Lor2: Lorenzergaben "Karbonfenster"

XIX: Lifteneck Raum Sunk

I: Triebenstein NE-Grat Raum Sunk

UK 100: Steilbachgraben, orographisch rechts, NE'Hohentauern

SE 14: E'Lärchkogel, oberster Herta-graben (D_1 -Quarzgang)

SE 9: Triebenstein NE-Grat Raum Sunk (D_2 -Quarzgang)

OK² 10: Magnesitbergwerk Sunk

Alpiner Verrucano

RA-X: SE'Hohentauern (kleines Geröll selber Aufschluß)

Ra72: NE'Hohentauern, nahe der Überschiebungsbahn des OOA

R-Lor 1: Verrucanofenster Lorenzergaben unmittelbar über dem Altkristallin

(Lokalitätsangaben siehe ÖK 130)

Teichen Gebiet - Palten-Liesingtal,

nördlich Kalwang: Norische Decke

KGNK 1: Kurze Teichen Graben, Jh. Don,

Kalwanger Gneiskonglomerat

Lokalitätsangaben siehe ÖK 131

Bruck/Mur: Veitscher Decke

B 17: E'Bruck/Mur, E'Gehöft Huber am Rennfeldweg

Lokalitätsangaben siehe ÖK 133

siehe auch Tabelle 6, weitere Erläuterungen im Text

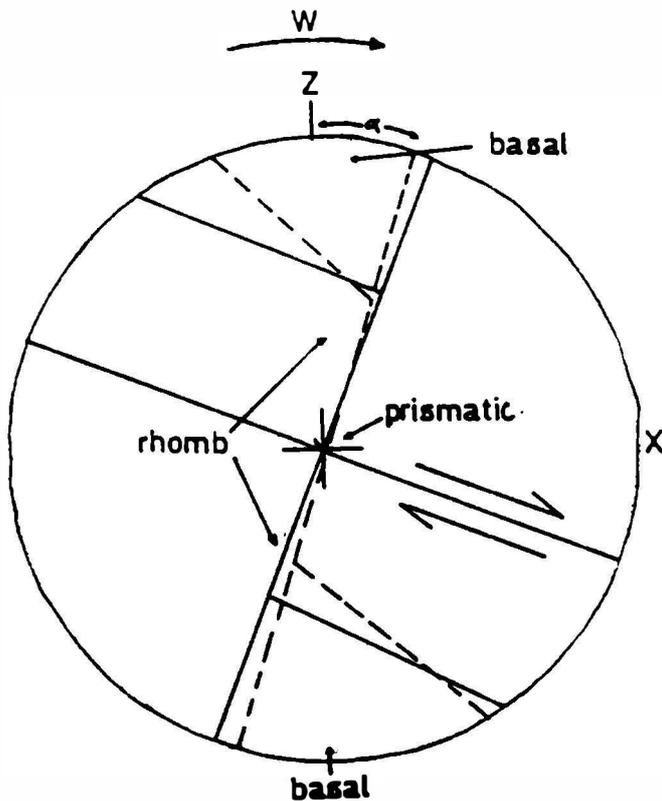


Abbildung 25:

Orientierungsskelett und Mikrogefügedefinition: ausgezogene Linie: Orientierungsskelett nach den Computersimulationen von LISTER&HOBBS 1980 (Modellquarzit B) für progressiven "simple-shear" strain, strain ist 2,1; Richtung der "vorticity" (w) ist durch Pfeil angegeben; strichlierte Linie: Orientierungsskelett der Probe K-Lor2; die theoretische Verteilung der "basal", "prismatic" und "rhomb" Submaxima der c-Achsen Verteilung ist angegeben, vgl. mit Abbildung 24, siehe auch BOUCHEZ & PECHER 1981

Interpretation:

Nach LISTER&HOBBS 1980 (Computersimulation nach dem Taylor-Bishop-Hill-Modell) treten Typ-I-Kreuzgürteln auf, wenn "basal" a "slip" dominiert und bei "plane"-strain Deformation.

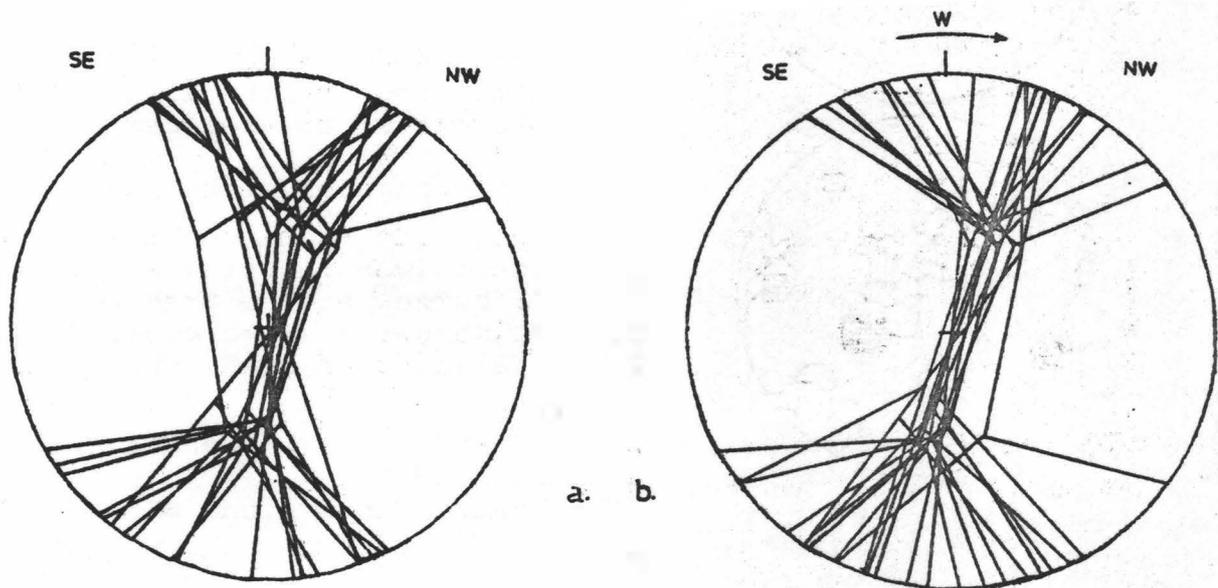


Abbildung 26 a,b

- a) Synopisches Orientierungsskelettdiagramm von 12 der 13 untersuchten Proben, Erläuterungen siehe Text
- b) Synoptisches Orientierungsskelettdiagramm nach Reorientierung der drei invers liegenden Proben (R72, UK100, I); Durchschnittswerte: $\alpha = 20^\circ$ ($\phi = 70^\circ$) (zur Definition von α bzw. ϕ siehe SIMPSON 1980, bzw. BEHRMANN & PLATT 1982) Erläuterung siehe Text

Asymmetrische Kreuzgürteln treten bei progressiven "simple-shear" auf. Ein ideales Diagramm zeigt Abbildung 25. Der Asymmetriesinn und die Schräge des Gürtels zur XY-Ebene des "finite"-strain Ellipsoides definieren den Sinn der "vorticity" (MEANS, HOBBS, LISTER & WILLIAMS 1980) der Deformation (gleich dem Schersinn bei "simple-shear"). Die in Abbildung 26 a aus Abbildung 24 entnommenen Orientierungsskelette sind nicht ident mit den Simulationen, doch zeigt die Mehrzahl der Gefüge starke Ähnlichkeit. Neun der Proben zeigen einen NW-gerichteten Schersinn, drei Proben einen entgegengesetzt gerichteten.

Warum fallen diese drei Proben aus dem Trend? Es kann folgende Antwort gegeben werden: diese Proben sind passiv durch B_2 -Faltung (Achse parallel X) invertiert worden, die Probenahme erfolgte aber nach dem üblichen Verfahren. Inversion bestätigt sich durch die Stellung der Proben (R72, UK100, I) im Profil. R72 liegt etwas unterhalb des OOA-Überschiebungskontaktes, im Liegendschenkel einer B_2 -Großfalte, UK100 über diesem Überschiebungskontakt, noch im gleichen Großfaltenschenkel (siehe Abbildung 12). Für Probe I läßt sich ebenfalls die inverse Lage durch den s_1/s_2 -Überschneidungssinn, gewonnen aus einem benachbarten Aufschluß, wahrscheinlich machen. Damit ist die Inversion nicht vollständig gesichert, da unüberschaubare Mesofalten noch Komplikationen einführen können. Diese sind aber wegen der Seltenheit von Parasitärfaalten in kompetenten Gesteinen nicht anzunehmen. Vom Geländebefund her ist diese Deutung wahrscheinlich und

liefert die einfachste Erklärung, ohne lokale strain-Inhomogenitäten (vgl. BOUCHEZ&PECHER 1981) einführen zu müssen. Abbildung 26b gibt ein reorientiertes synoptische Orientierungsskelett.

Alle Skelette haben ausreichende Ähnlichkeit mit den Simulierten und berechtigen daher die Interpretation in diesem Sinn.:

- die Gefüge sind nahe denen für "simple-shear" Vorhergesagten, haben aber eine geringe coaxiale Deformationskomponente,
- die Scherflächenlage schwankt zwischen den einzelnen Proben etwas, der Sinn der "vorticity" ist durch die Asymmetrie des c-Achsenmusters zur Schieferung gegeben (Pfeil in Abbildung 26b); diese ist nach der Rorientierung dreier Proben für alle gleich und vereinbar mit dem aus anderen Indikatoren (ss/s₁-Überschneidung, B₁-Falten etc.) gewonnenen Sinn des Deckentransports.

Plotet man die Spuren der Basalflächen im XZ-Schnitt des "finite"-strain Referenzgerüsts in Form eines Rosendia-gramms nach der Methode von BOUCHEZ 1977 (Abbildung 27), so gibt sich der Sinn der "vorticity" aus der Relation der Basisflächen zur X-Richtung.

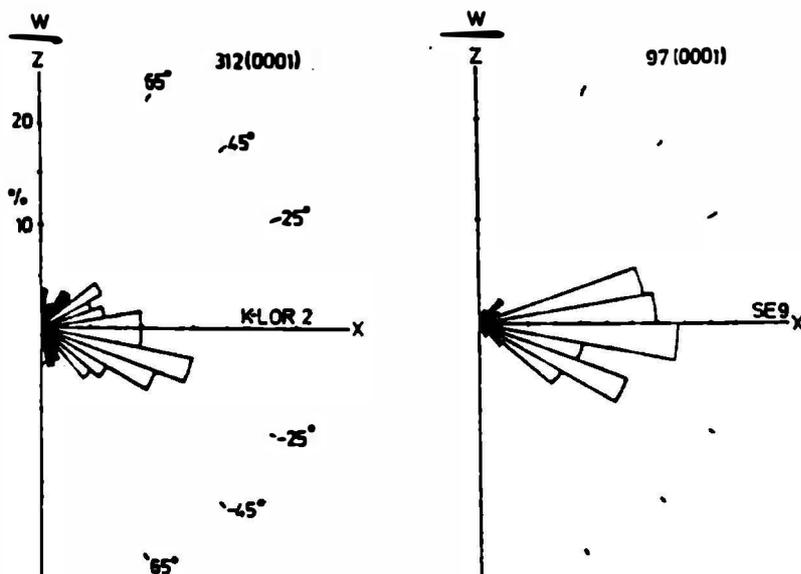


Abbildung 27

Basalflächen-Rosendia-gramme nach BOUCHEZ 1977 für die Proben K-Lor2 und SE9; Pfeil zeigt die "vorticity"-Richtung an; diese Art der Darstellung gibt die Asymmetrie der Intensitätsverteilung an, wohingegen das Orientierungsskelett die Asymmetrie des Gefügeskelettes angibt; die Intensitätsverteilung ist deutlich anfälliger für Überprägungen (siehe LISTER&WILLIAMS 1979; diese Studie); für K-Lor2 ist der Sinn der "vorticity" ident mit dem des Orientierungsskeletts, SE9 zeigt fast symmetrische Basisflächenverteilung

Aus dieser Methode ergibt sich für die untersuchten Proben ebenfalls ein NW-gerichteter Sinn der "vorticity", einige (z.B. B 17) sind fast symmetrisch, R72 gibt südwärts gerichteten Schersinn. Dies bestätigt die Annahme, daß die Basalfläche die dominante Gleitfläche bei der Quarzdeformation im untersuchten Gebiet ist.

Warum divergieren nun die Gefügemuster etwas, weiters warum gibt die Probe R72 südwärts gerichteten Schersinn in Bezug auf die Basalflächenmethode und warum läßt sich die Probe R-Lor1 nicht im oben angegebenen Sinn deuten?

Dies wird anhand der Abbildung 24, Diagramme 8(RA-X), 16(R72), 17 (R-Lor1) und Tabelle 6 diskutiert:

- obwohl die Gefüge der Proben RA-X und R72 deutlich die Typ-I-Gürteln zeigen, liegen die Maxima gestreuter an den Gürtelästen, generell weiter von der Y-Achse weg; diese ungleiche Position wird in der Verteilung der Basisflächen deutlich.

Nach der Taylor-Bishop-Hill Theory beeinflussen folgende Faktoren das Deformationsgefüge:

- initiale Gefügeorientierung,
- der "deformation-path" (kann während der Gesamtdeformation wechseln, - siehe Modell der Deckgebirgsdeformation im Triebener Tauern Paß Areal),
- die PT-Bedingungen (diese beeinflussen die Wirksamkeit der Gleitsysteme),
- die Deformationsendphase ("effect of the closing-stage of deformation"), vgl. LISTER&WILLIAMS 1979, BRUNEL 1980.

Aus Tabelle 6 ist ersichtlich:

- die drei angeführten Proben stammen aus dem Verrucano, dem tiefsten, deshalb höchsttemperierten Teil des Deckenstapels, ihre Anordnung in diesem ist: R-Lor1 - RA-X - R72, vom Liegenden ins Hangende (vgl. Abbildung 8),
- ihre Korngrößen nehmen ins Liegende progressiv zu und zeigen anomal hohe Werte,
- sie haben hohe negative Symmetriewerte (ν).

Dies wird in Übereinstimmung mit bereits diskutierten Feldbefunden gedeutet:

- da die Gerölle aus varistischen (Verrucano) bzw. auch prävaristischen Arealen ins Sediment kommen, ist ein initiales nichtzielloses Gefüge möglich. Bei der alpidischen Überprägung wird dieses Gefüge progressiv entordnet und entsprechend dem neuen kinematischen Gerüst neugeregelt. Die Effekte der variablen initialen Orientierungsposition können sich als Variationen in der Orientierung und in der Stärke der Maxima zeigen (vgl. ROERMUND et al., 1979), siehe die Diagramme in Abbildung 34, - doch können sie nicht für den obig geschilderten Trend verantwortlich sein,

- bleibt als plausibelste Erklärung: bei generellem Gleichbleiben des Deformationsplanes nimmt mit Zunahme der plastischen D_2 -Deformation im Liegenden des Deckenstapels die Einengung in Y zu, damit beginnt das Gefüge von der Y-Achse wegzuwandern ("prolate-strain fabric", vgl. LISTER & HOBBS 1980) und fängt an, wenn die kinematische Hauptachse von X auf Y umwechselt, einen Kleinkreis um Y auszubilden. Damit gekoppelt ist die generell höhere postdeformative Temperung in den basalen Deckenstockwerken, die die Sammelkristallisation vorantreibt, damit das Mikrogefüge progressiv entordnet; - am weitesten fortgeschritten in der höchsttemperierten Probe. Eine alternative Erklärungsmöglichkeit für die Probe R-Lor1 ist ein Überwechseln des dominierenden Gleitens auf einer "basal" <a> Fläche zu einer Prismen <c>-Fläche, wie sie z.B. durch Temperaturerhöhung möglich wäre (vgl. Fig. 2,3,4 in LISTER 1981), oder durch Einwirkung einer fluiden Phase (BLACIC 1979). Mit einem vorgegebenen asymmetrischen Gürtelgefüge (wie bei den übrigen Proben) ließe sich auch die asymmetrische Maximaverteilung im jetzt vorliegenden Diagramm deuten; zur Klärung dieser methodisch interessanten Frage müssen noch weitere Untersuchungen durchgeführt werden!

Durch die progressive Zunahme des "prolate"-c-Achsengefüges in Zusammenhang mit der B_2 -Faltungsdeformationseinengung wird aber auch bestätigt: Die D_2 -Deformation ist dem selben Deformationsplan, wie D_1 zuzuordnen, im selben Akt entstanden, also noch dem Deckentransport zuzuordnen. Dies wird auch durch die Probe SE9 deutlich. Nach dem Geländebefund handelt es sich um einen D_2 -Quarzgang. Das Mikrogefüge ist nun noch deutlich zum Gesamtdeformationsplan bezogen, doch ist Y völlig polfrei. Hier dürfte fast nur mehr Basalgleitung gewirkt haben, da die nur bei höherer Temperatur aktivierbare Prismengleitung geringer ist. Die Computersimulation zeigt weiter: verschiedene Deformationsgeschichte spiegelt sich in den Mikrogefügen wieder, so gilt: für "plane"-strain ist für Modellquarzit B ein polfreies Feld zwischen den Gürtelästen um Z zu erwarten, welches sich mit Wanderung in "constrictional"-Feld progressiv füllt.

Dies zeigt sich generell bei den untersuchten Proben. So zeigen die niedrig negativ symmetrischen Proben (OK10, XIX) noch deutlicher getrennte periphere Gürteläste (bzw. Maxima), als die Proben mit höher negativer Symmetrie (I, UK 100). Nicht berücksichtigt wurden die Proben aus dem Verrucano.

Die meisten Diagramme zeigen eine markante c-Achsenkonzen-

tration um die Y-Achse, dies ist vereinbar mit:

- einer deutlichen Basalgleitkomponente, die die c-Achsenverteilung in einer Ebene senkrecht zur Streckungslineation bringt, und einer Prismengleitkomponente mit Gleitung in eine einzelne $\langle a \rangle$ Richtung, die ein Maxima in Y schafft. (LAURENT&BURG 1978, LISTER&PATERSON 1979, LISTER 1981, BOUCHEZ&PECHER 1981). Die Möglichkeit einer Änderung der relativen Wichtigkeit verschiedener Dislokationsgleitsysteme infolge T-Änderung ist wegen des geringen PT-Unterschiedes zwischen Veitscher Decke und Verrucano für die Hauptdeformation nicht anzunehmen.

Durch die Ausbildung eines c-Achsengefüges ist der Dislokationsmechanismus für die Deformation in den Restquarzgeröllen gesichert.

Effekt der strain-Intensität:

Generell gilt: zunehmende Intensität definiert das entstehende Mikrogefüge klarer. In Abbildung 24 wurden die Proben nach absteigender strain-Intensität gereiht. Die Proben aus dem Verrucano werden nicht berücksichtigt, auch werden nur die Daten aus den Restquarzgeröllen verglichen. Deutlich zeigt sich eine Abnahme der Gürtelschiefe und geringere Maxima-streuung bei steigender strain-Intensität. Dies steht in Übereinstimmung mit anderen Untersuchungen, z.B. LISTER&HOBBS 1980, MILLER&CHRISTIE 1980, COMPTON 1980, LISTER et al., 1978, SYLVESTER&CHRISTIE 1968, BOUCHEZ 1977), doch könnte dieser Effekt auch durch die unterschiedliche Zahl gemessener Achsen überdeckt sein.

Weiters zeigt sich: das Gefügerüst ist am klarsten asymmetrisch (in Bezug auf das "finite"-strain Gerüst) bei niedrigen Scherstrainraten, - vgl. Abbildung 28, - dies ist eine Bestätigung der Ergebnisse von BURG&LAURENT 1978, LISTER&WILLIAMS 1979, BOUCHEZ&PECHER 1981.

Vergleich Mikrogefüge: Gerölle - Matrix

In den Proben K-Lor2", I und OK10 wurden die Mikrogefüge der Matrix und der Gerölle verglichen. Es zeigt sich: bei vergleichbarer Anzahl der Messungen (z. B. Probe I) zeigen die Gerölle wesentliche stärkere c-Achsenorientierung als die Matrix. Es stellt sich sogar erst bei Werten von $e_s \geq 1$ eine Gefüge ein, das ähnelt dann dem der Gerölle (vgl. K-Lor2).

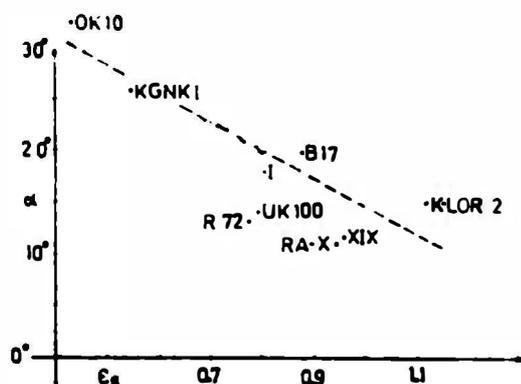


Abbildung 28

Orientierungsskelettasymmetrie (definiert in Abbildung 24) gegen strain-Intensität; die strichlierte Linie gibt die optisch bestpassendste Gerade durch die Daten; offensichtlich ist eine inverse Beziehung zwischen den beiden Variablen, Erläuterungen siehe Text

Effekt der früher Rekristallisate und Subkörner:

Progressive, statische Rekristallisation bewirkt eine Zerstörung des Mikrogefüges! Die in Probe K-Lor2 gemessenen initialen Rekristallisate zeigen bei erhöhter Streuung doch ähnliche Vorzugslage, wie Subkörner und "normale" Körner (vgl. Abbildung 24/1,2). Dies macht wahrscheinlich:

- Rekristallisation geschieht hauptsächlich durch progressive Misorientierung von Subkörnern ("host controlled recrystallisation"),
- die Rekristallisation ist dynamisch, d.h. bereits neugebildete Rekristallisate werden durch Dislokationsgleitung neu deformiert.

Orientierung von Einzelkristallen:

TULLIS et al., 1973 zeigen, daß relativ undeformierte Körner c-Achsen überwiegend senkrecht und parallel der Richtung des maximalen stresses bei Achsialverkürzungsexperimenten haben (keine Möglichkeit der Basalgleitung). In Probe OK10 wurden alle verfügbaren großen Einzelkristalle in einer Metaquarzwacke gemessen, - das Ergebnis ist wie in den anderen Proben ein Typ-I-Kreuzgürtelgefüge. Das bekräftigt wiederum die rotationale Deformation. In allen Dünnschliffen sind weiters schwachdeformierte "Augen selten (vgl. dagegen ETCHECOPAR 1977).

Strain-Inhomogenität im Geröllbereich:

Nach WHITE 1976 zeigen deformierte Quarzkörner häufig Kern-

Mantelstrukturen, was auf eine stress-Konzentration im Mantel zurückzuführen ist, dies kann zur Aktivierung "härterer" Gleitsysteme im Mantel führen. Es wurde untersucht, ob sich diese auch eine Größenordnung höher, über monomineralische Gerölle ausbilden, weiters in Verbindung damit, ob Mantel und Kern Unterschiede im c-Achsengefüge ausgebildet haben. Die Proben, die daraufhin untersucht wurden (siehe Abbildung 24) zeigen keine deutlichen Unterschiede. Weder ist die Orientierungsskelettrotation weiter fortgeschritten (entweder im Kern oder im Mantel), noch zeigt die Lage der Öffnungswinkel der Gürteläste deutliche Unterschiede. Ein Unterschied scheint sich in der Maximaverteilung zu dokumentieren:

die c-Achsengefüge von Körnern aus dem Geröllkern zeigen starke Dichte um die Y-Achse, während die Randkörner häufiger um Z plotten. Ob dies die abnehmende Aktivität der Prismengleitung infolge Temperaturreduktion in der Spätphase der Deformation, bei längerer Aktivität der Mantelkorngleitsysteme verdeutlicht, müssen weitere Untersuchungen zeigen.

Jedenfalls ist ein Hinweis auf die höhere Sensibilität der Geröllmantelkörner zur Deformationsgeschichte gegeben.

"geometric softening":

Die Ausbildung eines gut geordneten Mikrogefüges zeigt an, daß der Zustand eines "geometric (fabric) softening" der Gerölle bei der plastischen Deformation erreicht wurde. Zusammen mit der kontinuierlichen Rekristallisation ist sie für die mechanische Weichheit der Restquarzgerölle verantwortlich.

Größenordnungsproblem:

Generell ist es nicht richtig, aus der Analyse einiger hundert Körner aus einigen Proben mit der Größe von einigen μm auf die Bewegungsgeschichte eines geologischen Großkörpers zu schließen, da dadurch lokale Komplikationen überbetont werden bzw. übersehen werden.

Wenn die in vielen Fällen, so auch in diesem gemacht wird, so muß diese Deutung von anderen, unabhängigen Faktoren gestützt werden. Dieses Problem wird bei dem Studium des Mikrogefüges häufig übersehen.

d) Subkörner und bandförmige Undulation

In einigen Proben wurde die Orientierung der Subkorn Grenzen bzw. der Undulationsbänder in der XZ-Ebene gemessen (Abbildung 29) und zum "finite"-strain Gerüst bezogen. Obwohl diese Meßtechnik nicht die wahre Orientierung der Subflächen angibt, können doch aus der Verteilung einige Schlüsse gezogen werden:

- c-Achsenorientierung und Subflächenlage sind generell aufeinander bezogen, d.h. die Subflächen stehen im hohen Winkel zur Basisfläche; sie stellen damit wahrscheinlich Prismenflächen dar (WHITE 1975, BOUCHEZ 1977, VOLL 1982),
- das Subkorn Grenzenspektrum ist, wie das c-Achsengefüge zum "finite"-strain-Gerüst geneigt.

CHRISTIE et al. 1964 und NICHOLAS et al., 1973 haben die Subkorn Grenzen zum kinematische Gerüst bezogen, demnach ist wahrscheinlich (vgl. WHITE 1976):

- die Richtung senrecht zu den Grenzen ist die Gleitrichtung im Kristallgitter; wenn generell Prismenflächen angenommen werden können (siehe oben) ist die Gleitung in der Basalfläche gelegen (BOUCHEZ 1977),
- die Asymmetrie zeigt wiederum die Neigung des kinematischen Gerüsts zum "finite"-strain Gerüst. Die Überbetonung einer Flächenschar (siehe Abbildung 29) weist auf eine dextrale Scherkomponente. In Probe RA-X liegen die Subkornflächen deutlich flacher, dies kann bedeuten: durch die progressive Einengung in Y wandern die Subkorn Grenzen, entsprechend den kinematischen Änderungen, aus der bevorzugten Lage in YZ und werden dadurch von XZ flacher geschnitten.

In YZ-Schnitten liegen die Subkorn Grenzen steil N-S, sind generell aber schwach ausgebildet.

Die Zahl der optisch beobachtbaren Subkörner liegen zwischen 0 und 5 pro Korn (korngrößenabhängig), die höheren Werte treten am Geröllrand auf. Die Misorientierung über deutlich ausgebildete Subgrenzen (Subkorn Grenzen, bandförmige Undulation, Deformationsbänder) liegt durchschnittlich bei 6° , dieser Wert ist für die Gesamtpopulation als Maximalwert anzusehen. In Altkörnern sind Misorientierungen der c-Achsen bis über 30° festzustellen.

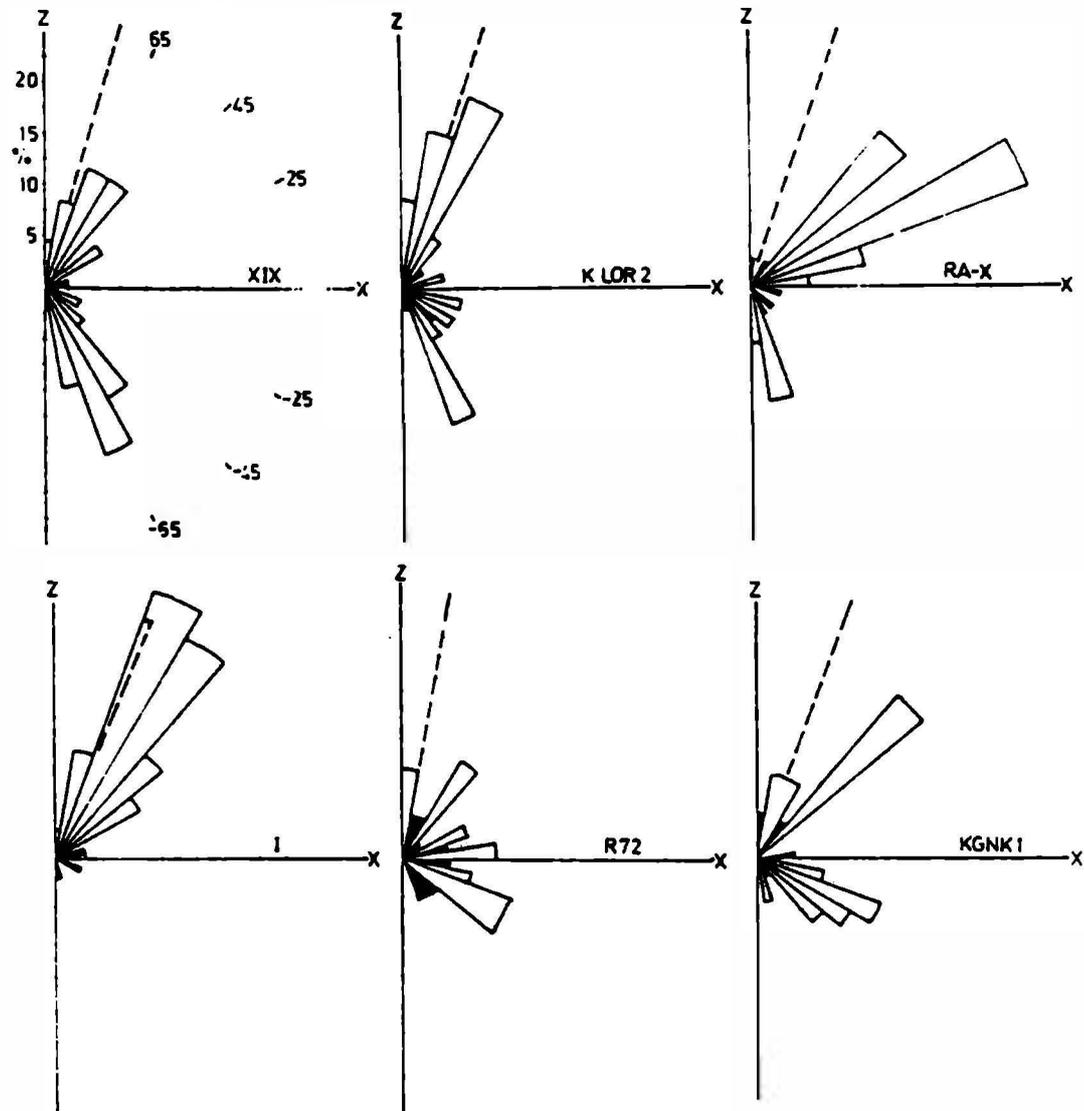


Abbildung 29

Rosendiagramme für die Häufigkeitsverteilung meßbarer Subkorgrenzen und Undulationsbänder ("banded undulatory extinction") in Beziehung zum XZ-"finite"-strain Gerüst; strichlierte Linie gibt den Neigungswinkel des c-Achsenorientierungsskelettes; passiv invertierte Proben wurden reorientiert; Erläuterungen siehe Text.

e) Verformungsrate in den Restquarzgeröllen

Durch die Etablierung eines fortlaufenden ("steady-state") Dislokationsdeformationsmechanismus kann auf seiner Basis, der konstanten Temperatur und des konstanten stresses die strain-Rate abgeschätzt werden. Dies wird basierend auf Gleichungen für die Dislokationskriechrate durchgeführt. Für die Berechnung wurde das "flow-law" von KOCH et al., 1980 (neueste Daten) verwendet, diese sind in Appendix 1 zusammengefaßt. Es ergibt sich eine strain-Rate von $1 \cdot 10^{-13} \text{ sec}^{-1}$.

Verformungsratenänderungen in Abhängigkeit von stress, Korngröße bzw. Temperatur können durch Deformationsmechanismenarten dargestellt werden (vgl. z.B. ASHBY 1973, ELLIOTT 1973, WHITE 1976, RUTTER 1976, ETHERIDGE&WILKIE 1979). Abbildung 30 reproduziert im wesentlichen solch eine Karte aus der Arbeit von ETHERIDGE&WILKIE 1979, die für Quarz bei 500° nach den "flow-laws" von EVANS&LANGDON 1976 und GIFKINS 1976 konstruiert wurde.

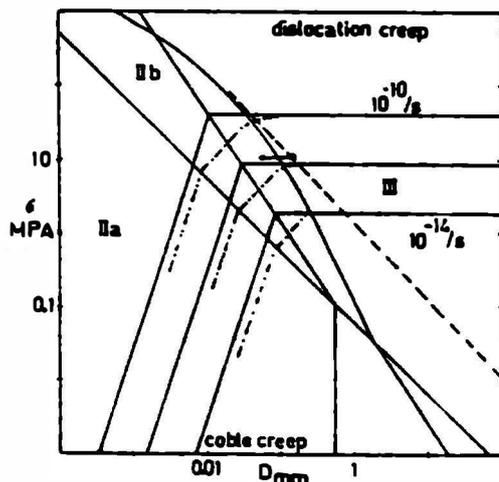


Abbildung 30

Deformationsmechanismenkarte (stress/Korngröße) nach ETHERIDGE&WILKIE 1979, relevant für die Restquarzgerölldeformation; für Konstruktionsdetails siehe obige Arbeit. Gezeigt werden die Hauptdeformationsfelder (dislocation creep - Diffusionsmechanismen) für Quarz bei 500° nach den Gleichungen von EVANS&LANGDON 1976, weiters die Deformationsregime nach GIFKINS 1976 (IIa,b, III), die Korngrenzgleitung in die Berechnung einschließen. Linien

gleicher strain-Rate, sowie als Änderung zu Fig.6 von ETHERIDGE&WILKIE 1979 nicht die Korngrößen-stress Gleichgewichtslinie nach TWISS 1977, sondern die neueren Daten von CHRISTIE et al., 1980, sind beigefügt. Die strichpunktierete Linien geben die strain-Ratekurven bei Einbeziehung der Korngrenzgleitung und Diffusionsmechanismen nach GIFKINS 1976. Die Deformationsmechanismen ändern sich an den Grenzen nicht abrupt, sondern überlappen sich. Der Kreis markiert den Mittelwert aus dem Untersuchungsgebiet für Korngrößen-stress-Gleichgewichtsbeziehung; für den hier betrachteten Fall ist eine Annahme von 500° um ca. $30-50^\circ$ zu hoch, doch ist die dadurch bedingte strain-Ratenerhöhung

vernachlässigbar (siehe ETHERIDGE&WILKIE 1976); weitere Erläuterungen siehe Text.

Es soll jedoch betont werden, daß die Deformationskarten nur so genau sind, wie die auf experimentellen Daten basierenden Gleichungen und numerischen Werte um sie zu lösen. Viele dieser Daten sind für Quarz noch ungenau und erlauben bestenfalls semiquantitative Aussagen.

Aus Abbildung 30 ist ersichtlich:

- der Mittelwert für den betrachteten Raum plotet, entsprechend den mikroskopischen Beobachtungen, im Feld der dominierenden Dislokationsdeformation,
- die Korngröße der Restquarzgerölle hat sich als integrierter Teil des Dislokationsdeformationsprozesses gebildet,
- die mittlere strain-Rate aus diesen Diagrammen (mit etwas anderen numerischen Daten als für die eigene Bestimmungen in Appendix 1) liegt bei $1 \cdot 10^{-12} \text{ sec}^{-1}$,
- rechnet man die strain-Rate für Regime III (Abbildung 30 - Dislokationsdeformation und Korngrenzgleitung) nach den Werten von ETHERIDGE&WILKIE 1979 aus und beläßt die TWISS -Beziehung für das Verhältnis Subkorngröße-Korngröße (obwohl auch hier die neueren Werte von CHRISTIE et al., 1980 einzusetzen wären), so ergibt sich: $\dot{\epsilon} = 6,54 \cdot 10^{-13} \text{ sec}^{-1}$ für die in Appendix 1 zusammengefaßten Werte (gegenüber Abbildung 30 liegt die Änderung in der Temperatur und der Diffusionsrate).

f) Calcit - Orientierungsgefüge

Es ist nicht beabsichtigt, die Deformationsmechanismen in Karbonatgesteinen zu beschreiben. Einige von SANDER 1950 publizierte Calcitmikrogefügedaten (vgl. Abbildung 31) werden im Lichte neuer Untersuchungen zu bewerten versucht.

WAGNER et al., 1982 stellen fest, daß die Voraussetzungen für eine kinematische Interpretation wesentlich komplizierter sind als für Quarz. So sind z. B. zum Verständnis notwendig: Zahl und Aktivitätsausmaß von Zwillingsystemen, Korngröße, Position der Kornform in Bezug zum "finite"-strain Gerüst, - keine dieser Voraussetzungen zur Interpretation sind gegeben!!! Außerdem sind Textursimulationen weit weniger fortgeschritten als bei Quarz. LISTER 1978

gibt wenig optimistische Feststellungen über die Simulation mittels TAYLOR-Kalkulationen (vgl. dagegen WAGNER et al., 1982). Verwendet man einige für die Diagramme in Abbildung 31 relevanten Aussagen bisheriger experimenteller Untersuchungen zu einem vorläufigen Interpretationsversuch, so läßt sich feststellen:

- bei niedrigem T und aktiver Verzwillingungsdeformation stellen sich bei "plane"-strain die c-Achsen in hohem Winkel zur Schieferung (vgl. RUTTER&RUSBRIDGE 1977, WAGNER et al., 1982),
- während der Zwillingsgleitung werden Pole von $e = (01\bar{1}2)$ parallel zur Kompressionsachse oder normal zur Dehnungsachse orientiert (vgl. WENK 1978),
- in Experimenten, in denen Verzwillingung von großer Bedeutung ist (niedriges T, hoher stress), rotiert die Verkürzungsachse rasch gegen die c- und e-Achsenrichtung (SCHMIDT et al., 1981) (e-Verzwillingung und r-Gleitung),
- in "simple-shear"-Experimenten (oder angenäherten) korrespondiert das c-Achsenmaximum mit der "incremental compression direction", d.h. die c-Achsen stellen sich sehr schnell senkrecht ϵ_1 (im Gegensatz zu Quarz!!) (RUTTER&RUSBRIDGE 1977, SCHMIDT et al., 1981). Daraus läßt sich auch auf den Schersinn rückschließen. Dieser ist in den Diagrammen 66/67, Abbildung 31 widersprüchlich.

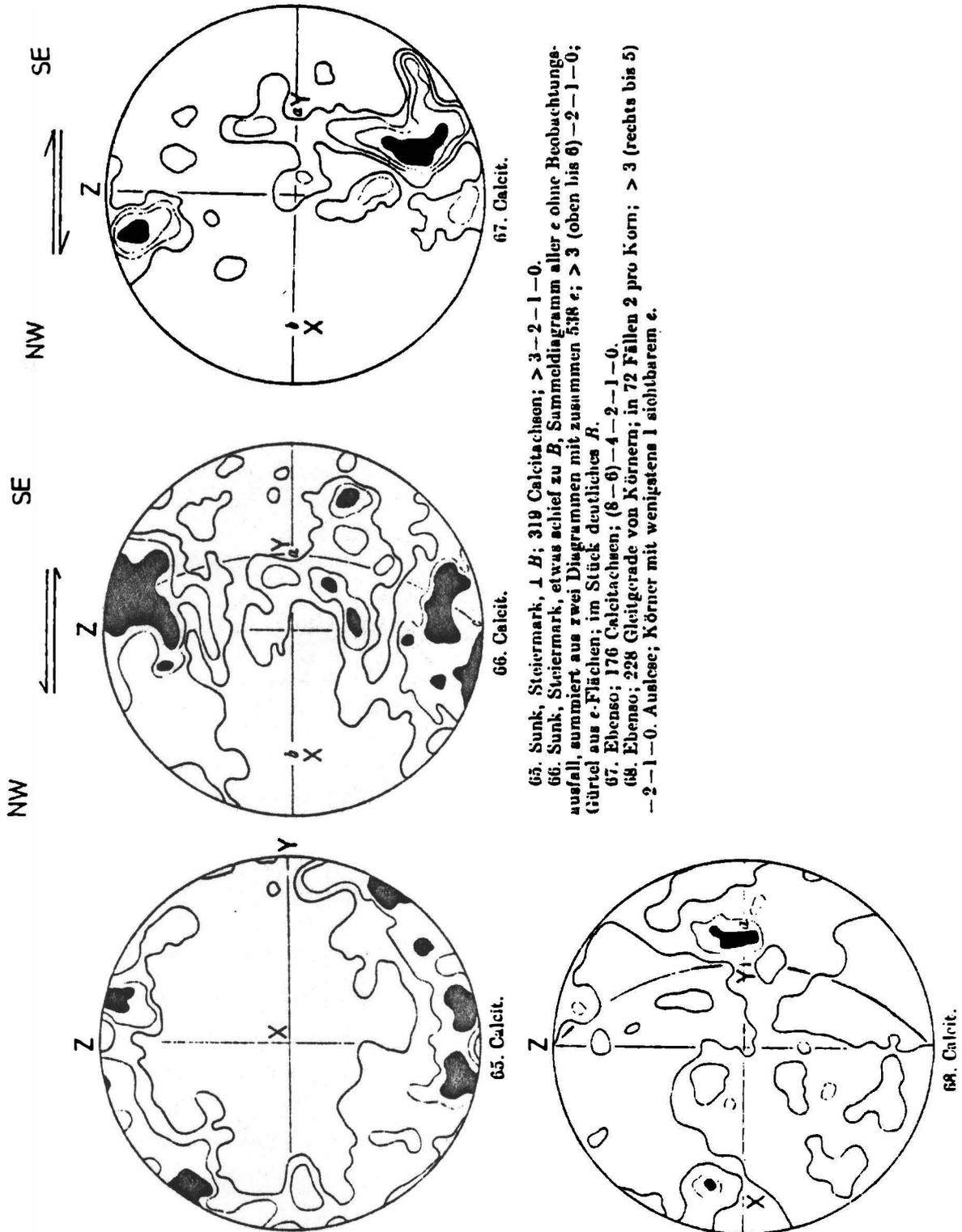
Weitere Untersuchungen, die eine exaktere Deutung ermöglichen sollten, sind in Vorbereitung.

Abbildung 31

Calcitmikrosgefügedaten nach SANDER 1950; die Orientierung im "finite"-strain Gerüst wurde eingezeichnet. Die Interpretation leidet unter folgenden Kriterien

- a) genauere Probenlokalität unbekannt, dadurch ist es nicht möglich, eventuell passiv invertierte Proben zu erkennen (z. B. Diagramm 67 könnte invertiert sein - Schersinn)
- b) keine Korngrößenangaben
- c) keine Angaben über die Bedeutung von Verzwilligungen
- d) fehlende eigene Untersuchungen über Calcitdeformation

Schersinn nach RUTTER&RUSBERIDGE 1977 und SCHMIDT et al., 1981 in Diagramm 66 und 67 indiziert; Erläuterungen siehe Text



5.1.3. Mikrostrukturinventar und seine Signifikanz in der Matrix

a) Deformationsmechanismen

Welche Deformationsmechanismen waren nun in der Matrix wirksam. Zur Beantwortung müssen wir folgende Erscheinungen erklären:

- die Matrixkorngröße ist gegenüber den monomineralischen Restquarzgeröllen um den Faktor 0,4-0,5 reduziert,
- die Korngröße von Quarzrekristallisaten richtet sich generell nach dem Sekundärphasengehalt (Abbildung 32).

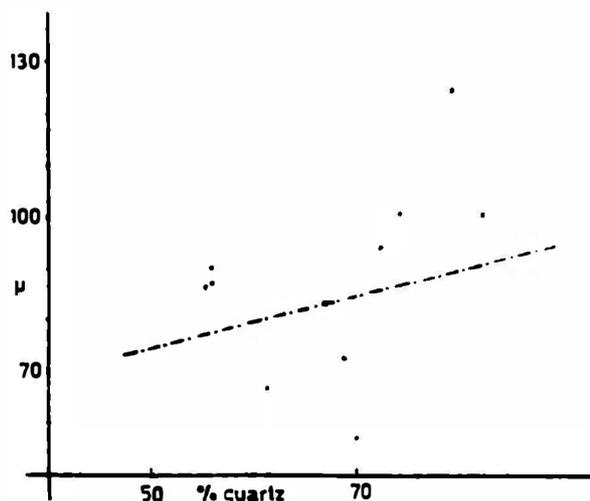


Abbildung 32

Beziehung Quarzgehalt-Quarzkorngröße in der Matrix; generell ist die Bindung der Korngröße an den Anteil von Sekundärphasenmineralien (Phyllosilikate, Feldspat, SM) offensichtlich; die eingezeichnete Linie ist die optisch bestpassendste Gerade durch den Mittelwert; Erläuterungen siehe Text

- die Quarzkorngrenzen sind in der Richtung parallel str₁ suturiert,
- die Kornlängung von Quarzrekristallisaten richtet sich generell nach dem Sekundärphasengehalt (Abbildung 33),

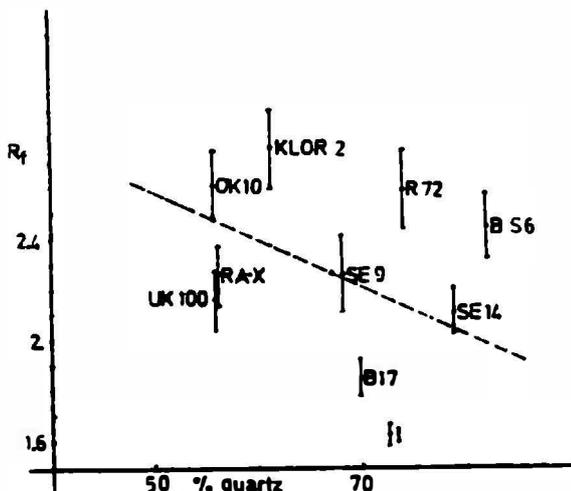
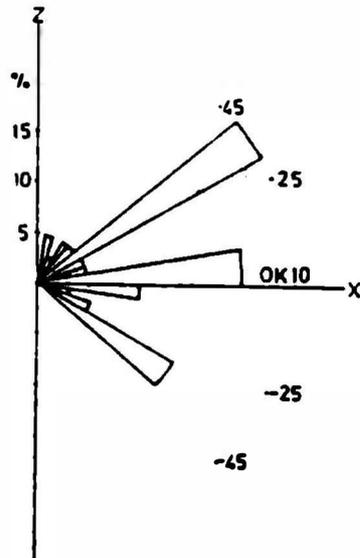


Abbildung 33

Beziehung Quarzkornlängung zu Quarzgehalt in der Matrix; mit Zunahme des Sekundärphasengehaltes steigt das Quarzkornachsenverhältnis; Erläuterungen siehe Text

- der Anteil an Sekundärphasenmineralien (vorwiegend Phyllosilikate) ist gegenüber den Restquarzgeröllen stark erhöht (Faktor 10),
- die Quarze in der Grundmasse haben weit geringeres Volumen als Feldspatkörner im gleichen Gestein,
- Matrixquarzkörner zeigen generell schwache, einfache Undulation und selten Subkörner,
- Rekristallisation in der Quarzmatrix: Quarzlagen sind völlig rekristallisiert, diese Körner haben oft rechteckige Umrisse; bei hoher primärer Korngröße sind noch Altkornrelikte erhalten,
- klastische Glimmer werden durch Scherung geknickt, aufgerissen, die Dehnungsrisse sukzessive gefüllt,
- klastische Glimmer zergleiten entlang von (001), - vgl. Taf.11, Fig. 14,
- klastische Glimmer zeigen eine bimodale kristallographische Ausrichtung von (001) um s_1 (vgl. Abbildung 34),

Abbildung 34



Histogramm: Häufigkeit gegen Winkel zwischen (001) und s_1 (Schieferungsreferenzfläche durch die Ausrichtung der Mineralneubildungen für klastische Hellglimmer); XZ-Schnitt, Probe oK10, liegende Veitscher Decke; beachte das asymmetrische Muster, dieses weist auf nichtgleichachsige stress-strain-Geschichte mit dextralem Rotationsinn; der relativ hohe Winkel von (001) zu s_1 kann durch ein "locking up" der Gleitung entlang (001) gedeutet werden; die gemessenen Winkel sind Maximalwerte, die Glimmer zeigen in Annäherung zu s_1 sigmoideale Form

- Glimmerneubildungen sind starr parallel s_1 angeordnet und zeigen nur untergeordnet interkristalline Deformation,
- Verwachsung von Hellglimmer und Quarz im Druckschatten (vgl. Taf. 11. Fig.15),
- Auftreten von "Säumen" von Glimmer und/oder opakem Material,
- das Auftreten von Quarzgängen,
- das Auftreten von Druckschatten; Quarz rekristallisiert dort meist wieder (vgl. Taf.12, Fig. 16b,c),

- folgende Mineralien gehen in Lösung: Calcit, Quarz, Chlorit, Feldspat, untergeordnet Turmalin (vgl. Taf. 12, Fig. 16a), interessiert ist, daß Chlorit in Lösung geht und in Druckschatten ausfällt,
- einige Minerale zeigen Kappung klastisch mitgebrachter Internstrukturen an geraden, s_1 -parallelen Flächen,
- in Karbonatmatrix werden Restquarzeröle durch Drucklösung deformiert (Taf. 11, Fig. 15),
- Stylolithen in verunreinigten Kalkmarmoren;
- Feldspatdeformation geschieht durch:
 - Lösung, besonders an Kontakten zu Schichtsilikaten, dadurch kann beträchtliche Längung erzeugt werden,
 - Auseinandergleiten entlang der Spaltung bei günstiger Lage (vgl. Taf. 2, Fig. 3d),
 - Bruch,
 - gelegentlich leichte Undulation und Knickzonen weist auf plastische Verformung,
 - Abbau in duktilere Minerale, wie Serizit, Karbonat, und Quarz (neben Mineralien der Epidotgruppe);
- Turmalin verhält sich überwiegend als starres Mineral, er zeigt:
 - Dehnungsbrüche mit nachfolgendem Verdriften der Bruchstücke. Die Zerbrechung tritt in Anwachsäumen wie in Kernen in gleicher Weise auf. Metamorphose und Deformation erfolgten daher gleichzeitig. Die Größe der Fragmente in der duktil deformierenden Matrix ist wahrscheinlich vom "flow-stress" abhängig (vgl. MITRA 1978, WHITE et al., 1980, BOULLIER 1980, vgl. Taf. 12, Fig. 16a).

Interpretation

Fassen wir einige der im optischen Mikroskop erkennbaren Charakteristika für wichtige Deformationsmechanismen zusammen:

Dislokationsdeformation (Versetzungsgleitung, -kriechen, cf. VOLL 1982)

- undulöse Auslöschung,
- Deformationsbänder,
- Rekristallisation,
- Subkörner.

Drucklösung

(wobei ich unter Drucklösung sowohl die Diffusion von Ionen entlang von Korngrenzen als auch die Ionendiffusion in stationärer Lösung durch den Porenraum entlang eines Potentialgradienten (stress) verstehe, vgl. STOCKER & ASHBY 1973, ELLIOTT 1973, KERRICH et al., 1977)

- Vorhandensein von Druckschatten,
- Styliolithen bzw. Säume von unlöslichen Material,
- Schieferungsstrukturen mit Volumsverlust,
- inhomogene Natur der Verformung im Kornbereich.

Korngrenzgleitung

ist generell schwer nachzuweisen

- Knickung in zwei oder mehreren Rekristallisaten gemeinsam eingeschlossene Objekte an den Korngrenzen,
- Parallelogrammform von Phyllosilikaten.

In der Matrix geschieht der strain-Abbau also durch:

1. - Drucklösung ist offensichtlich, ihr Ausmaß ist quantitativ schwer abzuschätzen, doch dürfte sie in den tieferen Deckenteilen geringer als im höheren sein (Größe der Druckschatten etc.). Im Extremfall geschehen auch bei der Wiederfaltung noch große Stoffumlagerungen. Mit Zunahme des Phyllosilikatgehaltes steigt der Drucklösungsanteil, weil dieser den Koeffizient der Diffusion und der effektiven Korngrenzen erhöht (vgl. Taf. 2, Fig. 3). Der Grund für die scheinbare Abnahme des Drucklösungsanteils an der Gesamtdeformation ins Liegende suche ich einerseits in der strain-Zunahme, die die interkristalline Deformation erhöht, andererseits und wahrscheinlich bedeutender, in der Zunahme der Temperatur. Der Mineralneuaufbau entzieht dem Diffusionsraum zunehmend fluide Phase und führt dadurch zu einem trockeren Environment,
2. Korngrenzgleitung ist, durch die fluide Phase in der Matrix gesteigert, deutlich wirksam. Ich definiere Korngrenzgleitung nicht im metallurgischen Sinn (wo es ein Gleiten an getemperten Korngrenzen (hohes T) in einer monomineralischen Phase ist), sondern verstehe darunter auch die Gleitung und Rotation von überwiegend Quarzkörnern entlang Glimmerlagen (etc.), "matrix translation" nach MITRA 1978,
3. - durch gesteigerte Rekristallisation von Quarz, wobei Sekundärphasepartikeln die Keimbildungszahl erhöhen. Diese Sekundärphase hemmt aber die späten Rekristallisationsphasen und hält dadurch eine kleine Korngröße aufrecht, damit werden auch Deformationsmechanismen wie Korngrenzgleitung

und Diffusion begünstigt. Die Anordnung der Quarzkorngrenzen zu Phyllosilikaten zeigt gründliche Rekristallisation, 4. - schwach ausgebildete interkristalline Deformationserscheinungen zeigen einen geringen Anteil an Dislokationsdeformation.

b) Rheologische Effekte in der Matrix

Wechsel im Deformationsmechanismus

In Tabelle 6 sind für einige typische Proben der Mineralgehalt und die Quarzkorngröße in der Matrix angeführt. Die durchschnittliche Korngröße hat gegenüber den Restquarzgerollen um den Faktor 0,4-0,5 abgenommen, der Phyllosilikatgehalt ungefähr um den Faktor 10 zu. Grund für das Vorliegen der kleineren Korngröße bei Quarz ist zweifellos das Auftreten der Nichtquarzphasen. Eine Reduktion der Gesteinfestigkeit (für die plastische Deformation) ist dadurch in mehrerer Hinsicht gegeben:

- nach Abbildung 30 führt eine Stabilisierung der Korngröße bei Werten niedriger als einer bei einer "normalen" stress-Korngrößenbeziehung bei dynamischer Rekristallisation vorausgesetzten (TWISS-Beziehung, siehe strichlierte Linie in Abbildung 30) zu einer Verschiebung der Deformationsmechanismen in Quarz (zu Diffusion und Korngrenzgleitung),
- diese neuen Deformationsmechanismen werden durch die erhöhte Diffusivität der Korngrenzen bei der Anwesenheit anderer Phasen (besonders Phyllosilikate) beschleunigt,
- die Vergrößerung der gesamten Korngrenzfläche führt zu verstärkter Aktivität fluider Phasen (SIBSON 1977, HOBBS 1981) und zu einer hydrolytischen Schwächung der Minerale (z. B. Quarz, GRIGGS 1967), damit zu einer strain-Raten Zunahme (Erhöhung des Volumens der Transportkanäle),
- das schwach ausgebildete orientierte c-Achsenmikrogefüge bei allen "finite"-strain Werten zeigt, daß Dislokationsfließprozesse in der Matrix nicht dominierend wirksam waren,
- nach experimentellen Untersuchungen und Studien an natürlichem Material (z. B. SCHMIDT et al., 1977, WHITE 1979) erhöht kleine Korngröße die Fähigkeit der Korngrenzglei-

tung, Glimmer können als "Schmiermittel" dienen,
- der relativ schwache Bindungsgrad zwischen gut ausgerichteten (001) Glimmer-Quarz-(001) Glimmer-Flächen bringt gesteigerte Raten für die Korngrenzdiffusion und die Korngrenzgleitung mit sich,
- die Rekristallisation der Quarzmatrix führt zu Erhöhung der Gesteinsduktilität, da immer ziemlich undeformierte Neukörner vorhanden sind,
- durch Abbau starrer Minerale (Feldspat, Glimmer) wird die Deformation weiter erleichtert.

Nach den Gefügesimulationen von LISTER et al., 1978 und LISTER&HOBBS 1980 müßte sich bei dem beobachteten Quarzachsenverhältnis von durchschnittlich 2,26:1 in der XZ-Fläche bei einer dominierenden Dislokationsdeformation ein Gefüge eingestellt haben. Führt jedoch Drucklösung (besonders über Phyllosilikate) zu einer Art Kisseneffekt (vgl. MITRA 1978) und/oder Korngrenzgleitung zu einer signifikanten Kornrotation (was durch das niedrige Kornachsenverhältnis begünstigt wird), so muß der Dislokationsmechanismusstrain wesentlich höher sein um ein Gefüge einzustellen. Es soll aber betont werden, daß dies nur für die typischen Matrixproben, wie sie in Tabelle 6 angegeben sind, gilt; steigt der Quarzgehalt (z. B. Probe UK 100) oder sind in geschützteren Positionen bei niedrigeren Gesamtstrain mehr Altkörner erhalten (z. B. OK10), so zeigen die Matrixquarze bzw. die Altkornporphyroblasten deutliche Dislokationsdeformation.

Über das Ausmaß der Korngrenzgleitung können keine exakten Angaben gemacht werden.

c) Verformungsrate in der Matrix und ihre Auswirkung auf die Deckgebirgsdeformation

Wie in den Restquarzgeröllen ist es prinzipiell möglich in der Matrix die strain-Rate abzuschätzen; die Berechnung ist jedoch wesentlich limitierter und der Wert

willkürlicher als der für die Restquarzgerölle, da:

- ein Mehrphasensystem betrachtet wird und dieses in der Zusammensetzung wechselt (chemische Variationen)!,
- die experimentellen Konstanten im Mehrphasensystem leichter beeinflussbar und schwieriger zu bestimmen sind,
- nicht bekannt ist, ob während der gesamten Deformation ein "steady-state"-Zustand erreicht war und der angenommene Deformationsmechanismus dominierte,
- der ratenkontrollierende Mechanismus in der Matrix quantitativ nicht feststellbar ist,
- der Differenzstress nicht bestimmbar ist; es scheint aber berechtigt anzunehmen, daß generell $\sigma_{\text{pebbles}} = \sigma_{\text{Matrix}}$.

Zuerst soll die Änderung der Deformationsrate qualitativ anhand von Abbildung 30 diskutiert werden: Es wurde gezeigt, daß eine Reduktion der Korngröße (von ca. 200 Mikron in den Restquarzgeröllen auf ca. 90 Mikron in der Matrix) bei gleichbleibendem stress in einem Einphasensystem zu einem progressiven Wechsel der Deformationsmechanismen (-Diffusion und Korngrenzenleitung nehmen auf Kosten der Dislokationsdeformation zu, - Pfeil in Abbildung 30) führt, was eine strain-Raten Erhöhung mit sich bringt. Nimmt man die Gleichung für Regime IIb in Abbildung 30, so ergibt sich für die Daten in Appendix 1 eine strain-Rate von $\dot{\epsilon} = 1,3 \cdot 10^{-12} \text{ sec}^{-1}$, was einer strain-Ratenerhöhung um den Faktor 2 gegenüber den Restquarzgeröllen gleichkommt. Es sei betont, daß die strain-Ratenerhöhung dabei durch die Steigerung der Aktivität der Korngrenzgleitung geschieht. Ein Diffusionsmechanismus hat aber grundsätzlich dieselbe Wirkung.

Die Gleichungen in Appendix 1 zeigen deutlich, daß die strain-Ratenerhöhung weitgehend von den Raten der Korngrenzdifffusion bzw. der Gitterdifffusion abhängt. Zunahme der Mobilität flüider Phasen, Zusammensetzung der fluiden Phase, Art und Weite der Korngrenzen und die Defektchemie der Singlephase bestimmen weitgehend diese Diffusionsrate (vgl. auch ETHERIDGE & VERNON 1981).

Nun ist die Matrix aber kein Einphasensystem! Als wesentliche Mineralkomponente kommen Phyllosilikate hinzu, damit setzt eine chemische Kontrolle der Deformationsmechanismen ein

(vgl. BEACH 1982). Weiters wurde gezeigt, daß Diffusion, Korngrenzgleitung und Dislokationsfließen in einem komplexen Zusammenwirken aktiviert sind, und daß weitere Faktoren in der Matrix zu einem beträchtlichen "strain-softening" führen, was aber zwangsläufig zu einer Erhöhung der strain-Raten, die aus Berechnungen mittels Gleichungen resultieren, die für simple und idealisierte "creep"-Mechanismen gelten, führen muß.

Was bewirkt nun diese strain-Ratenerhöhung und was bedeutet sie für die Gesamtdeformation?

Verfolgen wir die Deformation von ihrem Frühstadium an. Aus den Beobachtungen ist klar, daß das Ausgangsgestein eine höhere Korngröße aufwies. Während der Deformation fand dann eine Abnahme der Korngröße, ein Wechsel in der Mineralogie (wahrscheinlich auch im Gesamtchemismus) statt. Einfach zusammengefaßt, begünstigt die initiale hohe Korngröße die Dislokationsdeformationsmechanismen. Treten keine Hemmechanismen, wie z.B. in den Restquarzgeröllen auf, so schaffen "recovery" und Rekristallisation ein "steady-state"-Fließen, das in einer konstanten strain-Rate resultiert, wobei die beobachtbare Korngröße direkt zum Differenzstress bezogen ist, - Kurve 1 in Abbildung 35. Treten jedoch die obig diskutierten Hemmechanismen auf und resultiert daraus ein "strain-softening", so tritt bei einer kritischen Korngröße eine Änderung in den die strain-Rate kontrollierenden Mechanismen auf (vgl. SCHMIDT&PATTERSON 1977), in unserem Fall ein Wechsel zu Diffusion und Korngrenzgleitung. Bei gleichbleibendem stress führt dies zu einer höheren strain-Rate bei geringer Einzelkornlänge und geringer Quarz-c-Achsenorientierung und unterschiedlich starker Deformation in der Matrix und den Restquarzgeröllen. Der Wechsel in der Verformungsrate in den zwei betrachteten Bereichen in der Zeit ist in Abbildung 35 durch die zwei Kurven zusammengefaßt, die strichlierte Linie gibt dabei den kritischen Umschlagspunkt von Dislokations- zu Diffusion

bzw. Korngrenzendeformation an.

In Gesteinen mit untergeordnetem Quarzgehalt (wo dieser also nicht das die Deformation des Gesteins steuernde Mineral ist) treten naturgemäß von Anfang an andere Deformationsmechanismen auf. Sind diese leichter aktivierbar, sind solche Mineralzonen Orte leichter Deformation, damit Zonen höheren "finite"-strains.

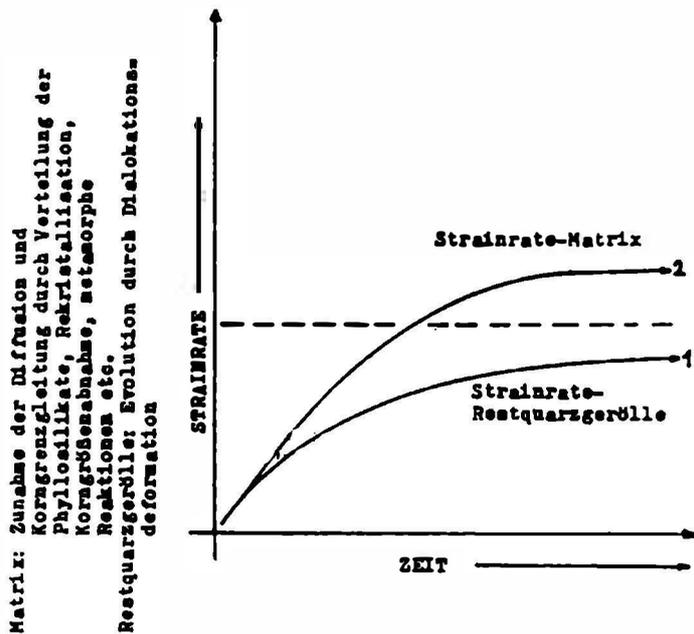


Abbildung 35

Verformungsrate in der Matrix (Mehrphasensystem) und in den Restquarzgeröllen (Einphasensystem); strichlierte Linie gibt die kritische Grenze für den Wechsel von dominierender Dislokationsdeformation zu dominierender Diffusion bzw. Korngrenzgleitung; Erläuterungen siehe Text

Was bedeutet nun diese unterschiedliche Deformationsrate in den Restquarzgeröllen und in der Matrix für die Gesamtdeformation in den Deckgebirgsdecken?

Das Achsenverhältnis des "finite"-strain Ellipsoides der Restquarzgerölle gibt die mittlere strain-Rate dieser Gerölle wieder, nicht aber die der Matrix!!,- dort muß dieses Achsenverhältnis entsprechend der höheren strain-Rate höher sein. Da nun volumsmäßig die Restquarzgerölle gegenüber der Matrix am Gesamtgesteinsinhalt keine Bedeutung erreichen, so folgert sich, daß die Gesamtdeformation höher ist als angegeben. Entscheidend dabei ist aber, daß die Form des strain-Ellipsoides in beiden gleich bleibt, da die Aktivität verschiedener Deformationsmechanismen das kinematische Gerüst selbst nicht verändern kann.

Läßt sich nun ein unabhängiger Beweis für die höhere strain-Rate, damit höheren "finite"-strain in der Matrix finden?

Dieser läßt sich nur bringen, wenn man einen strain-Marker mit derselben Zusammensetzung wie die Matrix findet. Selten, aber in einigen Beispielen, sind in den bearbeiteten Proben Intraklastgerölle mit einer matrixähnlichen Zusammensetzung zu finden. Aus Taf. 13, Fig.17 ist ein höheres "finite"-strain-Achsenverhältnis dieser Gerölle, damit der Matrix offensichtlich! Es liegt in dieser Probe für die XZ-Ebene bei ca. 10:1.

Obige Beobachtungen sind entscheidend und helfen einige Erscheinungen besser zu verstehen, so:

- warum der Winkel zwischen den beobachtbaren zwei Schieferungsflächen (s_1) meist schon sehr klein geworden ist, kleiner als er nach dem Geröllstrain sein dürfte,
- warum die B_1 -Falten solch stark zusammengepreßte Formen erlangen konnten,
- warum es möglich ist, daß B_1 bzw. β_1 in die Streckungsrichtung rotieren konnten (wenn sie nicht // str_1 angelegt wurden).

Aus diesen Ableitungen läßt sich zusammenfassen:

- die resultierende inverse Beziehung zwischen Verformungsrate und Korngröße ist vereinbar mit der Wirkung von Korngrenzdeformationsmechanismen in den feineren Korngrößenbereichen (Matrix) und der Wirkung der langsameren Dislokationsmechanismen in den höheren Korngrößenbereichen (Restquarzgerölle, Quarzgänge, Orthoquarzite) (vgl. WHITE 1976, 1979, ETHERIDGE&WILKIE 1979, ETHERIDGE&VERNON 1981, KRONENBERG 1981),
- die Beobachtungen zeigen jedoch deutlich, daß neben der feineren Korngröße noch andere Faktoren zur Erhöhung der strain-Rate beitragen, diese sind:
 - die Wirkung der Sekundärphasen auf Diffusion und Gleitrate,
 - der Einfluß metamorpher Reaktionen auf Massentransfer und Abbau spröder Mineralien,
 - die Evolution des Mikrogefüges, der Mineralogie und damit des Gesamtchemismus mit dem Ziel einer Stabilisierung einer

- strain-"softened" Gesteinstextur,
- Wirkung fluider Phasen auf das Verhalten von z.B. Quarz, insbesondere in Korngrenzen,
 - Verlagerung der Deformation auf andere Mineralien, z. B. die Leichtigkeit der Basalgleitung in Glimmer (vgl. ETHERIDGE et al., 1973),
 - rasche Erzeugung neuer strain-freier, damit weicherer Körner.

Dies zeigt deutlich, daß eine Erklärung des Deformationsverhaltens der Matrix auf der Basis der in Einphasensystemen gültigen einfachen plastischen Deformationsmodelle nicht gültig ist. Im vorliegenden Fall mag die strain-Rate aus den Restquarzgeröllen semiquantitative Gültigkeit haben, da alle Voraussetzungen für die Anwendung eines Dislokationsflußgesetzes gegeben sind ($\dot{\epsilon}$ - zwischen 10^{-12} und 10^{-14}sec^{-1} , je nach Diffusionswerten und Einbeziehung anderer Deformationsmechanismen). Die in Appendix 1 für die Operation in der Matrix gegebenen strain-Raten haben nur qualitative Bedeutung, zeigen jedoch die strain-Ratenerhöhung.

5.1.4. Beziehung Metamorphose - Deformation und Relation zum Deckentransport

Die heutigen Überlagerungsmächtigkeiten über dem Altkristallin im Meridian des Triebener Tauern Passes setzen sich folgendermaßen zusammen:

- | | |
|------------------------------|---|
| a) Kalkalpen ca. 3km | b) Norische Decke ca. 1,5km |
| c) Veitscher Decke ca. 0,7km | d) Zentralalpines Permomesozoikum ca. 0,7km . |

Dies entspricht einer Überlagerung von ca. 6 km und Drucken von ca. 2 kbar. Diese Drucke unterscheiden sich wesentlich von den aus Mineralparagenesen abgeschätzten, die bei ca. 4kbar und 450°C liegen. Die angeführten Beobachtungen zeigen deutlich, daß die dem Deckentransport äquivalente Deformation (D_1) im wesentlichen synmetamorph abgelaufen ist; selbst D_2 war noch deutlich getempert. Einige Minerale überdauern

die Hauptdeformation sogar kurz. So:

- Chloritoid, - auf die schwierige Alterseinstufung von Chloritoid sei hingewiesen, vgl. z.B. NABHOLZ & VOLL 1963,
- Glimmer (vgl. Taf. 13, Fig. 18),
- Pyrit,
- Turmalin (letzter Anwachssaum).

Da Quarz erst kurz über der Altkristallinbasis mit der deutlichen postdeformativen Sammelkristallisation beginnt, läßt sich die erreichte postkinematische Temperatur gut abschätzen. Sie erreichte im untersuchten Deckenstapel nicht 300°C. Die genaue zeitliche Beziehung zu den einzelnen Wiederfaltungen (insbesondere B₂) ist schwer anzugeben, da die oben angegebenen Mineralien selten mit ihnen zusammen auftreten. Deutlich ist aber, daß die B₂-Deformation schon bei abfallender Temperatur geschieht. S₁-gebildete Glimmer werden durch B₂-Mikrofalten gebogen (wandernde Auslöschung) und seltener geknickt, doch reicht die Temperatur aus um die Knickstellen auszuheilen, d.h. die "kinks" sind stark verzahnt - die Korngrenzen wandern. Selten wachsen feine Rekristallisate parallel der Achsen-ebene der Mikrofalten auf (vgl. Taf. 6, Fig. 7a)

Das heißt nun: Die Decken sind während (durch) ihre Stapelung aufgeheizt worden, hochtemperiert transportiert worden, dabei plastisch deformiert worden. Die Metamorphose überschritt die Bewegungen sogar geringfügig!

Deformationsbeginn, Wärmeanstieg und Metamorphose sind also im Hinterland erworben, die Metamorphose transportiert. Dies ergibt sich auch aus dem Deformationsmodell, das nun im nächsten Abschnitt näher präzisiert wird.

5.1.5. Conclusions

Einige Ergebnisse der geologisch-metallurgischen Analyse werden im folgenden zusammengefaßt:

- Restquarzgerölle im Verrucanò, der Veitscher und Norischen Decke zeigen dominierende Dislokationsdeformation,
- in der Matrix waren Drucklösung und Korngrenzgleitung die Hauptdeformationsmechanismen,

- reaktionsgesteigerte Duktilität, so Freisetzung fluider Phase, gesteigerte Diffusion, die gesteigerte Bildung von strain-freien neuen Körnern etc. führt zu einer gesteigerten Verformungsrate in der Matrix und zu einem Wechsel der Deformationsmechanismen gegenüber den Restquarzgeröllen,
- der betrachtete Deckenstapel zeigt fast ausschließlich plastische Deformation,
- die plastische Deformation von Quarz über ca. 300°C ermöglicht das plastische Fließen im Gebirge, seine Deformation hat damit entscheidenden Einfluß auf die Art des Gebirgsbaues,
- die Hauptdeformation (D_1) ist zeitgleich mit der kretazischen Metamorphose,
- Paläostressbestimmungen (nach den experimentellen Unterlagen von CHRISTIE et al., 1980) in den monomineralischen Restquarzgeröllen geben einen "flow-stress" von durchschnittlich 10,4 MPa bei geringer Standardabweichung über den betrachteten Raum,
- semiquantitative strain-Ratenberechnungen in den Restquarzgeröllen geben Werte zwischen $1 \cdot 10^{-13} - 10^{-14} \text{ sec}^{-1}$,
- Quarz-Calcit Mikrogefüge zeigen hohe Ordnung und sind entsprechend den kinematischen Implikationen des vorgestellten Deformationsmodelles ausgerichtet.

5.2 Geometrisches Erscheinungsbild der Mikrostrukturen, Evolution und Präzisierung des Deformationsmodells

5.2.1 Erscheinungsbild und Evolution planarer und linearer Anisotropien im Mikrobereich

Der Feldbefund einer Zwei-Schieferungskonfiguration (s_{1s} , s_{1a}) bei D_1 kann im Mikrobereich bestätigt werden (vgl. Taf.14, Fig.19).

Ihr Erscheinungsbild und Zusammenhang mit str_1 kann wie folgt beschrieben werden:

- die Zwei-Schieferungskonfiguration kann in weniger deformierten Gebieten beobachtet werden, in den meisten Fällen ist das zweite (steilere) Schieferungsflächenset (S-Flächen nach BERTÉ et al., 1979) in das stärker ausgebildete Set (C-Flächen) einrotiert, wodurch ein netzförmiges Aussehen von s_1 erlangt wird. Meist liegt nur eine flächige Anisotropie vor,
- das Netzwerk besteht aus Bahnen reich an Phyllosilikaten, manchmal aus Zonen geringerer Quarzkorngröße und aus rautenförmigen Bereichen mit geringerer Deformation, erhöhter Korngröße (Taf. 14, Fig. 19),
- entlang den stärker ausgebildeten Flächen sind Gleitphänomene zu erkennen; die schwächere Flächenschar (S-Flächen) tendiert eine sigmoidale Form auszubilden, wenn sie in die stärkeren Flächen (C-Flächen) einschwenkt,

- in der unmittelbaren Nachbarschaft der stärker ausgebildeten Flächen sind die Minerale feinkörniger (vgl. ALLISON 1982),
- die Bewegungen in den C-Flächen sind immer vereinbar mit dem NW-gerichteten Schersinn,
- klastische Glimmer zeigen eine bimodale kristallographische Ausrichtung von (001) um s_1 mit deutlicher asymmetrischer Komponente (Abbildung 34), der aus der Asymmetrie geschlossene Schersinn wird durch Zugmerkmale an den stärker ausgebildeten Schiefungsflächen betont,
- die Form der klastischen Glimmer zeigt:
 - Parallelogrammform und Zergleitung in (001), - Taf. 11, Fig. 14.,
 - Undulation und Dehnung,
- zergleitende Feldspäte, zeigt ihre Versetzungsrichtung NW-gerichtete Zerschneidung; sie werden während der Klastrotation auseinandergezogen (Taf. 2, Fig. 3d); dasselbe gilt für andere spröde Mineralien,
- Quarzkörner haben oft rechteckige bis quadratische Kornform, dies weist nach WHITE 1977 auf eine "simple shear"-Deformationskomponente,
- die sekundären Kristallite von Quarz, Feldspat, Phyllosilikaten etc. sind in geschützten Zonen (z.B. Druckschatten von Phenoklasten) größer (Taf. 12, Fig. 16c),
- die lange Achse von Druckschattenschwänzen hinter starren Einlagerungen zeigt die durchschnittliche Orientierung der X-Achse des "last incremental strain"-Ellipsoids an. Ihre Lage ist oft noch in einem kleinen Winkel zur dominierenden Schieferungsschar (C-Flächen), auch in Fällen wo nur mehr eine Flächenschar vorliegt (vgl. Taf. 2, Fig. 3a-d, Taf. 11, Fig. 15, Taf. 12, Fig. 16b,e, Taf. 13, Fig. 17)
- die Form der Druckschatten ist asymmetrisch, die Deformation ist deshalb eine typisch rotationale in der XZ-Fläche (vgl. Taf. 2, Fig. 3a-d, Taf. 11, Fig. 15, Taf. 12, Fig. 16b,c, Taf. 13, Fig. 17.)
- die Form des strain-Ellipsoids während des letzten Aktes der duktilen Deformation wird durch die Ausbildung der Druckschatten entlang der Y-Richtung gegeben; für die Fälle mit negativer Symmetriekomponente (ν) ist eine Verkürzung (z. B. Lösung) entlang Y gegeben; bei den Proben mit $k \approx 1$ tritt auch "flattening" auf, dies kann mit Schwankungen um einen durchschnittlichen Wert mit k nahe 1 gedeutet werden.

Interpretation:

Die Zwei-Schieferungskonfiguration ist ähnlich zu der, die z. B. von BERTHÉ et al., 1979, PONCE de LEON & CHOUKROUNE 1980, BOUCHEZ & PECHER 1981 im Fall einer Deformation von Graniten bzw. Quarziten durch "simple-shear" beschrieben wird. Die

Winkelbeziehung im untersuchten Fall ist in Übereinstimmung mit dem NW-gerichteten Schersinn. Nach den oben zitierten Autoren stellt die stärker ausgebildete Flächenschar die Scherschieferung parallel der Scherfläche (Scherzongrenze) dar. Das häufige Auftreten von asymmetrischen Druckschatten, d.h. X bleibt in einem kleinen Winkel zu den C-Flächen (nach BERTHE et al., 1979), obwohl nur mehr eine Schieferung vorliegt zeigt, daß die S-Flächen rascher rotieren als die X-Achse. Es handelt sich daher um eine typische rotationale Deformation in XZ. Die einfachste Art der progressiven Deformation, die gleichzeitig fortlaufend nichtgleichachsig und rotational ist, ist ein progressiver "simple-shear". Die oben angeführten strukturgeologischen Belege zugrundeliegend, schlage ich vor, den untersuchten Bereich des Ostalpenabschnittes durch ein Modell einer progressiven Deformation mit einer wesentlichen Komponente an "simple-shear" zu erklären, wobei die Scherflächen beinahe parallel dem metamorphen Lagerbau sind (und der XY-Fläche) und die Scherrichtung parallel der Lineation (und X) ist. Str_1 ist damit parallel zur Deckentransportrichtung und zur Richtung des plastischen Fließens in den Deckenkörpern. Dies steht in Übereinstimmung mit anderen geologischen Daten (z.B. ESCHER & WATTERSON 1974, BEHRMANN & PLATT 1982). Obige Kriterien zeigen NW-gerichtete Rotation an.

2. Präzisierung des Modelles zur Deckgebirgsdeformation
Die S-Flächengeometrie der D_1 -Schieferung korrespondiert mit der Scherflächenkonfiguration im duktilen Scherzonenmodell von RAMSAY & GRAHAM 1970 (vgl. Abbildung 36a). Im Großbereich stellt die untersuchte Abfolge eine halbe Scherzone dar, ihre Fortsetzung in tiefere Anteile des Altkristallins bleibt offen, ist aber zu erwarten. Die stärkere Flächenschar (c-Flächen nach BERTHE et al., 1979) bildet Schergleitflächen in denen die Deformation gesteigert ist, im Großbereich stellen sie die "flats" der Decken dar (vgl. BUTLER 1982). Das An- und Abswellen der

Deckenkörper läßt sich durch ein Klettern der Überschiebungsgrenzen entlang Zonen mit intensiver Scherung erklären. Gegenstück im Mikrobereich ist die netzförmige Schieferung, ausgeschnitten werden dabei Körper geringerer Deformation (vgl. Taf.14, Fig. 19, Abb.36b). Eine charakteristische "flat-ramp-flat"-Geometrie wurde ausgebildet.

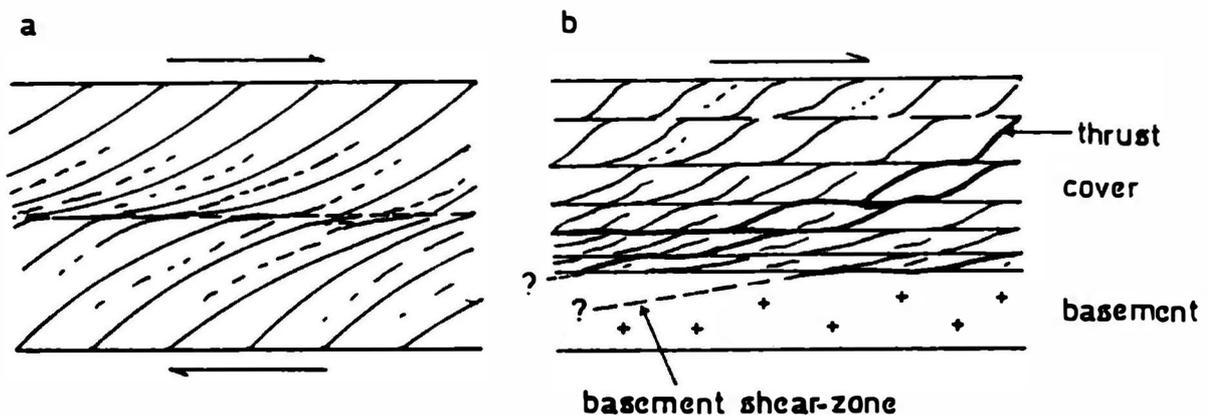


Abbildung 36

Scherzonenmodelle

- a) Modell der perfekt duktilen Scherzone nach RAMSAY&GRAHAM 1970
 - b) halbe Scherzone mit S- und C-Flächen (Definition z. B. in BERTHE et al., 1979, PONCE de LEON&CHOUKROUNE 1980); Zunahme der Deformation ins Liegende und mögliche Überschiebungsbahnenanlage
- kein Maßstab! Erläuterungen siehe Text

Das Deformationsmodell im Übergangsbereich Basement-Deckgebirge wird demnach durch ein erweitertes Scherzonenmodell mit NW-gerichteter Scherung und einer Intensitätsabnahme in Hangende bzw. Zunahme ins Liegende representiert. Die Gesamtdeformation ist einem "simple-shear" angenähert, doch zeigen erwartungsgemäß einige Teile der Bewegungszone (z.B. Mineralkörner bis Teile einer Decke) eine Fluktuation der Deformation. Diese kann durch den Deckentransport bzw. den "simple-shear"-Fluß selbst, durch primäre Ursachen oder durch Effekte des Untergrundes bedingt sein.

Warum ist das Modell nun kein ideales, duktilen Scherzonenmodell nach RAMSAY&GRAHAM 1970? Mit anderen Worten, warum bildete sich eine Zwei-Schieferungskonfiguration aus? Eine Antwort kann im Rahmen des PT-Regimes und des in Sedimentdecken vorgegebenen primären Lagengefüges gesehen werden. Beim Versatz eines Deckenstapels durch einen "simple-shear flow" einer decollement-Zone von mehreren 1000 Mächtigkeit (im Sinne von KEHLE 1970), werden bevorzugt vorgegebene Anisotropien zur strain-Akkumulation verwendet (vgl. auch RAMSAY 1980). Der in allen Größen festgestellte, aktive fortlaufend-unterbrochene Deformationsmechanismus in Verbindung mit dem unterschiedlichen plastischen Fließen von gesteinsbildeten Mineralien sorgt für stark schwankende strain-Raten, die für die Ausbildung der netzförmigen Schieferungskonfiguration in allen Größenmaßstäben verantwortlich zu machen ist.

Diese Überlegungen führen zu allgemeineren Betrachtungen über die Scherzonenmodelle: So läßt sich verallgemeinern: Das ideale, duktile Scherzonenmodell nach RAMSAY&GRAHAM 1970 kann nur in einem initial homogenen Medium ausgebildet werden. Kleine Anisotropien führen zu einem "strain-softening" (vgl. WHITE 1977) und damit zu der Konzentration der Deformation. Ein Scherzonenmodell im vorgestellten Sinn oder wie es z. B. BERTHE et al., 1979 in Graniten beschreiben läßt sich nur in zweierlei Art verwirklichen:

- a) initiale Anisotropien, damit Bereiche unterschiedlicher Deformationsmechanismen, damit Zonen verschiedener strain-Rate führen zu Orten mit hoher Deformation und anderen Bereichen in denen die Deformation langsamer, aber bei den PT-Bedingungen näher dem idealen duktilen Schermodell abläuft (vgl. Abbildung 36). Wechsel der PT-Bedingungen kann zur Verschiebung der Zonen rascheste Deformation führen. Diese Anisotropien sind meist Bereiche von unterschiedlichem relativen Gehalt an Mineralphasen. Die Temperaturschwellen zur Aktivierung der verschiedenen Deformationsmechanismen steuern die Plastizität in diesen Mineralzonen,
- b) eine extrem hohe strain-Rate (oder eine periodenweise ab^ubr^upt wechsende strain-Rate, wie sie z. B. BERTHE et al., 1979 vorschlagen) übersteigt das plastische Ver-

halten der Mineralien und führt, auch im isotropen Material zu deformationsbedingten Anisotropien (z. B. durch Kataklyse). Die weitere Ausgestaltung ist wie in a).

Ein Beispiel für die strain-Raten Variationen kann im Mikrobereich in den geröllführenden Klastika gegeben werden. Semi-quantitative strain-Ratenberechnungen nach den festgestellten Deformationsmechanismen führen in den Restquarzgeröllen zu strain-Raten von ca. $1 \cdot 10^{-13} \text{ sec}^{-1}$.

In der Matrix ist diese Rate infolge eines Deformationsmechanismenwechsels deutlich höher (siehe Kapitel 5.1.2, 5.1.3)

In tieferen Teilen des Ostalpins, wo bei erhöhten PT-Bedingungen weitere, in den Sedimentdecken noch spröde Mineralien plastisch werden, ist ein Wandel des Scherzonenmodells zu einem rein duktilen zu erwarten. Der in den Querprofilen bestimmte alpidische Metamorphosegradient (mit z.B. ca. 450°C an der Verrucanobasis im Triebener Tauern Paß Gebiet und im Profil Bruck/Mur) läßt solche hochduktilen alpidischen Scherzonen im ostalpinen Altkristallin mit hoher Wahrscheinlichkeit voraussagen (FRANK et al., 1981?!).

Warum sind nun die schwächeren Schieferungsflächen überwiegend ununterscheidbar in die C-Flächen einrotiert? Im idealen "simple-shear" Scherzonenmodell nimmt der Winkel zwischen den Scherzongrenzen und der Schieferung mit steigendem Scherstrain progressiv ab (RAMSAY & GRAHAM 1970). Nun reicht aber der aus den Restquarzgeröllen resultierende Scherstrain, der um $\gamma = 2$ liegt und einem Winkel von ca. $22,5^{\circ}$ entspricht, nicht aus um die beobachtete Rotation zu ermöglichen. Zwei Überlegungen helfen weiter:

a) wie gezeigt werden konnte, ist in der Matrix die strain-Rate erhöht, was eine Erhöhung des "finite"-strains impliziert. Diese Erhöhung (Achsenverhältnis ca. 10:1 in XZ in Taf.14, Fig.19) scheint ausschlaggebend für die fortgeschrittene Rotation (vergleiche damit die strain-Ratenerhöhung um ca. den Faktor 2 aus der Deformationsmechanismendiskussion),

b) eine andere Erklärungsmöglichkeit ist im Sinne von BURG&LAURENT 1978 gegeben: es ist an eine Überlagerung der "simple-shear" Deformationskomponente durch einen "pure-shear", z.B. durch eine Verkürzung senkrecht der C-Flächen durch das Gewicht der überschobenen Decken zu denken. Schon eine geringfügige Überlagerung ergibt eine signifikante Reduktion des Winkels (vgl. BURG&LAURENT 1978, RAMSAY 1980). Daß keine ausgesprochene Verkürzungskomponente vorhanden war, zeigt aber die Form des strain-Ellipsoides bei nur geringer D_2 -strain-Überlagerung; diese Werte (Abbildung 17) ploteñ nahe der "plane"-strain Linie. Es kann aber vorausgesagt werden, daß die Abnahme der Duktilität im Vorland eine bedeutendere "flattening"-Komponente bewirkt.

Es wurde gezeigt, daß die S-Flächenschar durch eine "simple-shear" Deformation erklärbar ist und daß, wenn wir z. B. in Abbildung 34 festgelegte Winkelbeziehung Scherzonen-grenze-Scherflächen gelten lassen, keine andere Deformationskomponente zu ihrer Erklärung brauchen. Es stellt sich nun die Frage, durch welche Deformationsart ("simple-shear", "pure-shear", Kombination) sind die C-Flächen entstanden? Die Grundlagen wurden bereits bei der Diskussion des Scherzonenmodells gegeben. Da diese Flächen planare Anisotropien sind, muß nach COWARD 1976 die Rate des Scherstrains entlang der Zone langsam gegenüber der Fortschreitrate der Zonenenden sein. Es sind "pure-shear" Deformationskomponenten in dieser Zone zu erwarten (z. B. Dehnung in X).

5.2.3. Überlegungen zum fortlaufenden-unterbrochenen Charakter der Deformation in allen Größenordnungen und seine Auswirkung auf das Scherzonenmodell

Die Beobachtungen im Mikrobereich geben gute Anhaltspunkte für eine Assoziation von fortlaufender und unterbrochener Deformation (zur Definition siehe RAMSAY 1980, BERTHE et al., 1979, WHITE 1982). So, z. B. zeigt Quarz alle Merkmale von fortlaufender Deformation (dynamisches "recocery", Rekristallisation), für Feldspat z. B. mit zerbrochenen und vertrifteten Fragmenten ist unterbrochene Deformation offensichtlich. Wobei die Koexistenz beider

Deformationsvorgänge im Kornbereich zu beobachten ist. Unterbrochen Deformation ist im Triebener Tauern Paß Areal auf bestimmte Anteile der Matrix; bzw. auf Gerölle mit hohem Anteil an "spröden" Mineralien beschränkt, Restquarzerölle deformieren perfekt plastisch. Im Bereich Bruck/Mur lassen sich an solchen Geröllen erst Risse senkrecht der Streckungsfaser beobachten ("crack-seal"-Mechanismus nach RAMSAY 1980, vgl. Taf. 14, Fig. 19), hier ist bei gefallenen PT-Bedingungen der Übergang zur unterbrochenen Deformation erreicht (vorausgesetzt die strain-Raten waren gleich). Diese Beobachtungen lassen sich nun auf eine größere Betrachtungsskala ausweiten. So erscheint im Handstückbereich die Deformation wieder fortlaufend-ununterbrochen.

Hauptimplikation eines fortlaufend-unterbrochenen Deformationsvorganges ist eine sprunghafte Variation der strain-Rate. Betrachtet man die Sedimentdeckenkörper mit ihren primär angelegten Mineralisotropien, und geht man vom Konzept der synmetamorphen Deformation aus, so ergibt sich aus den verschiedenen Schwellentemperaturen für die plastische Deformation einzelner Mineralisotropien zwangsläufig eine schwankende strain-Rate.

5.2.4. Überlegungen zur Ausbildung der Deckenkörper und der Signifikanz der Überschiebungsbahnen

Einige Folgerungen aus der geometrischen Strukturanalyse und dem vorgeschlagenen Modell sind:

- die Deckenkörper (Altkristallin + Verrucano, Veitscher und Norische Decke) zeigen Linsengeometrie und insbesondere Verrucano und Veitscher Decke zeigen bei linsenförmigen An- und Abswellen gegenseitigen Ersatz,
- dies steht gut in Übereinstimmung mit dem Zusammenfallen der "flats" der Decken mit der C-Flächenkonfiguration und ihrem Klettern an S-Flächenrampen (vgl. Abb. 36b),
- alle untersuchten Deckengrenzen sind alpidisch, auch die Norische Überschiebung,
- die prägende Schieferung (s_1) wurde initial subhorizontal angelegt, sie steht damit in Übereinstimmung mit Vorstellungen über tangentielle Tektonik.

Es wurde gezeigt, daß die Gefüge während des Deckentransportes entwickelt wurden. Es ist nun interessant im untersuchten Raum zu überlegen, durch welchen Mechanismus die Deckgebirgsdecken angetrieben wurden. Generell stehen zwei Mechanismen zur Auswahl, nämlich Schwerkraftgleitung einerseits (vgl. de JONG & SCHOLTEN 1973) und ein Kompressionsmodell infolge tektonischen Druckes andererseits. Geometrische Implikationen für das erstere Modell sind, daß die Deckeninterndeformation sowie die Überlagerung zur Deckenfront hin zunimmt, einfach aufgrund der Hauptdeformation am Fuß des Gleitabhanges. Für das Kompressionsmodell sind dagegen Deformations- und Überlagerungszunahme gegen das Hinterland anzunehmen. Vergleicht man diese Implikationen mit den geometrischen Strukturbefunden bzw. den strain-Analyseresultaten gleicher Einheiten (z.B. Norische Decke) im untersuchten Gebiet, so ergibt sich eine Deformationsintensitätszunahme und eine Zunahme der Überlagerung ins Gebirgsinnere (siehe auch Kapitel 2). Diese Überlegungen scheinen die Hinterlandkompression zu begünstigen. Ein anderer, kombinierter Mechanismus kann überlegt werden. Kompression im Hinterland, Verdickung der Sedimentdecke und dadurch bewirktes gravitatives Gleiten. Ursache für Kompression und Sedimentverdickung kann in plattentektonischen Konvergenzprozessen gesehen werden.

5.2.5. Beziehung zu geodynamischen Modellen

Das Modell faßt einige strukturgeologische Linien zur kinematischen Interpretation in geodynamischen Modellen deutlicher (siehe BIJU-DUVAL & MONTADERT 1977, ROEDER & BÖGEL 1978 für die Rahmenbedingungen), so:

- nichtcoaxiale Verformung in Zusammenhang mit dem "low to intermediate pressure" Bereich der Metamorphose ("paired metamorphic belt" zeigt als direkte Konsequenz tangentialer Tektonik Kompression in der Deckplatte, damit Konvergenzprozesse an. Im T-betonten Gürtel erfolgte

die Kompression wahrscheinlich in engen Zonen starken plastischen Fließens,

- Deformationsgeschichte (rein alpidisch) und mögliches Basement (kontinental) der Veitscher Decke verlangt weitreichendere Kontraktion für das ostalpine Basement als bisher angenommen,
- Streckungsrichtung und rotationale Versetzung liefern konstante und wertvolle Marker für die Deckentransportrichtung und für die kontinuierlich behaltende orogene Kontraktion, generell aber für die Hauptstrainrichtung, die eine Kombination mehrerer Faktoren darstellen kann,
- extrapoliert man diese generell Se-NW gerichtete Rotation im Deckgebirge auf das gesamte östliche Ostalpin und gesteht man ihr Bewegungssignifikanz zu, so ergibt sich für ein plattentektonisches Konvergenzschema eine Lagepriorität. SW-NE streichende Subduktionszonelage ist zu fordern. Dies steht z.B. mit den Modellen von TAPPONNIER 1977 (Fig.5) und FRISCH 1978 (und der Lagebeziehung zum sich öffnenden Atlantik) in Einklang und widerspricht dem Konzept TOLLMANN'S (1978). Postkretazische Rotationen müssen weiter untersucht werden,
- Raumprobleme, die sich für den östlichen Ostalpenabschnitt durch die NW-gerichtete Bewegung ergeben werden offensichtlich durch laterale Einengung gelöst (vgl. B_2 -Faltung und "prolate" strain Ellipsoid).

Die duktile Streckungsfaser zeigt die kinematische Hauptrichtung bei der plastischen Deformation und stellt die "stretching trajectories" der Verformung dar. Sie kann aus Kombinationen plastischer Bewegungen resultieren.

So kann als eleganteste Lösung für das beobachtete strukturgeologische Erscheinungsbild, nämlich:

- ca. SW-gerichtete Subduktion,
- ca. NW-gerichtetes thrusting und überlagerte N-NE gerichtete Einengung,
- rechtslaterale Rotation von Europa gegenüber dem Adriatischen Sporn, ein Kombinationseffekt einer generell NW-gerichteten Überschiebung und einer dextralen Scherkomponente bei der oberkretazischen Kollision durchgedacht werden. Als "Zwänge" ("corner effect" cf. BRUN&BURG 1982) läßt sich über eine schräge Kollision mit "strike-slip" Bewegungen in dieser Zone spekulieren. Mehr Geländedaten und mathematische Modellierung sind notwendig. So würde das Zusammenfallen der "stretching trajectories" und der Ausstrichlinien der $\mu_1 \mu_2$ -Flächen eine einfache Erklärung finden!

5.2.6. Conclusions

Einige Aspekte des Abschnittes werden im folgenden zusammengefaßt:

- die D_1 -Schieferung ist parallel den Überschiebungsbahnen, wird wiedergefaltet, was initial aber subhorizontal, also in Übereinstimmung mit Vorstellungen über tangentielle Tektonik,
- die generell NW-SE gerichtete, sehr richtungskonstante Streckungsfaser ist das wichtigste Gefügeelement, sie gibt die Richtung des plastischen Fließens in den Deckenkörpern, die Scherrichtung, die Deckentransportrichtung an,
- die das Gebirgsstreichen dominierende B_2 -Faltung gibt nicht die Deckentransportrichtung an, sie ist nur indirekt mit dieser verknüpft; die durch sie bewirkte duktile Deformation ist gering,
- alle Faltungsphasen sind sehr wahrscheinlich zur Deckenbewegung bezogen und entwickeln sich in einer geringen zeitlichen Aufeinanderfolge,
- die Hauptdeformation ist eine "simple-shear" Deformation des ganzen Deckenstapels, sie ist in den Überschiebungsbahnen gesteigert,
- Abweichungen vom "Plane"-strain können einer Kombination von "simple-shear" und einem überlagerten longitudinalen strain zugeschrieben werden. Im hiesigen Fall wird die Dehnung in der Endphase der Überschiebungsdeformation durch eine Einengung in Y verstärkt, die im Zuge einer fortlaufenden Deformation eher eine weitere Längung in X darstellt als eine Dehnung in Z schafft,
- der Deckenversatz erfolgte durch plastisches Fließen des gesamten Gesteinsstapels; die Überschiebungen stellen dabei lokale Höhezonen der Verformung dar; an Ihnen ist die Kontinuität verloren gegangen.

6. Conclusions

- ein modifiziertes Scherzonenmodell dient zur Beschreibung der Deformation im untersuchten Raum. Der Basement-Deckgebirgskontakt ist eine décollement-Zone mit einem dominierenden "simple-shear flow". Es wird betont, daß dies einen "flow" mit starker "simple shear" Komponente bedeutet.
Es ist nur eine halbe Scherzone ausgebildet,
- geometrische Implikationen, das strain-Ellipsoid und rotationale Kriterien weisen darauf hin,
- dominierende Baustilelemente sind eine durchdringende Schieferung und eine Streckungsfaser, diese gibt die Richtung des plastischen Fließens in den Deckenkörpern, die Deckentransportrichtung und zeigt einen nach NW-gerichteten Schersinn an,
- die Deckenbewegungen werden zu einem hohen Maße durch die Interndeformation in den einzelnen Deckenkörpern getragen, die Bewegungen werden dabei durch das Fließen plastischer Mineralien (vorwiegend Quarz, Phyllosilikate), durch Lösung, Bruch etc. nichtplastischer Mineralien (Feldspat, Schwermineralien) bestimmt. Die Deckengrenzen zeigen dabei Erhöhung der meßbaren quantitativen Deformation. Diese ergibt in allen Deckenkörpern eine durchschnittliche Dehnung in X um 100% und eine Verkürzung in Z um 40 %,
- wichtige Parameter des Deformationsmodells, wie die NW-gerichtete Streckungslineation und die erste Schieferung lassen sich über das Untersuchungsgebiet hinaus verfolgen. Eine allgemeine Gültigkeit des Deformationsmodelles für den Ostabschnitt der Ostalpen wird für wahrscheinlich gehalten. Die Fortsetzung der alpidischen Scherdeformation in das Altkristallin ist zu erwarten,
- alle betrachteten Deckgebirgskörper haben ihre Hauptdeformation altalpidisch erlangt, alle Deckenbahnen, so

auch die Norische Überschiebung sind alpidisch, die Veitscher Decke ist nur alpidisch deformiert worden.

7. Ausblick

Wir wissen heute, daß das Ostalpin alpidisch über größere Bereiche transportiert wurde (z. B. TOLLMANN 1963), weiters beginnen wir zu verstehen, daß es dabei in Teilbereichen stark deformiert wurde (z. B. FRANK et al., 1980, 1981), wir glauben dabei einiges über die Transportrichtung zu wissen, wir wissen dagegen wenig über das mechanische Modell (CLAR 1973). Das vorgeschlagene Modell gibt nun erste Anhaltspunkte. Es ist Aufgabe zukünftiger Untersuchungen die Anwendbarkeit des Modelles weiterzuverfolgen. Drei Wege scheinen vorgegeben:

1. Verfolgung der alpidischen Strukturen ins Altkristallin.
2. Untersuchung der Deformationsmechanismen gesteinsbildender alpidischer Mineralien und ihre Plastizität in Querprofilen durch den Ostalpenkörper.
3. Mathematische Modellierung der Gefügeimplikationen um die vorhandenen Gefügeüberprägungen kinematisch und mechanisch besser zu verstehen.

8. Appendices

Appendix 1

Strainratenberechnungen

"Flow law" Gleichungen nach KOCH et al., 1980: Restquarzerölle

$$\dot{\epsilon} = A \cdot (\sigma - \sigma_0)^n \cdot \exp\left(-\frac{Q}{R \cdot T}\right)$$

A (Dorn Parameter): $4,34 \cdot 10^{-10} \text{ bar}^{-n} \text{ sec}^{-1}$

n = 2,44 ($\pm 0,13$)

Q (Aktivierungsenergie): $38,2 (\pm 5,1) \text{ kcal/mol}$

$\sigma = 10,4 \text{ MPa} = 0,104 \text{ kbar}$ nach Differenzstress- Korngrößenbeziehung von CHRISTIE et al., 1980 (in CHRISTIE & MILLER 1981) $T = 322,470^\circ\text{C}$

$$\dot{\epsilon} = 4,34 \cdot 0,104^{2,44} \cdot \exp\left(\frac{-4533 \cdot 10^5}{8,3143 \cdot 743}\right) = 1 \cdot 10^{-10} \text{ sec}^{-1}$$

"Flow law" Gleichung nach GIFFKINS 1976, Werte siehe ETHERIDGE & WILKIE 1979, RUTTER 1976, WHITE 1976

a) Restquarzerölle

Regime III, Dislokationsdeformation mit Korngrenzgleitung

$$\dot{\epsilon} = \frac{3b \cdot \rho \cdot d^3}{G^2 \cdot k \cdot T} \cdot \left[1 + \frac{0,015}{d^{1,32}}\right] = \frac{3 \cdot 5 \cdot 10^{-7} \cdot 6,2 \cdot 10^{-24} \cdot (10,4)^3}{(4,2 \cdot 10^9)^2 \cdot 1,38 \cdot 10^{-23} \cdot 743} \cdot \left[1 + \frac{0,015}{(0,21)^{1,32}}\right] = 6,5 \cdot 10^{-13} \text{ sec}^{-1}$$

1,12 Coble creep Teil!!

b (Burgers Vektor)

D_v (Volumsdiffusivität): $D_v = D_0 \cdot \exp\left(-\frac{Q}{R \cdot T}\right) = 6,3 \cdot 10^{-12} \text{ cm}^2 \text{ sec}^{-1}$

D_0 (für D_1 -Berechnung) wurde der Wert von Rutter 1976: $4,0 \cdot 10^{-12} \text{ mm}^2/\text{sec}$ verwendet

G (Schermodulus)

k (Boltzmannkonstante)

d (Korngröße): $0,21 \text{ mm}$

b) Matrix

Regime IIb, Korngrenzgleitung mit Dislokationsflow

$$\dot{\epsilon} = \frac{6b^2 \cdot \rho_0}{G \cdot d^2 \cdot k \cdot T} \cdot \sigma^2 = \frac{6 \cdot (5 \cdot 10^{-7})^2 \cdot 5,0 \cdot 10^{-12} \cdot (10,4)^2}{4,2 \cdot 10^9 \cdot (0,0886)^2 \cdot 1,38 \cdot 10^{-23} \cdot 743} = 4,3 \cdot 10^{-12} \text{ sec}^{-1}$$

D_b (Korngrenzendiffusivität) = $4,0 \cdot 10^{-12} \cdot \exp\left(\frac{-34 \cdot 10^3}{8,3143 \cdot 743}\right) = 5,0 \cdot 10^{-12}$

d (Korngröße): $0,0886 \text{ mm}$

σ : es wurden dieselben Differenzstresswerte wie für die Restquarzerölle eingesetzt, da es vernünftig scheint anzunehmen, daß dieser stress konstant über die Scherzone ist, nachdem sie sich entwickelt hat (vgl. MITRA 1978, BOULLIER 1980)

Literatur

- Allison I (1982) On the geometric similarity and scale of shear zones. Mitt Geol Inst ETH Zürich NF 239a: 12-14.
- Ashby MF (1972) A first report of deformation mechanism maps. Acta metall 20: 887-897.
- Beach A (1982) Deformation mechanisms in some cover thrust sheets from the external French Alps. J Struct Geol 4: 137-149.
- Beasley AJ (1981) A computer program for printing geometrically accurate structural fabric diagrams. Computer&Geosciences 7: 215-227.
- Behrens M (1977) Zur Stereometrie von Geröllern. Mitt Geol Paläont Inst Univ Hamburg 47: 1-124.
- Behrmann JH, Platt JP (1982) Sense of nappe emplacement from quartz c-axes fabrics; an example from the Betic Cordilleras (Spain). Earth&Planetary Science Letters 59: 208-215.
- Berthé D, Choukroune P, Jegouzo P (1979) Orthogneiss, mylonite and non coaxial deformation of granites: the example of the South Armorican Shear Zone. J Struct Geol 1: 31-42.
- Berthé D, Brun JP (1980) Evolution of folds during progressive shear in the South Armorican Shear Zone, France. J Struct Geol 2: 127-133.
- Beutner EC (1978) Slaty cleavage and related strain in Martinsburg slate, Delaware Water Gap, New Jersey. Am J Sci 278: 1-23.
- Biju-Duval B, Montadert L (eds) (1977) International symposium of structural history of the Mediterranean Basins. Split 1976 Technip Paris.
- Biot MA (1961) Theory of folding of stratified viscoelastic media and its implications in tectonics and orogenesis. Geol Soc Am Bull 72: 1595-1650.
- Biot MA (1964) Theory of viscous buckling of a confined multilayered structure. Geol Soc Am Bull 75: 563-568.
- Blacic JD (1975) Plastic deformation mechanisms in quartz: the effect of water. Tectonophysics 27: 271-294.
- Boullier AM (1980) A preliminary study on the behaviour of brittle minerals in a ductile matrix: example of zircons and feldspars. J Struct Geol 2: 211-217.
- Bouchez JL (1977) Plastic deformation of quartzites at low temperature in an area of natural strain gradient (Anger, France). Tectonophysics 39: 25-50.
- Bouchez JL (1978) Preferred orientation of quartz-a-axes in some tectonites; kinematic inferences. Tectonophysics 49: T25-T30.
- Bouchez JL, Pecher A (1981) The Himalayan main thrust pile and its quartz-rich tectonites in central Nepal. Tectonophysics 78: 23-50.
- Brun JP, Burg JP (1982) Combined thrusting and wrenching in the Ibero-Armorican arc: a corner effect during continental collision.
- Brunel M (1980) Quartz fabrics in shear zone mylonites: evidence for a major imprint due to late strain increments. Tectonophysics 64: T33- T44.
- Burg JP, Laurent Ph (1978) Strain analysis of a shear zone in a granodiorite. Tectonophysics 47: 15-42.
- Burns KL, Spry AH (1969) Analysis of the shape of deformed pebbles. Tectonophysics 7: 177-196.
- Butler RHW (1982) The terminology of structures in thrust belts. J Struct Geol 4: 239-245.
- Chapple WM (1968) A mathematical theory of finite amplitude rock-folding. Geol Soc Am Bull 79: 47-68.
- Chapman TJ, Milton NJ, Williams GD (1979) Shape fabric variations in deformed conglomerates at the base of the Laksefjord Nappe, Norway. J geol Soc Lond 136: 683-691.
- Christie JM, Griggs DT, Carter NL (1964) Experimental evidence of basal slip in quartz. J Geol 72: 734-756.

- Christie JM, Ord A, Koch PS (1980) In: Miller DM, Christie JM (1981). J Struct Geol. 3: 129-141.
- Christie JM, Ord A, Koch PS (1980) Relationship between recrystallized grain size and flow-stress in experimentally deformed quartzite. Trans Am geophys Un 61: 377.
- Clar E (1973) Review of the structure of the Eastern Alps. In: de Jong KA, Scholten R (eds): Gravity&Tectonics.
- Cloos E (1947) Oölite deformation in the South Mountain Fold, Maryland. Geol Soc Am Bull 58: 843-918.
- Cobbold PR, Quinquis H (1980) Development of sheath folds in shear regime. J Struct Geol 2: 119-126.
- Compton RR (1980) Fabrics and strain in quartzites of a metamorphic core complex, Raft River Mountains, Utah. In: Cordilleran Metamorphic Core Complexes. Mem Geol Soc Am 153: 385-398.
- Coward MP (1976) Strain within ductile shear zones. Tectonophysics 34: 181-197.
- Coward MP (1982) The strain and textural history of thin-skinned tectonic zones: examples principally from the Moine thrust. Mitt Geol Inst ETH Zürich 239a: 72-74.
- De Jong KA, Scholten R (eds) (1973) Gravity and Tectonics. Wiley New York 502p.
- De Sitter LU (1958) Boudins and parasitic folds in relation to cleavage and folding. Geol Mijnbouw 20: 277-286.
- Dietrich JH (1970) Computer experiments on mechanics of finite amplitude folds. Can J Earth Sci 7: 467-476.
- Doherty RD (1974) The deformed state and nucleation of recrystallisation. Metal Sci J 8: 132-142.
- Donath FA, Parker RB (1964) Folds and folding. Geol Soc Am Bull 75: 45-62.
- Edington JW, Melton KN, Cutler CP (1976) Superplasticity. Prog Mater Sci 21: 63-170.
- Elliott D (1972) Deformation path in structural geology. Geol Soc Am Bull 83: 2621-2638.
- Elliott D Diffusion flow laws in metamorphic rocks. Geol Soc Am Bull 84: 2645-2664 (1973).
- Escher A, Watterson J (1974) Stretching fabrics, folds and crustal shortening. Tectonophysics 22: 223-231.
- Etheridge MA, Hobbs BE, Paterson MS (1973) Experimental deformation of single crystals of biotite. Contr Miner Petrol 38: 21-36.
- Etheridge MA, Wilkie JC (1979) Grain size reduction, grain boundary sliding and the flow strength of mylonites. Tectonophysics 58: 159-178.
- Etheridge MA, Vernon RH (1981) A deformed polymictic conglomerate - the influence of grain size and composition on the mechanism and rate of deformation. Tectonophysics 70: 237-254.
- Etchecopar A (1977) A plane kinematic model of progressive deformation in a polycrystalline aggregate. Tectonophysics 39: 121-139.
- Evans AG, Langdon TG (1976) Structural ceramics. Prog Mater Sci 21: 171-441.
- Evans B, Rowan M, Brace WF (1980) Grain-size sensitive deformation of a stretched conglomerate from Plymouth, Vermont. J Struct Geol 2: 4411-424.
- Flinn D (1956) On the deformation of the Fuzie conglomerate, Fetlar, Shetland. J Geol, 64: 480-505.
- Flinn D (1962) On folding during three-dimensional progressive deformation. Geol Soc Lond 118: 385-443.
- Flinn D (1978) Construction and computation of three-dimensional progressive deformation. J geol Soc Lond 135: 291-305.

- Frank W, Frey I, Jung G, Roetzel R, Thöni M (1980) Wie intensiv war die alpidische Metamorphose und Strukturprägung im SE-Teil des ostalpinen Kristallins? Jb 1979 HSP S15 1: 13-20.
- Frank W, Frey I, Jung G (1981) Strukturgeologische und geochronologische Neuergebnisse aus Stub- und Koralpe. Jb 1980 HSP S15 2: 11-18.
- Frisch W (1978) Tectonic progradation and plate tectonic evolution of the Alps. Tectonophysics 60: 121-134.
- Gay NC (1968) Pure shear and simple shear deformation of inhomogeneous viscous fluids. 1. Theory. Tectonophysics 5: 211-234.
- Gay NC (1968) Pure shear and simple shear deformation of inhomogeneous viscous fluids. 2. The determination of total strain in a rock from objects such as deformed pebbles. Tectonophysics 5: 295-302.
- Gay NC (1969) The analysis of strain in the Barberton Mtd., Eastern Transvaal using deformed pebbles. J Geol 77: 377-397.
- Gifkins RC (1976) Grain boundary sliding and its accommodation during creep and superplasticity. Metall Trans Ser A 7: 1225-1235.
- Griggs D (1967) Hydrolytic weakening of quartz and other silicates. Royal Astron Soc Geophys 14: 19-31.
- Hirth JP, Lothe Y (1967) Theory of dislocations. McGraw & Hill N.Y..
- Hobbs BE (1981) The influence of metamorphic environment upon the deformation of minerals. Tectonophysics 78: 335-385.
- Hobbs BE, Means WD, Williams PF (1976) An outline of structural geology. Wiley & Sons, New York.
- Höppener R (1956) Zum Problem der Bruchbildung, Schieferung und Faltung. - Geol Rdsch 45: 247-283.
- Hossack JR (1968) Pebble deformation and thrusting in the Bygdin area (southern Norway). Tectonophysics 5: 315-339.
- Hossack JR (1978) The correction of stratigraphic sections for tectonic finite strain in the Bygdin area, Norway. J geol Soc Lond 135: 229-241.
- Hsü KC (1966) The characteristics of coaxial and non-coaxial strain paths. J strain Anal 1: 216-222.
- Hsü KJ (1969a) Statics and kinetics of the Glarus Overthrust. Eclogae geol Helv 62: 143-154.
- Hsü KJ (1969b) Role of cohesive strength in the mechanics of overthrust faulting and of landsliding. Geol Soc Am Bull 80: 927-952.
- Hudleston PJ (1973) Fold morphology and some geometrical implications of theories of fold development. Tectonophysics 16: 1-46.
- Hudleston PJ, Stephansson O (1973) Layer shortening and fold-shape development in the buckling of single layers. Tectonophysics 17: 299-321.
- Hutchinson WB (1974) Development of textures in recrystallisation. Metal Sci 8: 185-196.
- Hutton DWH (1979) The strain history of a Dalradian slide: using pebbles with low fluctuation in axis orientation. Tectonophysics 55: 261-273.
- Kehle RO (1970) Analysis of gravity and orogenic translation. Geol Soc Am Bull 81: 1641-1664.
- Kerrich R, Beckinsale RD, Durham TT (1977) The transition between deformation regimes dominated by diffusion and intercrystalline creep evaluated by oxygen isotope thermometry. Tectonophysics 38: 241-257.
- Kligfield R, Carmignani L, Owens WH (1981) Strain analysis of a Northern Apennine shear zone using deformed marble breccias. J Struct Geol 3: 421-436.
- Klima K (1979) Zur Geologie des Gebietes N' von Gaishorn im Paltental (nördl. Grauwackenzone, Steiermark). Univ Düss Univ Graz.
- Knipe RJ (1980) Distribution of impurities in deformed quartz and its implications for deformation studies. Tectonophysics 64: T11-T18.
- Koch PS, Christie JM, George RP (1980) Flow laws of wet quartzite in the alpha field. Trans Am Geophys Un 61: 376

- Kronenberg A (1981) Quartz preferred orientations within a deformed pebble conglomerate from New Hampshire, USA. *Tectonophysics* 79: T7-T15.
- Lister GS (1978) Texture transition in plastically deformed calcite rocks. In: Gottstein & Lucke (eds) Proc 5th Int Conf on Texture of Materials, Aachen. 2, Springer: 199-210.
- Lister GS (1981) The effect of basal-prism mechanism switch on fabric development during plastic deformation of quartzite. *J Struct Geol* 3: 65-75.
- Lister GS, Paterson MS, Hobbs BE (1978) The simulation of fabric development in plastic deformation and its application to quartzites: the model. *Tectonophysics* 45: 107-158.
- Lister GS, Williams PF (1979) Fabric development in shear zones: theoretical controls and observed phenomena. *J Struct Geol* 1: 283-297.
- Lister GS, Paterson MS (1979) The simulation of fabric development during plastic deformation and its application to quartzite: fabric transitions. *J Struct Geol* 1: 99-115.
- Lister GS, Hobbs BE (1980) The simulation of fabric development in plastic deformation and its application to quartzite: the influence of deformation history. *J Struct Geol* 2: 355-370.
- Lode W (1926) Versuche über den Einfluß der mittleren Hauptspannung auf das Fließen der Metalle Eisen, Kupfer und Nickel. *Zeitschr Physik* 36: 913-939.
- Mancktelow NS (1979) The development of slaty cleavage, Fleurieu Peninsula, South Australia. *Tectonophysics* 58: 1-20.
- Masuda T (1982) A microstructural sequence of quartz schists in Central Shikoku, SW Japan. *Tectonophysics* 83: 329-345.
- McClay RK (1977) Pressure solution and Coble creep in rocks and minerals: a review. *J Geol Soc Lond* 134: 57-70.
- Means WD, Hobbs BE, Lister GS, Williams PF (1980) Vorticity and non-coaxiality in progressive deformation. *J Struct Geol* 2: 371-378.
- Mercier JC, Anderson DA, Carter NL (1977) Stress in the lithosphere: inferences from steady state flow of rocks. *Pure Appl Geophys* 115: 199-266.
- Miller DM, Christie JM (1981) Comparison of quartz microfabric with strain in recrystallized quartzite. *J Struct Geol* 3: 129-141.
- Miller DM, Oertel G (1979) Strain determination from the measurement of pebble shapes: a modification. *Tectonophysics* 55: T11-T13.
- Milnes AG (1971) A model for analysing the strain history of folded competent layers in deeper parts of orogenic belts. *Eclogae geol Helv* 64: 335-342.
- Milton NJ, Chapman TJ (1979) Superposition of plane strain on a initial sedimentary fabric: an example from Lakesfjord, North Norway. *J Struct Geol* 1: 309-315.
- Mitra S (1976) A quantitative study of deformation mechanisms and finite strain in quartzites. *Contr Miner Petrol* 59: 203-226.
- Mitra S (1978) Microscopic deformation mechanisms and flow laws in quartzites within the South Mountain Anticline. *J Geol* 86: 129-152.
- Mitra G (1978) Ductile deformation zones and mylonites: the mechanical processes in the deformation on crystalline basement rocks. *Am J Sci* 278: 1057-1084.
- Moss AJ (1963) The physical nature of common sandy and pebbly deposits. *Am J Sci* 261: 297-343.
- Moss AJ (1966) Origin, shaping and significance of quartz sand grains. *Geol Soc Austr J* 13: 97-136.
- Mukhopadhyay D (1973) Strain measurements from deformed quartz grains in the slaty rocks from the Ardennes and the norther Eifel. *Tectonophysics* 16: 279-296.
- Nabholz K, Voll G (1963) Bau und Bewegung im gotthardmassivischen Mesozoikum bei Ilanz (Graubünden). *Eclogae Geol Helv*: 756-803.

- Nadai A (1963) Theory of flow and fracture of solids. Eng Soc Monogr 2:705pp McGraw-Hill New York.
- Nicholas A, Boudier F, Boullier AM (1973) Mechanisms of flow in naturally and experimentally deformed peridotites. Am J Sci 273: 853-876.
- Nicholas A, Poirier JP (1975) Crystalline Plasticity and Solid State Flow in Metamorphic Rocks. Wiley&Sons New York: 444pp.
- Oertel G (1981) Strain estimation from scattered observations in an inhomogeneously deformed domain of rocks. Tectonophysics 77: 133-150.
- Owens ER (1980) Representation of finite strain by three-axis planar diagrams. Geol Soc Amer Bull 85: 307-310.
- Oxburgh ER, England PC (1980) Heat flow and metamorphic evolution of the Eastern Alps. Eclogae geol Helv 73: 379-398.
- Paterson MS, Weiss LE (1966) Experimental deformation and folding in phyllite. Geol Soc Am Bull 77: 343-374.
- Peach CJ, Lisle RJ (1979) A Fortran IV program for the analysis of tectonic strain using deformed elliptical markers. Computer & Geosciences 5: 325-334.
- Ponce de Leon MI, Choukroune P (1980) Shear zones in the Iberian Arc. J Struct Geol 2: 63-68.
- Powell C Mc (1979) A morphological classification of rock cleavage. Tectonophysics 58: 21-34.
- Ramsay JG (1964) Progressive deformation in tectonic processes (abs). Am Geophys Un Trans 45: 106.
- Ramsay JG (1967) Folding and fracturing in rocks. McGraw-Hill New York: 568pp.
- Ramsay JG (1974) Development of chevron folds. Geol Soc Am Bull 85: 1741-1754.
- Ramsay JG (1976) Displacement and strain. Phil Trans R Soc Lond A283: 3-25.
- Ramsay JG (1980) Shear zone geometry: a review. J Struct Geol 2: 83-99.
- Ramsay JG (1980) The crack-seal mechanism of rock deformation. Nature 284: 135-139.
- Ramsay JG, Graham RH (1970) Strain variation in shear belts. Can J Earth Sci 7: 786-813.
- Ramsay JG, Wood DS (1973) The geometric effects of volume change during deformation processes. Tectonophysics 13: 263-277.
- Roberts JL (1974) The structure of the Dalradian rocks in the SW-Highlands of Scotland. J geol Soc Lond 130: 93-124.
- Roberts JL (1977) The structural analysis of metamorphic rocks in orogenic belts. In: Saxena & Battcharji (eds): Energetics of geological processes. Springer.
- Roeder D, Bögel H (1978) Geodynamic interpretation of the Alps. In: Cloos, Roeder, Schmidt (eds): Alps, Apennines, Hellenides, Geodynamic investigations along Geotraverses. Schweizerbart, Stuttgart: 191-212.
- Roermund on H, Lister GS, Williams PF (1979) Progressive development of quartz fabrics in a shear zone from Monte Mucrone, Sesia Lanzo Zone, Italian Alps. J Struct Geol 1: 43-52.
- Rutter EH (1976) The kinetics of rock deformation by pressure solution. Phil Trans R Soc Lond A 238: 203-221.
- Rutter E, Rusbridge M (1977) The effect of non-coaxial strainpath on crystallographic preferred orientation development in the experimental deformation of a marble. Tectonophysics 39: 73-87.
- Sander B (1950) Einführung in die Gefügekunde der geologischen Körper. Zweiter Teil: die Korngefüge. Springer 409pp.
- Sanderson DJ (1973) The development of fold axes oblique to the regional trend. Tectonophysics 16: 55-70.

- Sanderson DJ (1976) The superposition of compaction and plane strain. *Tectonophysics* 30:35-54.
- Schmid SM (1975) The Glarus overthrust: field evidence and mechanical model. *Eclogae geol Helv* 68: 247-280.
- Schmid SM, Boland JM, Paterson MS (1977) Superplastic flow in fine grained limestone. *Tectonophysics* 43: 257-291.
- Schmid SM, Paterson MS (1977) Strain analysis in an experimentally deformed oolitic limestone. In: Saxena&Battacharji (eds): *Energetics in geological processes*. Springer.
- Schmid SM, Casey M, Starkey J (1981) The microfabric of calcite tectonites from the Helvetic Nappes (Swiss Alps). In: McClay& Price (eds) *Thrust and nappe tectonics*. *Geol Soc Lond Spec Publ*: 151-158.
- Shelley D (1982) Quartz and sheet-silicate preferred orientations of low symmetry, Pikikiruna Schists, New Zealand. *Tectonophysics* 83: 309-327.
- Sherwin JA, Chapple WM (1968) Wavelengths of single layer folds: a comparison between theory and observation. *Am J Sci* 266: 167-179.
- Simpson C (1980) Oblique girdle orientation patterns of quartz-c-axes from a shear zone in the basement core of the Maggia Nappe Ticino, Switzerland. *J Struct Geol* 2: 243-247.
- Sneed ED, Folk RL (1958) Pebbles in the lower Colorado river, Texas. A study in particle morphogenesis. *J Geol* 66: 114-150.
- Siddans AWB (1977) The development of slaty cleavage in a part of the French Alps. *Tectonophysics* 39: 533-557.
- Stocker KL, Ashby MF (1973) On the rheology of the upper mantle. *Rev Geophys Space Phys* 11: 391-426.
- Sylvester AG, Christie JM (1968) The origin of crossed-girdle orientations of optic axes in deformed quartzites. *J Geol* 76: 571-580.
- Takeuchi S, Argon AS (1976) Review: steady state and rate creep of single phase crystalline matter at high temperature. *J Mater Sci* 11: 1542-1566.
- Tapponnier P (1977) Évolution tectonique du système alpin en Méditerranée: poinçonnement et écrasement rigide-plastique. *Bull Soc géol Fr XIX*: 437-460.
- Turner FJ, Weiss LE (1963) *Structural analysis of metamorphic tectonites*. McGraw-Hill New York 545pp.
- Tobisch TO, Fiske RS, Sacks S, Taniguchi D (1977) Strain in metamorphosed volcanoclastic rocks and its bearing on the evolution of orogenic belts. *Geol Soc Am Bull* 88: 23-40.
- Tollmann A (1963) *Ostalpensynthese*. Wien (Deuticke): 256pp.
- Tollmann A (1964) Das Permoskyth in den Ostalpen sowie Alter und Stellung des "Haselgebirges". *N Jb Geol Paläont Mh* 1964: 270-299.
- Tollmann A (1978) Plattentektonische Fragen in den Ostalpen und der plattentektonische Mechanismus des mediterranen Orogens. *Mitt österr Geol Ges* 69: 291-351.
- Tullis J, Christie JM, Griggs DT (1973) Microstructures and preferred orientations of experimental deformed quartzites. *Geol Soc Am Bull* 84: 297-314.
- Twiss RJ (1977) Theory and application of a recrystallized grain-size paleopiezometer. *Pure Appl Geophys* 115: 227-244.
- Underwood EE (1970) *Quantitative Stereology*. Addison Wesley Reading MA.
- Voll G (1960) New work on petrofabrics. *Liverpool Manchester Geol J* 2/3: 503-567.
- Voll G (1976) Bericht über petrologisch-gefügekundliche Untersuchungen im Gebiet des Uranvorkommens von Fortau. *Unv Manusk Bonn* 1976: 1-95.
- Voll G (1977) Seriengliederung, Gefügeentwicklung und Metamorphose in den Nördlichen Radstätter Tauern zwischen Forstau- und Preunegg-Tal. In: Bögel (ed) *Geodynamics and geotraverses around the Alps*. *Vervielf. Manusk*: 1-2.

Voll G (1982) Bewegungen von Korngrenzen in Gesteinen. Vortragsmanusk Thübingen.

Wagner F, Wenk HR, Kern H, Van Houtte P, Esling C (1982)

Development of preferred orientation in plane strain deformed limestone: experiment and theory. Contr Miner Petrol 80: 132-139.

Weathers MJ, Bird JM, Cooper RF, Kohlstedt DJ (1979) Differential stress determined from deformation induced microstructures of the Moine Thrust Zone. J geophys Res 84 B13: 7495-7509.

Wenk HR (1978) Preferred orientation in minerals, review and outlook. In: Gottstein&Lucke (eds): Proc 5th Int Conf on Texture of Materials, Aachen vol 2 Springer: 199-210.

White S (1975) The effects of polyphase deformation on the intracrystalline defect structure of quartz. N Jb Miner Abh 123: 237-252.

White S (1976) The effects of strain on microstructures, fabrics and deformation mechanisms in quartzites. Phil Trans R Soc Lond A 283: 69-86.

White S (1977) Geological significance of recovery and recrystallisation processes in quartz. Tectonophysics 39: 143-170.

White S (1979) Grain and subgrain size variation across a mylonite zone. Contr Miner Petrol 70: 193-202.

White S (1979) Paleo-stress estimates in the Moine Thrust Zone, Eriboll, Scotland. Nature 280: 222-223.

White S (1979) Difficulties associated with paleo-stress estimates. Bull Mineral 102: 210-215.

White S (1982) Foliation development and stability in tectonites subjected to cataclastic and cyclical ductile/cataclastic deformation processes. Mitt Geol Inst ETH Zürich 239a: 289-291.

White S, Burrows SE, Shaw DN, Humphreys FJ (1980) On mylonites in ductile shear zones. J Struct Geol 2: 175-187.

Williams PF (1970) A criticism of the use of style in the study of deformed rocks. Geol Soc Am Bull 81: 3283-3296.

Wilson CJL, Bell IA (1979) Deformation of biotite and muscovite: optical microstructure. Tectonophysics 58: 179-200.

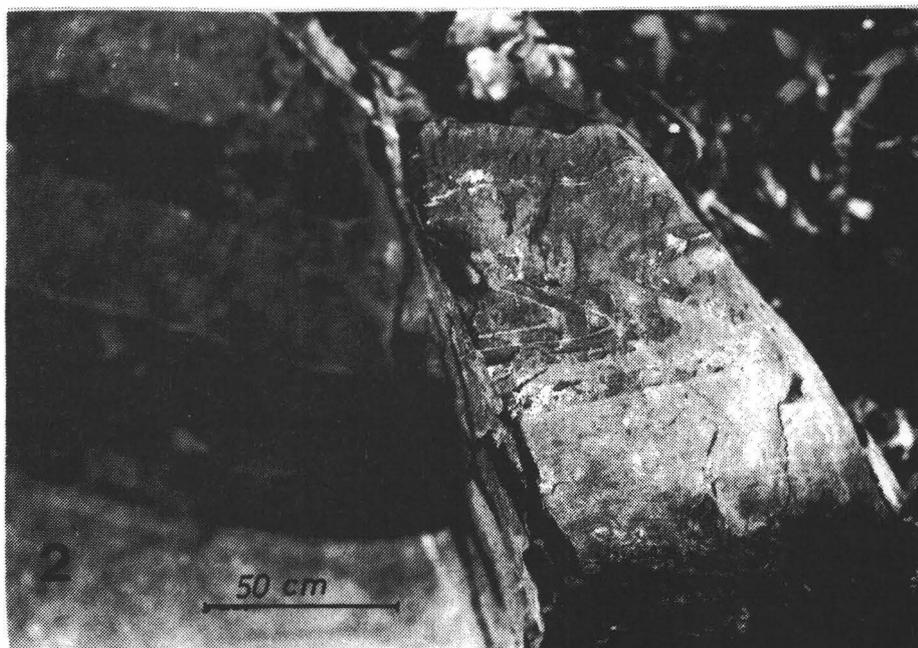
Wood DS (1973) Patterns and Magnitudes of natural strain in rocks. Phil Trans R Soc Lond A 274: 373-382.

Wood DS (1974) Current views on the development of slaty cleavage. Ann Rev Earth Sci 2: 369-401.

TAFEL 1

Fig. 1: Alpidische Faltenstrukturen. Variszischer Quarzgang (hell-Mitte) (D_0 , s_0) wird alpidisch wieder-gefaltet; beachte fehlende Parasitärfalten, extremes Schenkel: Scheitel-Verhältnis, gleichbleibende Lagendicke; s_1 parallel dem Quarzgang ist erkennbar, wird aber von s_0 -überprägt; beide Strukturen werden von "tight" B_2 (D_2)-Falten gebogen; beachte den Faltenschluß links unten, dieser ist typisch für Biegegleitfalten, für "chevron"-Falten, vgl. RAMSAY 1974, p. 1774, Fig.13 ("hinge collapse"); das extrem gut ausgebildete Lagengefüge ermöglicht ein Gleiten im Lagenbau; zu den Faltenmodellen siehe Text

Fig. 2: "tight" similar folds", class 2 in Kalkmarmorbänken an der Basis der Karbonatentwicklung in der Veitscher Decke (Steilbachgraben); beachte: kurze Scheitel, lange Schenkel



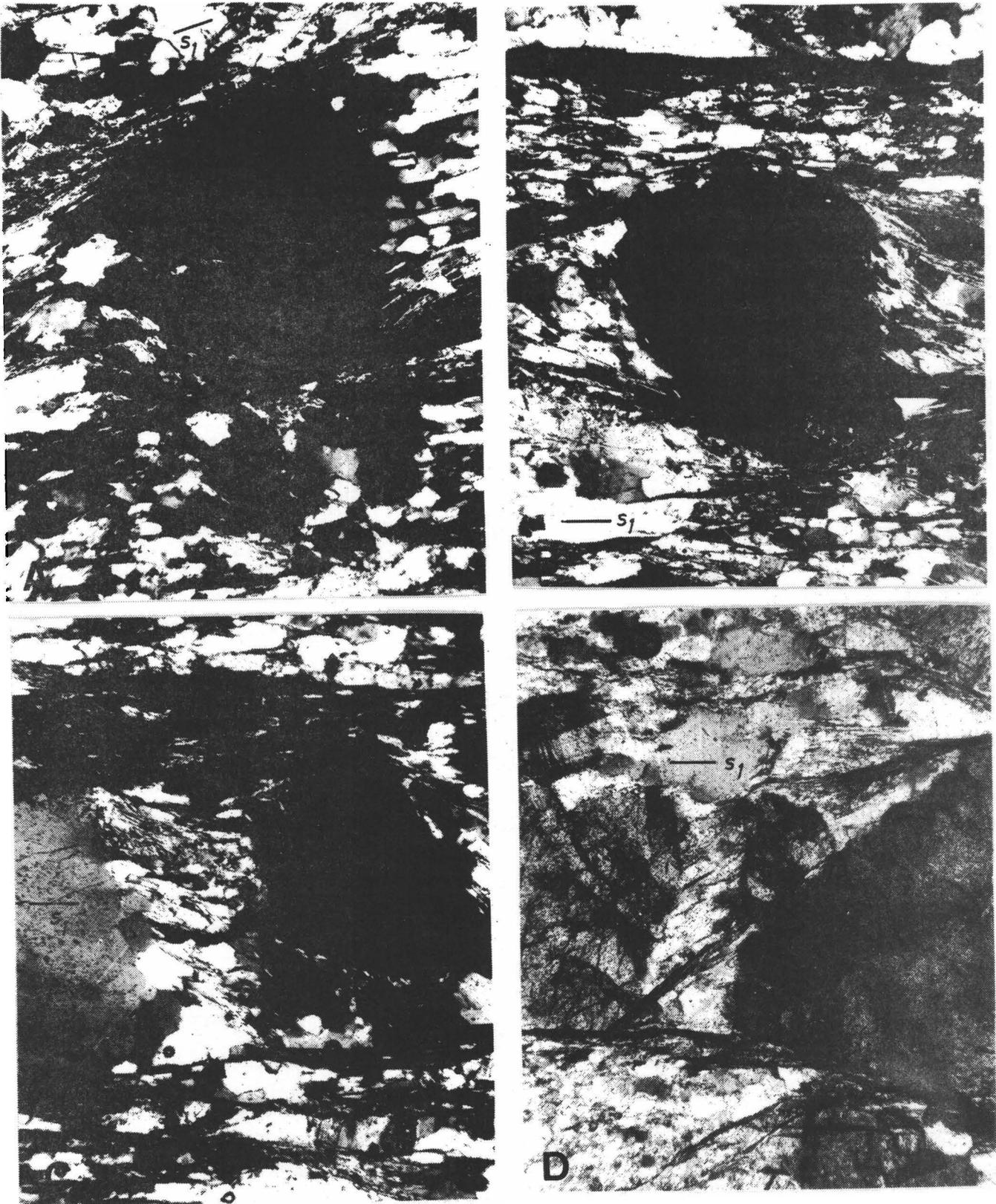


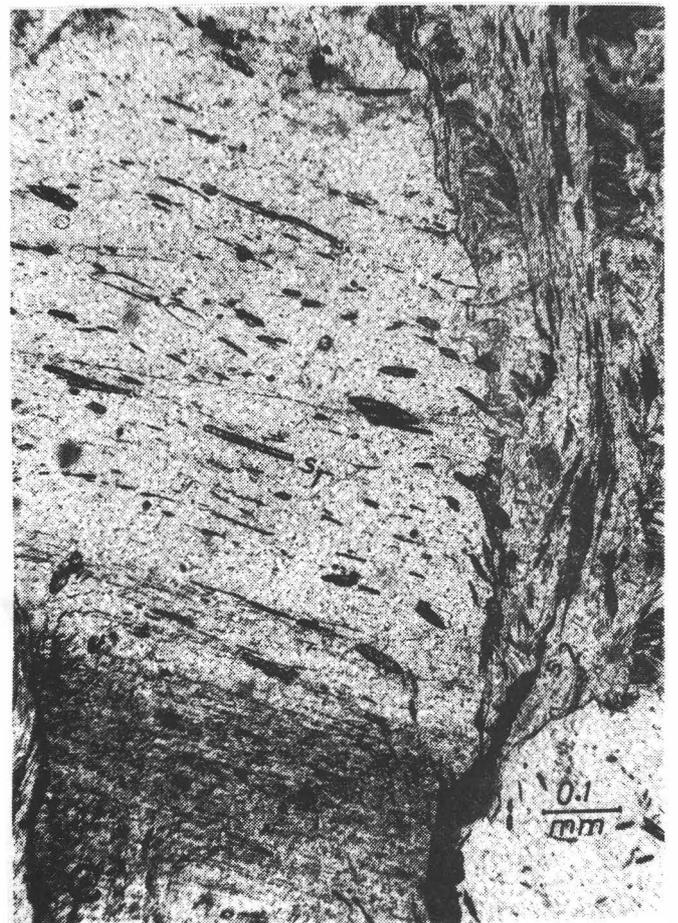
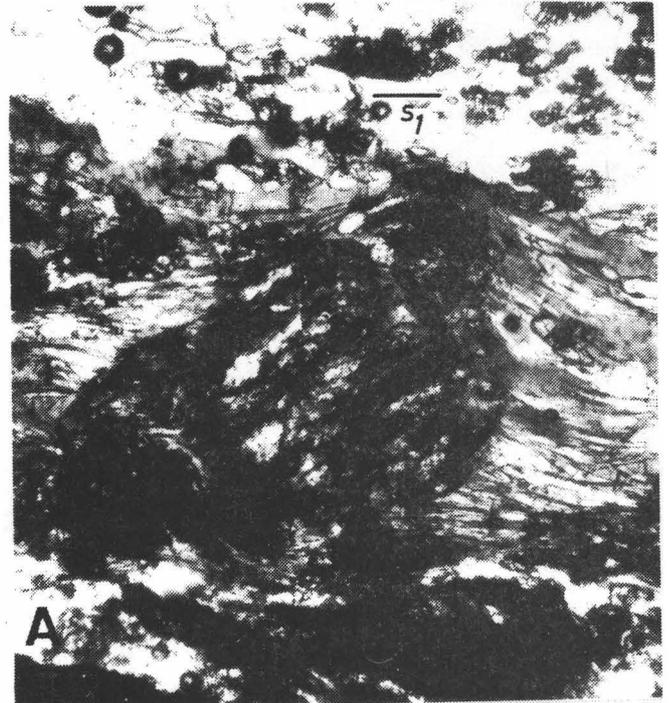
Fig. 3: a-c) Probe OK10, "Metaquarzwacke" aus dem Magnesittagebau Sunk bei Trieben. Quarzklasten-Deformation durch Drucklösung, beachte Lösungssäume, Druckschatten, Glimmer-Quarzorientierung in diesen; asymmetrische Druckschattenform, dextraler, NW-gerichteter Schersinn; beachte weiters klastinterne Schwächungsbahnen in a) und c) und das Zerreißen des Klasts in c) (1 cm = 0,1 mm)

d) Probe G128, Metaarkose aus den Unterkarbonklastika der Sunkmauer, rechtssinnige Verdriftung von Feldspat, beachte fasrige Quarzlösungsbärte zwischen den Fragmenten (1 cm = 0,1 mm)

TAFEL 3

Fig. 4: a) Probe 82.XX, E' Mayrbach (Brodjäger E), SH.1320, Forstweg; XZ-Schnitt des Deformationsellipsoides. Barroistische Hornblende; beachte den asymmetrischen Chloritanwachsraum mit dextralem Schersinn (1 cm = 0,2 mm)

b-c) Probe 82-4, Norische Decke S' des Paläntales, E' Brodjäger; Neubildung von Albit durch Wachstum neuer Keime im Phyllosilikatgewebe; Wachstum syndeformativ zu $s_1(D_1)$ und $s_2(D_2)$, bzw. str_1 , str_2 ; Druckschatten nach str_1 und str_2 . Der 2. Schliff belegt: die D_2 -Deformation lief noch getempert ab, teilweise kam es zur Zerreißung nach str_2 und Verheilung mit fasrigem Quarz. Alle Strukturen sind alpidisch!



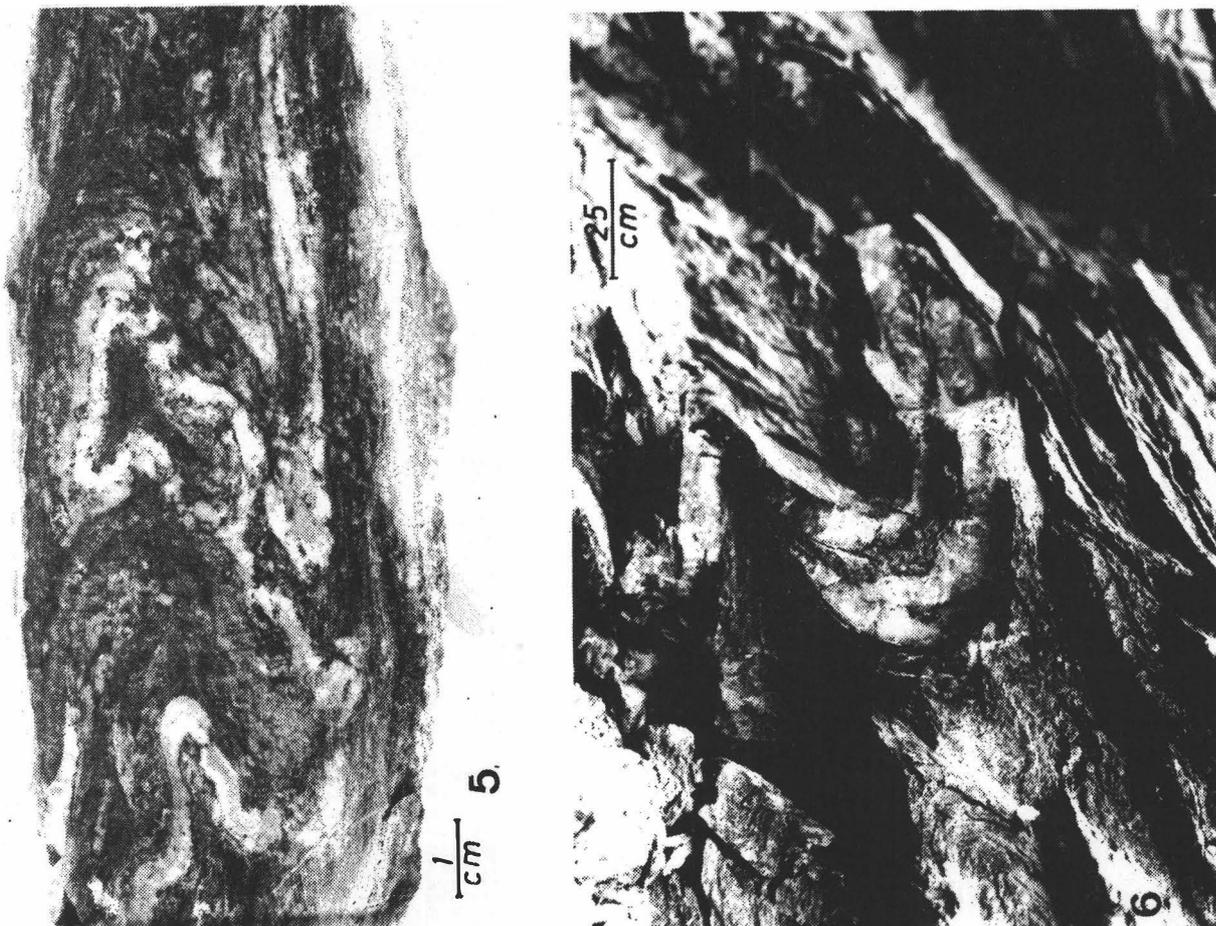
TAFEL 4

Fig. 5: Komplizierte Faltenformen aus dem feinklastischen Verrucano E' des Tierkogels (Triebener Tauern Paß); ss durch Farbwechsel mit Hämatitlagengefüge ausgebildet, s_1 parallele Quarzgänge mit Hämatit, Längung der Minerale nach str_1 ; B_2 -Kofferfalte ("irregular boxfold") faltet ss, s_1 und s_{1a} parallelen Quarzgang; s_2 bildet Achsenebenenschieferung zu B_2 , zerschert Quarzgangfalte; ss+ s_1 sind zerrissen und rotiert; in s_2 -Bahnen wird im Zuge der Rotation von s_2 die Falte weiter zerlegt, im Liegenden und Hangenden amputiert, - es entsteht eine "rootless intrafolial fold", wobei die weitständigen (ca.4cm) s_2 -Bahnen ($s_2=s_1$) völlig in s_1 einrotiert werden

B_2 -Richtung: 255/25 } beachte die starke Rotation von B_2 -Achsen
 $s_2=s_1/s_2$: ca.310/10 } in s_2 , "Stricklavafalten"

strain: Verrucano südlich des Triebener Tauern Passes: (ϵ):
 1,135:-0,262: -0,365, die duktile Internverkürzung bei der B_2 -Deformation betrug daher ca. 26%, die "buckling" Komponente trug in diesem Beispiel weitere 55% Verkürzung bei!

Fig. 6: "Tight folds" in Verrucano SE' des Brodjägers; hell - Quarzgänge, dunkel - Metapelite, beachte: das Vorspringen des kompetenteren Materials in der konkaven Quarzgangseite und das Ausdünnen des inkompetenten Materials in den Schenkeln; links SW, rechts NE, s_2 mittelsteil nach SW, s_1 links horizontal; typische B_2 -Faltenform: langer- aufrechter, kurzer- inverser Schenkel, s_2 je nach Kompetenz ist der Scheitel scharf geknickt oder gerundet (vgl. Antiklinale-Synklinale im Photo)



TAFEL 5

Fig. 7: Bildung von s_2 -Schieferungsflächen: a) Stadium der duktilen Internverkürzung senkrecht zum s_1 -Lagenbau vor der Anlage von Mikrofalten, - der strain-Betrag ist nicht direkt meßbar (experimentelle Untersuchungen zeigen, daß diese Verkürzung zur Verformungsrate und den relativen mechanischen Eigenschaften des Lagenbaues steht, vgl. SHERWIN & CHAPPLE 1968, DIETERICH 1970, sie liegt aber zwischen 0-30%)

Schliff 17 (A) (Klastika der Veitscher Decke, ac-Fläche in Bezug zur B_2 -Faltung; geknickte und in der c-Richtung gedehnte, klastische Glimmer, beachte rechtes, obere Ende (Pfeil) (ein Großteil der Deformation durch "flattening" während D_1 !!!)

B) Stadium der Runzelung vor der Bildung von s_2 -Flächen, Grenze der homogenen, duktilen Internverkürzung überschritten; beachte die symmetrischen, harmonischen, offenen Mikrofalten
 Schliff N25: (B) Prophyroidtuff der Norischen Decke
 Schliff 16: (C) Unterkarbonklastika der Veitscher Decke

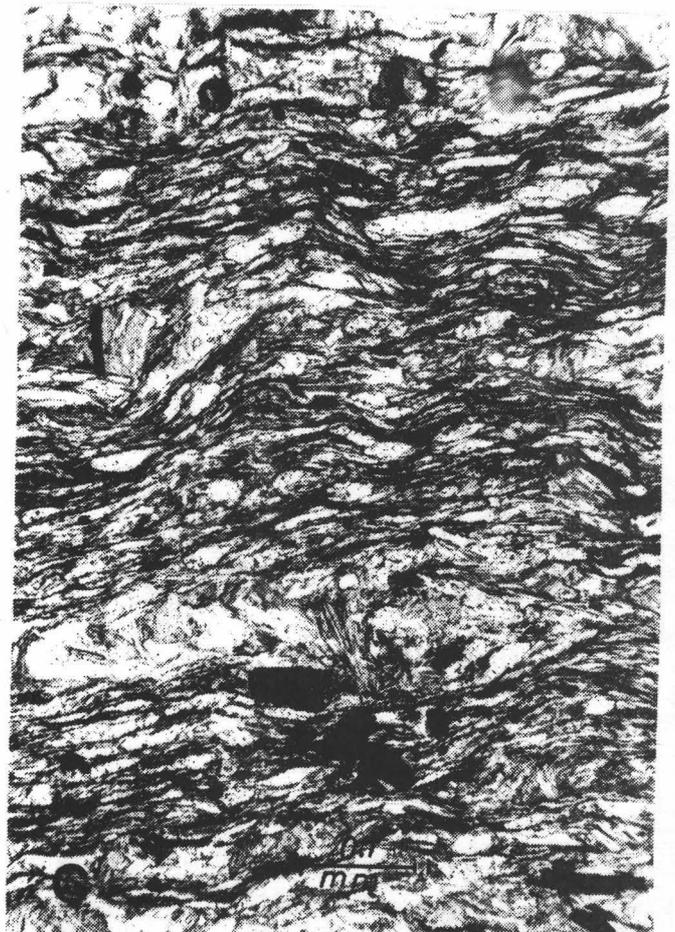
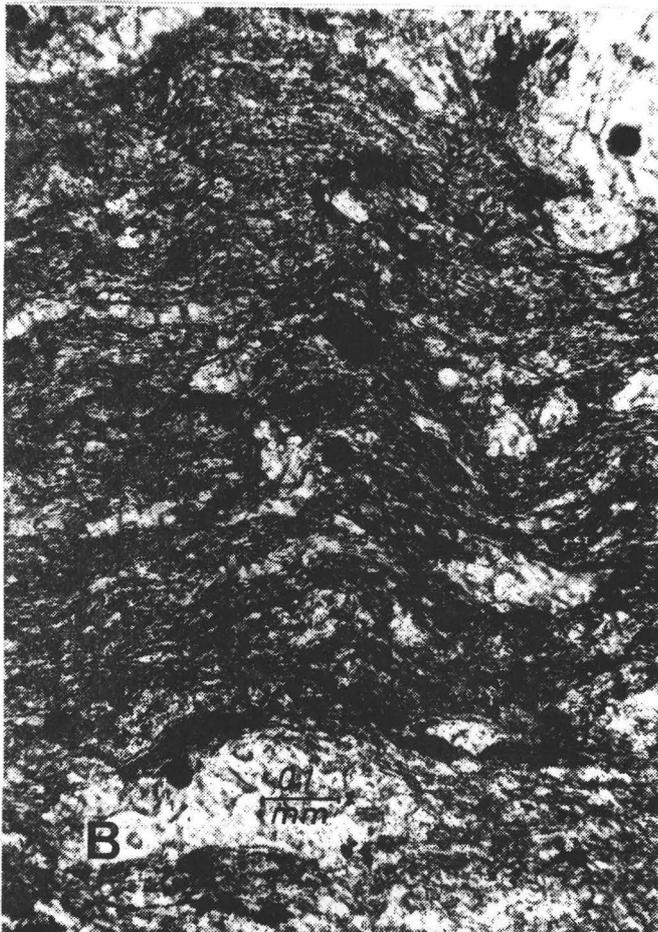


Fig. 7: Fortsetzung

c) Stadium der Mikrofaltenbildung mit s_2 -Achsenebenschiefung

(A) Schliff G2, Metapelit der Veitscher Decke, ac-Fläche zur B_2 -Faltung; annähernd symmetrische, harmonische Knickfalten mit steiler Achsenebene,-

Knickfalten ("kink folds") (vgl. Abbildung 2g im Aufschlußbereich) treten auf wenn: (vgl. auch experimentelle Untersuchungen von PATTERSON & WEISS 1966)

- ein extremes Lagengefüge vorliegt (s_1 - A-B-A-B- Rhythmite),
- in diesem Lagengefüge ein hoher Viskositätskontrast herrscht (alternierende Quarz-Glimmerlagen durch s_1),
- ungleich entwickelte "kinks" treten bei schräger s_1 stress-Einwirkung auf (nur einige Grade!).

Alle drei Forderungen sind in G2 verwirklicht

(B) Schliff N121, phyllitischer Glimmerschiefer des Altkristallins; Ausgestaltung und Rotation der B_2 -Falten und der s_2 -Flächen ("crenulation cleavage"), die Rotation des "flattening" (-Phase 3 des Faltungsvorganges, siehe Text) sein, in N 121 wenig fortgeschritten-

Hellglimmerdeformation in s_2 (B_2 -Mikrofalten): Verbiegung der s_1 -Glimmer, selten Knickung, feine Rekristallite in der Achsenebene; das Überwiegen von Biegung über Knickung bei Hellglimmer entspricht den Beobachtungen von WILSON & BELL 1979; beachte deutliche Lösung in s_2 ; weiters die Stellung von alpidischem Granat (dunkel, oval) zu s_2



TAFEL 7

Fig. 8: Mesostrukturen in der Veitscher Decke

A) Triebenstein NE-Grat, Metasandstein. Boudinierter (3D-"chocolate boudinaged") s_1^a Quarzgang schneidet ss und s_1^s mit kleinem Winkel ($0-5^\circ$); "open-tight" B_2 -Falten mit langen Schenkeln und kurzen Scheiteln; s_2 parallele Quarzgänge; s_2 etwas steiler nach SW wie ss und s_1^s ($\approx 2^\circ$); B_2 -Quarzgangfalten bilden sich in Schwächezonen (durch D_1 -Boudinierung vorgegeben), diese "impfen" das umgebende Sediment; "gentle" B_3 -Falten, hier deutlich durch die Wiederfaltung der s_2 -Quarzgänge.

Beachte: s_1^a/s_1^s (ss) Überschneidung zeigt aufrechte Lagerung nach D_1 -Deformation, s_2/s_1 (ss) Überschneidung zeigt aufrechte Lagerung im Hängendschenkel einer Großfalte an, Vergenzrichtung und Asymmetrie der B_2 -Falten ist damit in Übereinstimmung.

B) Kalkmarmorbänke an der Basis der Veitscher Decke im Steilbachgraben; "tight" B_2 -Falten biegen $ss+s_1$ ($ss=s_1$) und werden durch "gentle" B_3 -Falten wiedergefaltet, s_3 bildet Klüfte.

Kluftflächen im XZ-Schnitt des Deformationsellipsoides

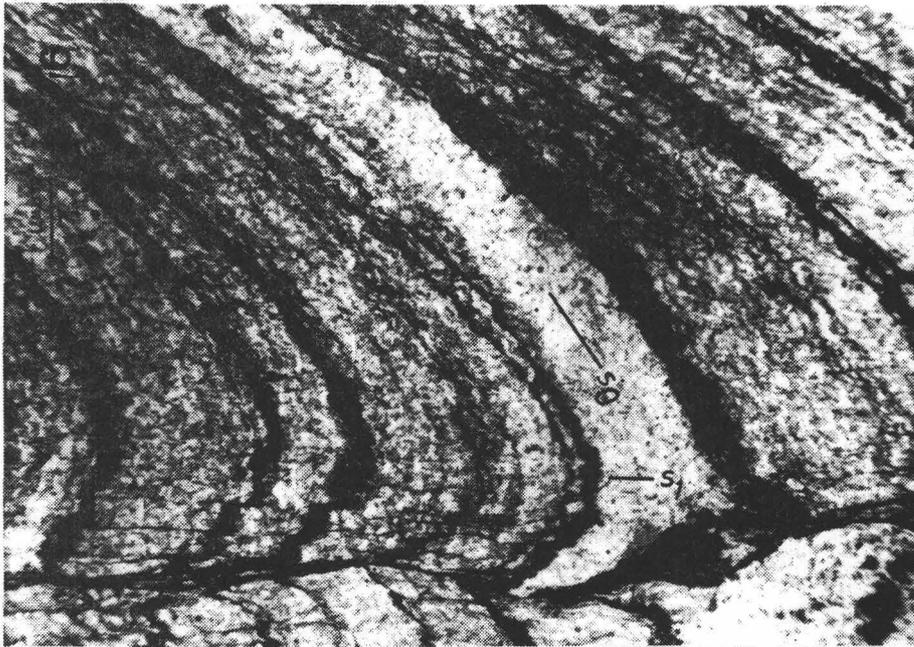


TAFEL 8

Fig. 9: $D_1(B_1)$ - Biegescherfalte ("flexural shear fold") in einem metamorphen Lydit(?) der Norischen Decke; Analyse:

- a) primäres Lagengefüge (?): qu, fs, gra, chl
- b) durch s_0 extrem verstärkt, gefügeregelnd
- c) von s_1 in Form eines konvergierenden Fächers überprägt, umgeregelt; bewirkt Umorientierung der Chlorite, großteils der Quarze (mit Rekristallisation) und Suturierung parallel str_1 , Lösung von Quarz parallel s_1 und Absatz im Faltenscheitel. Auch in den höheren Deckenkörpern war s_1 das prägende Element

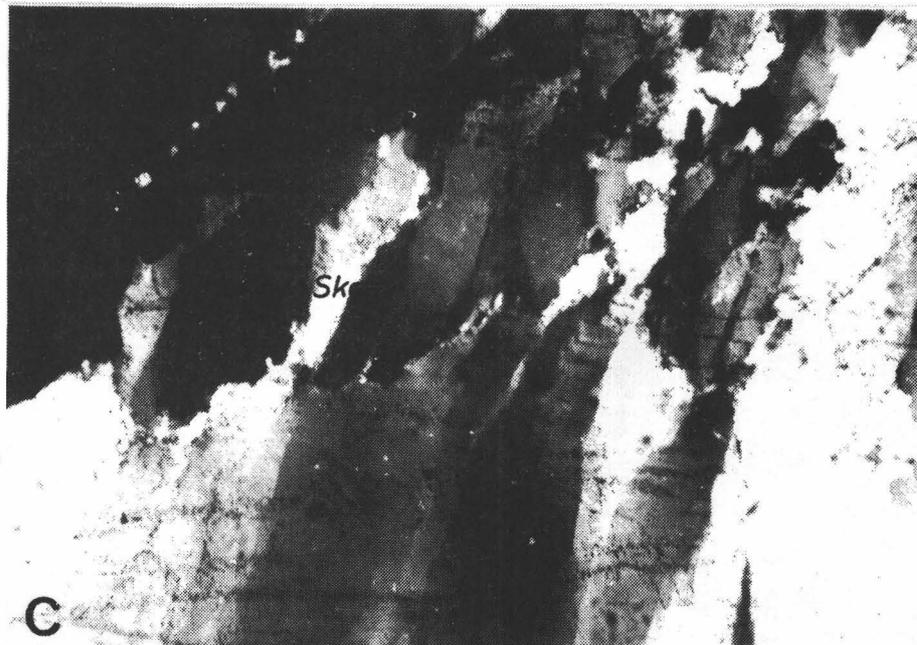
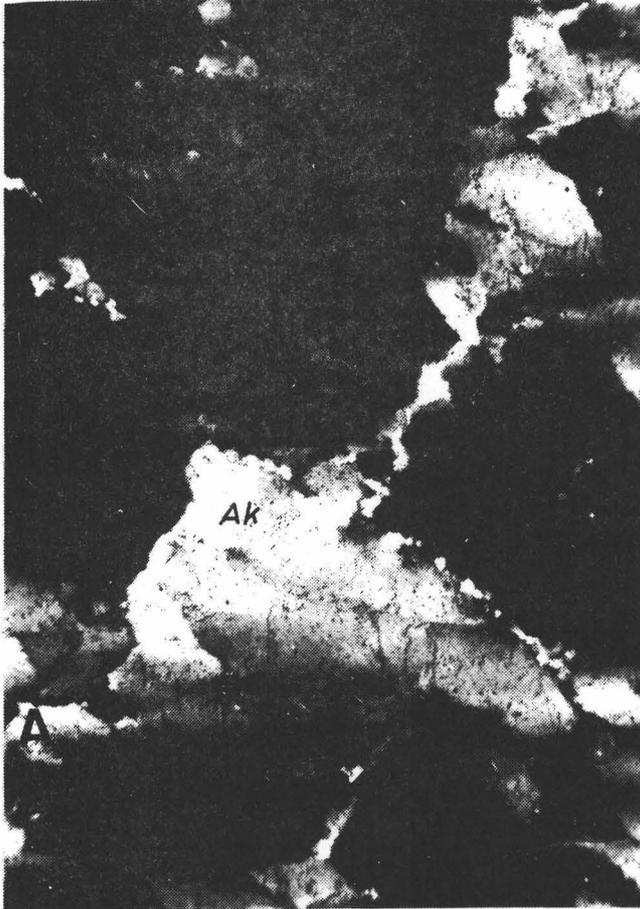
Fig. 10: Duktilitätskontrast zwischen Matrix (phyllitisch) und großen Restquarzgeröllen, XZ-Kluftfläche, Triebenstein NE-Grat; für eine strain-Analyse ungeeignet!



TAFEL 9

Fig. 11: Stark deformierte Altkörner mit Rekristallisation in hoch-strain Bereichen wie Kornränder und Subwänden bzw. Deformationsbändern; In den Altkörnern sind Kern-Mantelstrukturen ausgebildet.

- A, B Verrucano-Restquarzgeröll, Probe RA-X, Triebener Tauernpaß
C Verrucano-Quarzgang, Wald am Schoberpaß
Ak Altkorn
Skg Subkorngrenze



0.1
mm

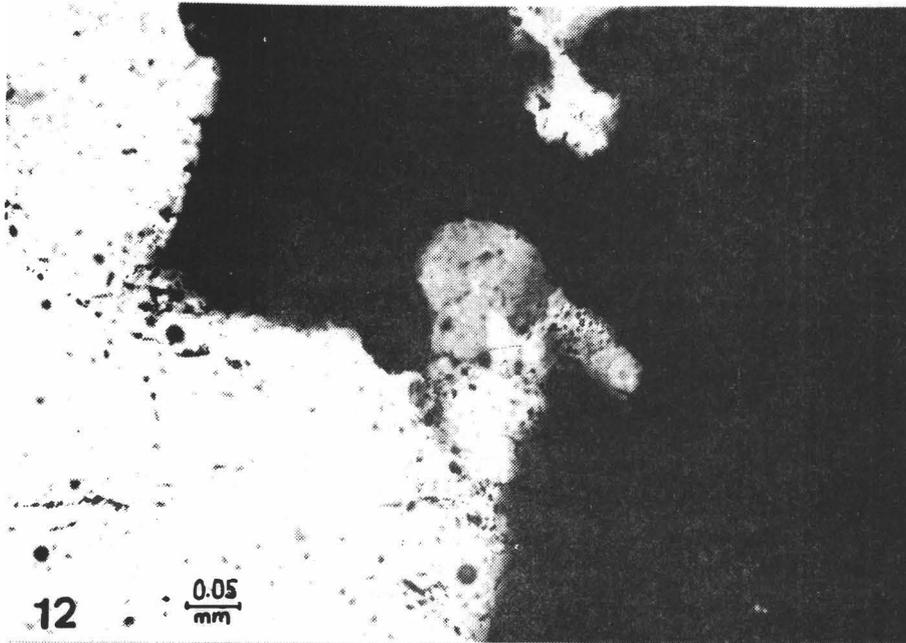


Fig. 12: Rekristallisation durch deformationsbedingte Korngrenzenwanderung; Probe I, Veitscher Decke, Sunk

Fig. 13: "Grain growth inhibition" durch extrem ge-regelte, \pm uniform verteilte Phyllosilikate (ca. 10%), XZ-Schnitt, Probe XIX, Veitscher Decke, Sunk

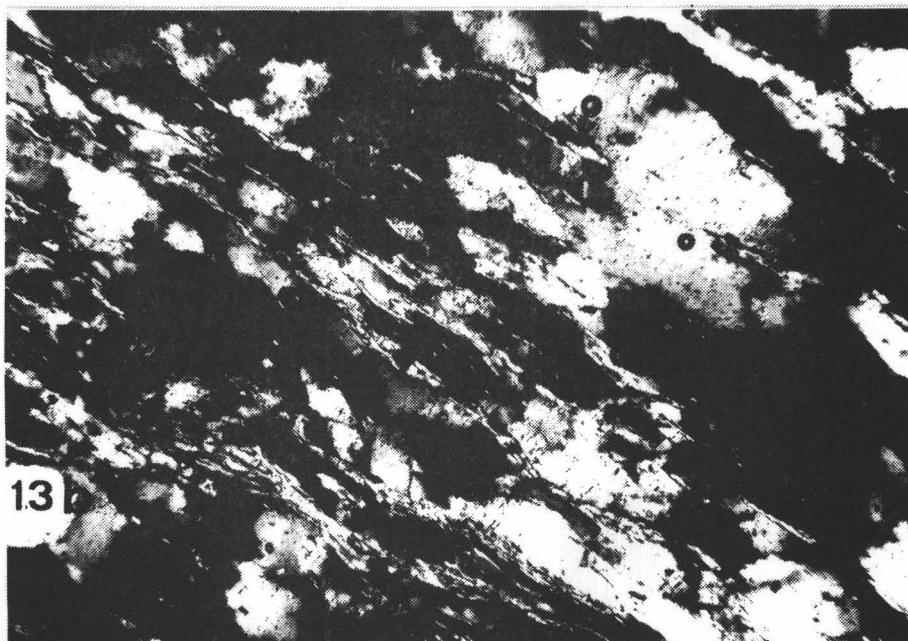
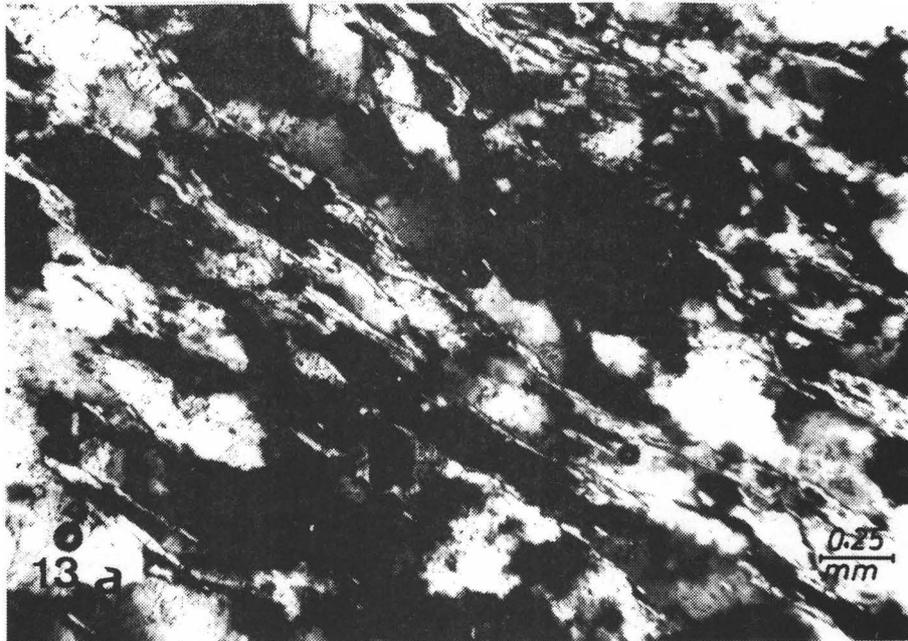


Fig. 14: Probe G37, Veitscher Decke, Bereich Sunk: Deformation eines klastischen Glimmers durch Gleitung entlang (001) und durch Dehnung entlang str_1 , dadurch entsteht die charakteristische Parallelogrammform, beachte dextralen Schersinn (vgl. BEUTNER 1978, MANCKTELOW 1979) das Öffnen der Scherflächen weist auf Gleitung hauptsächlich durch kataklastischen Bruch entlang (001)

Fig. 15: Probe G145, Veitscher Decke, Raum Sunk, Triebenstein N-Abfall, geröllführender Kalkmarmor

- A. Karbonatmatrix: Behinderung der letzten Rekristallisationsphase durch Sekundärphasemineralien (überwiegend nicht näher definierbare opake Substanz)
- B. Restquarzgerölle: Deformation durch: a) Interndeformation, -relativ schwach, keine Rekristallisation, Undulation, einige Subkörner
 b) Gesamtdeformation durch Drucklösung; deutlich sind die Randquarzkörner "gekappt"; offensichtlich weiters die Anhäufung von unlöslichem Material und Phyllosilikaten an den Gerölllängsachsenrändern (senkrecht Hauptstressachse); Gelöstes wird im Druckschatten abgelagert, dabei entsteht eine Trennung nach der Mobilität der einzelnen Phasen (zuerst wird Quarz abgelagert, dann Karbonat); im Druckschatten: Karbonat wesentlich gröber (Faktor 10), Phyllosilikatneusprossung, Quarzrekristallisation; beachte Druckschattenlänge! Die Gerölldeformation in dieser Probe unterscheidet sich damit völlig von den übrigen Proben
 c) asymmetrische Druckschattenform weist auf dextrale Scherkomponente!

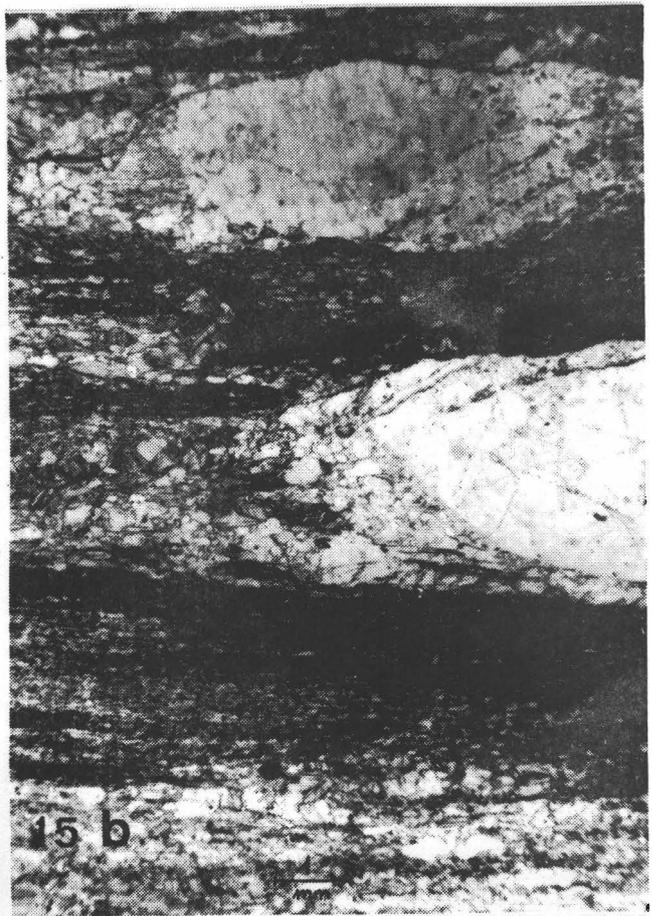
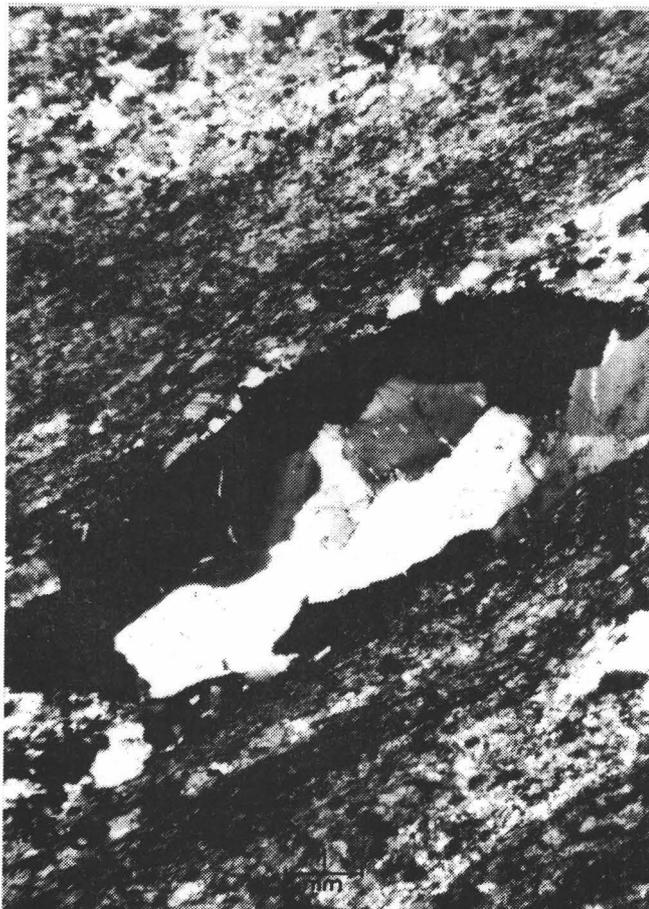
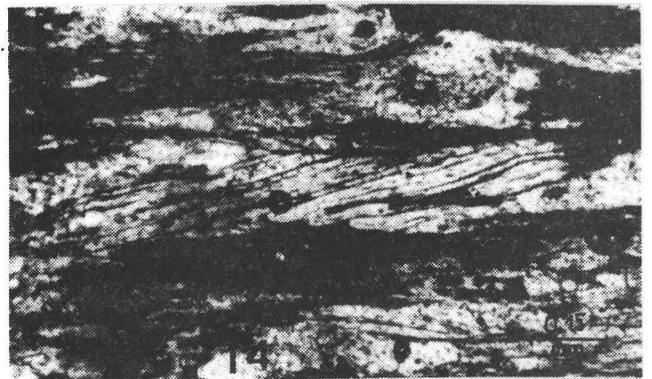
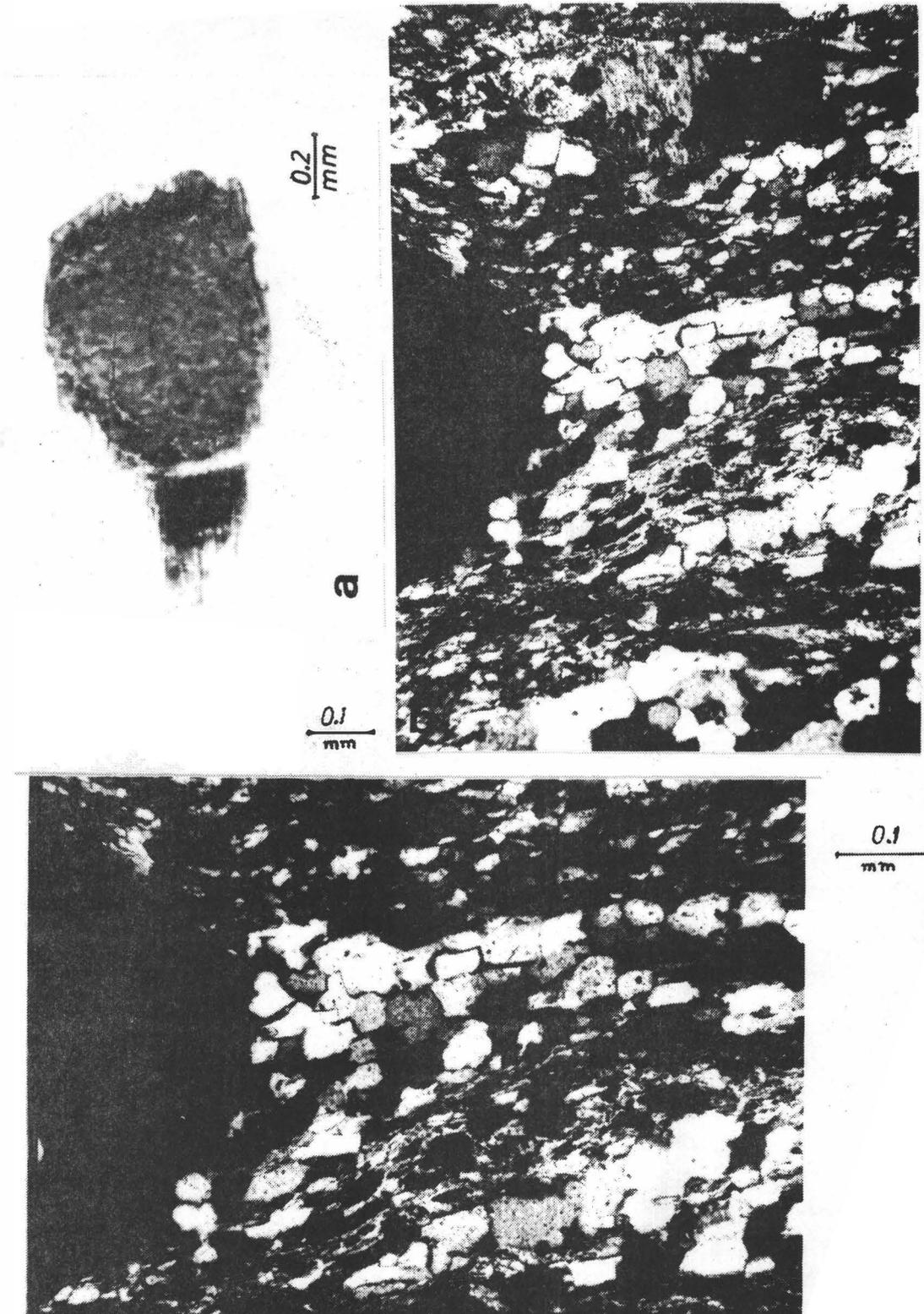


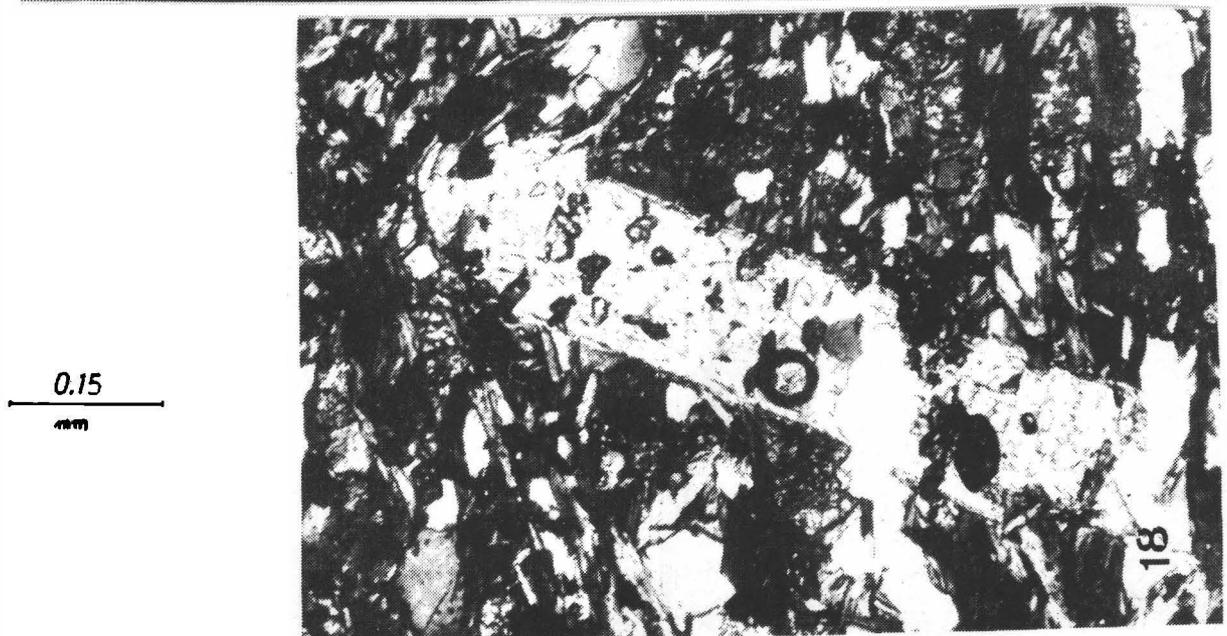
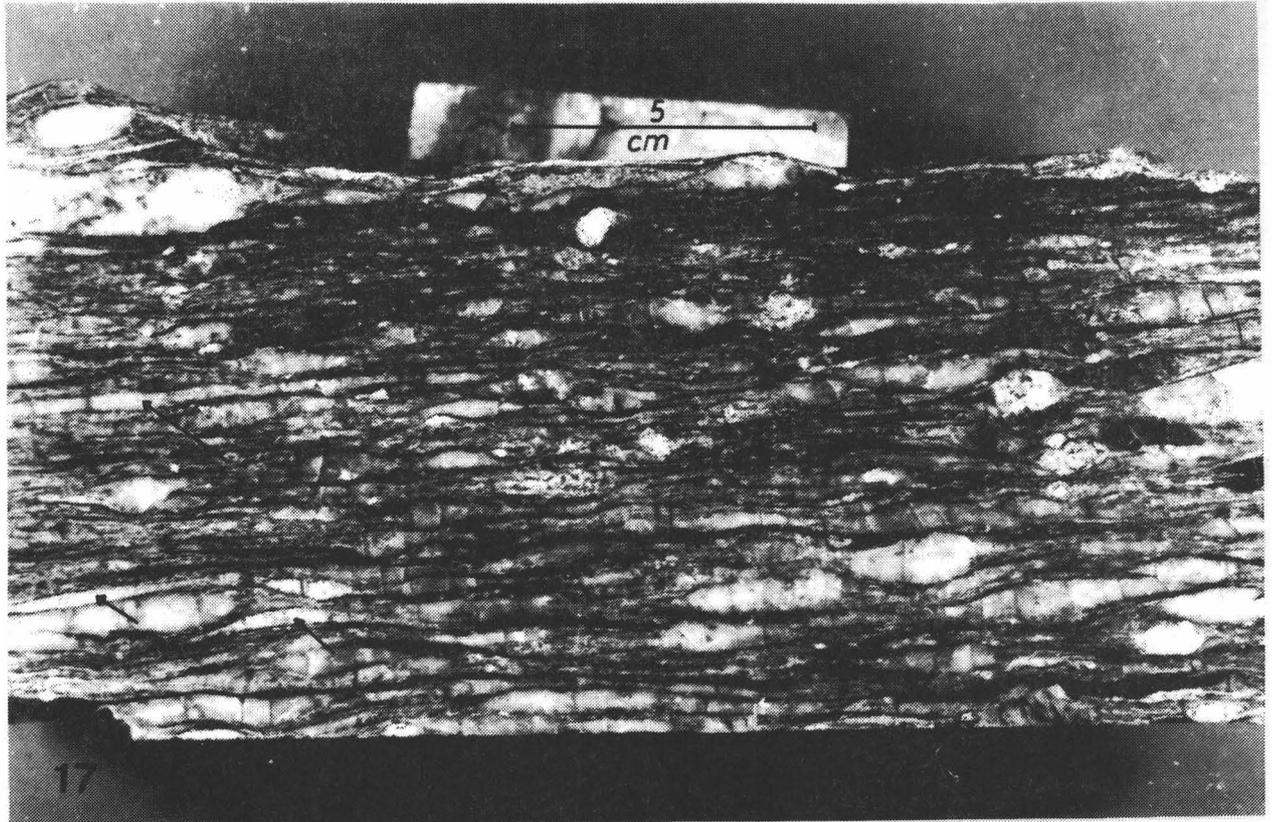
Fig. 16: Lösung und Ausfällung bei der Deformation:
 a) Probe S9, phyllitischer Quarzit der Norischen Decke:
 asymmetrischer Lösungsanwachssaum an klastischen Turmalin,
 beachte die gefransten Enden und die Vertriftung des
 Anwachssaumes
 b,c) Probe S5, Porphyroidtuffniveau der Norischen Decke;
 rekristallisierter asymmetrischer Druckschatten hinter
 Porphyrquarz, dextraler, NW-gerichteter Rotationssinn



TAFEL 13

Fig. 17: Probe B17, Veitscher Decke, Raum Bruck/Mur; XZ-Schnitt des "finite"-strain Ellipsoides; beachte den Achsialverhältnisunterschied zwischen matrixähnlichen Intraklasten (Pfeile) und den Restquarzgeröllen, Gerölle mit hohem Feldspatgehalt erscheinen fast undeformiert (helle Klaster); beachte weiter die asymmetrischen Druckschatten; diese Probe zeigt gegenüber dem Triebener Raum erhöhte Drucklösungsdeformation (dunkle Bahnen) und einen Anteil an diskontinuierlicher Deformation

Fig. 18: postdeformatives Mineralwachstum: Querglimmer aus den basischen Metavulkaniten der Verrucanobasis (?) nördlich der Schaupenhube, Probe ND 15; beachte Einschlüsse, Dehnung der s_1 -Schieferung und die leichte Rotation (YZ-Schnitt)



TAFEL 14

Fig. 19: Probe 153, basale Veitscher Decke, XZ-Schnitt:
netzförmige Schieferungskonfiguration um Rauten-förmige
Areale mit geringerer Deformation; diese Ausbildung der
Schieferungsflächen ist typisch für das vorgestellte
Deformationsmodell;
C-Flächen, S-Flächen, Scherflächengeometrie z.B.
BERTHE'et al. 1979.



0.15
mm

Teilprojekt 15/15:

JAHRESBERICHT 1983 ZUM TEILPROJEKT S15/15

F.WEBER, R.SCHMÖLLER & G.WALACH, Leoben

Nachdem die aktive Mitarbeit des Leobner geophysikalischen Instituts im Rahmen des Teilprojektes S 15/15 1981 zu Ende ging, beschränkten sich die Aktivitäten im Jahr 1983 auf die Weiterführung der Auswertung und Interpretation. Ganz allgemein gesprochen konnten 1983 alle Basisauswertungen des 1979-1982 aufgenommenen seismischen, gravimetrischen und magnetischen Datenmaterials abgeschlossen werden. Zu nennen ist insbesondere auch die Fertigstellung eines hochauflösenden digitalen Geländemodells (Raster ca. 350 x 350 m) für ganz Südostösterreich einschließlich eines Randstreifens von mindestens 20 km zu den Nachbarstaaten Ungarn und Jugoslawien. Dieses Geländemodell dient der Massenreduktion gravimetrischer Meßdaten und wurde für das österreichische Staatsgebiet auf Basis der ÖK 25V erstellt. Es erfaßt mit ca. 200.000 Höhenschätzungen eine Fläche von rund 24.000 km².

Wesentlich für die Auswertung der gravimetrischen und magnetischen Daten ist aber auch, daß aufgrund umfangreicher gesteinsphysikalischer Untersuchungen, die nun in zusammengefaßter Form vorliegen, gesicherte Werte über die Verteilung von Dichte und magnetische Suszeptibilität für Modellrechnungen im Gebiet des Alpenostrandes zur Verfügung stehen. So wird zum Beispiel derzeit schon (außerhalb des Projektrahmens) an einem digitalen Dichtemodell für den Alpenostrand gearbeitet. Auch die von STEINHAUSER et al. (1983) publizierte vorläufige Dichteprovinzkarte von Österreich stützt sich im Südosten auf die in diesem Rahmen durchgeführten Untersuchungen.

In Weiterführung der Arbeiten an der gravimetrischen und magnetischen Ost-West-Traversal Lavantsee-ungarische Grenze, wurde das Stockwerk bis zur Neogenbasis systematisch einer detaillierten Strukturanalyse unterzogen. Den Schwerpunkt bildeten dabei Modellrechnungen im Abschnitt zwischen Graz, dem Westrand des Fürstenfelder Beckens und der Südburgenländischen Schwelle, wo sowohl das Magnetfeld als auch das Schwerfeld äußerst komplizierte Strukturen anzeigen.

Beispielsweise zeigt die Abbildung 1 einen nach Magnetik berechneten 2 D-Modellquerschnitt durch den begrabenen miozänen Schildvulkan von Ilz-Kalsdorf. Der Modellquerschnitt ist als Umhüllende des mit den Sedimenten intensiv verzahnten Vulkanitkörpers zu verstehen. Auffallend ist insbesondere die äußerst geringe Flankenneigung von im Mittel 3° des rund $70-80 \text{ km}^2$ ausgedehnten Vulkans.

Durch eine Reihe solcher Modellquerschnitte, die aufgrund magnetischer und gravimetrischer Meßergebnisse berechnet wurden, konnten Lage, Ausdehnung und Kubatur dieses miozänen Vulkans gut erfaßt werden. Auch der pliozäne Vulkanismus von Stadtbergen bei Fürstenfeld wurde in diese Modelluntersuchungen mit einbezogen. Eine Publikation steht knapp vor der Fertigstellung.

Für die 2 D-Modellierung tieferer Erdkrustenstockwerke werden derzeit repräsentative Profile der Schwere- und Magnetfeldverteilung für die gesamte E-W-Traversal mit äquidistantem Punktabstand von 1 km ausgearbeitet. Diese Profile erstrecken sich über rund 225 km vom Ostrand des Tauernfensters (Raum Katschberg) bis an die ungarische Grenze bei Eberau und folgen damit dem refraktionsseismischen Alpenlängsprofil (Alp 75). Die Ergebnisse dieser Modellrechnungen aufgrund magnetischer und gravimetrischer Daten und der Vergleich mit den Ergebnissen der Seismik sind Hauptthema der in Ausarbeitung stehenden Abschlußpublikation.

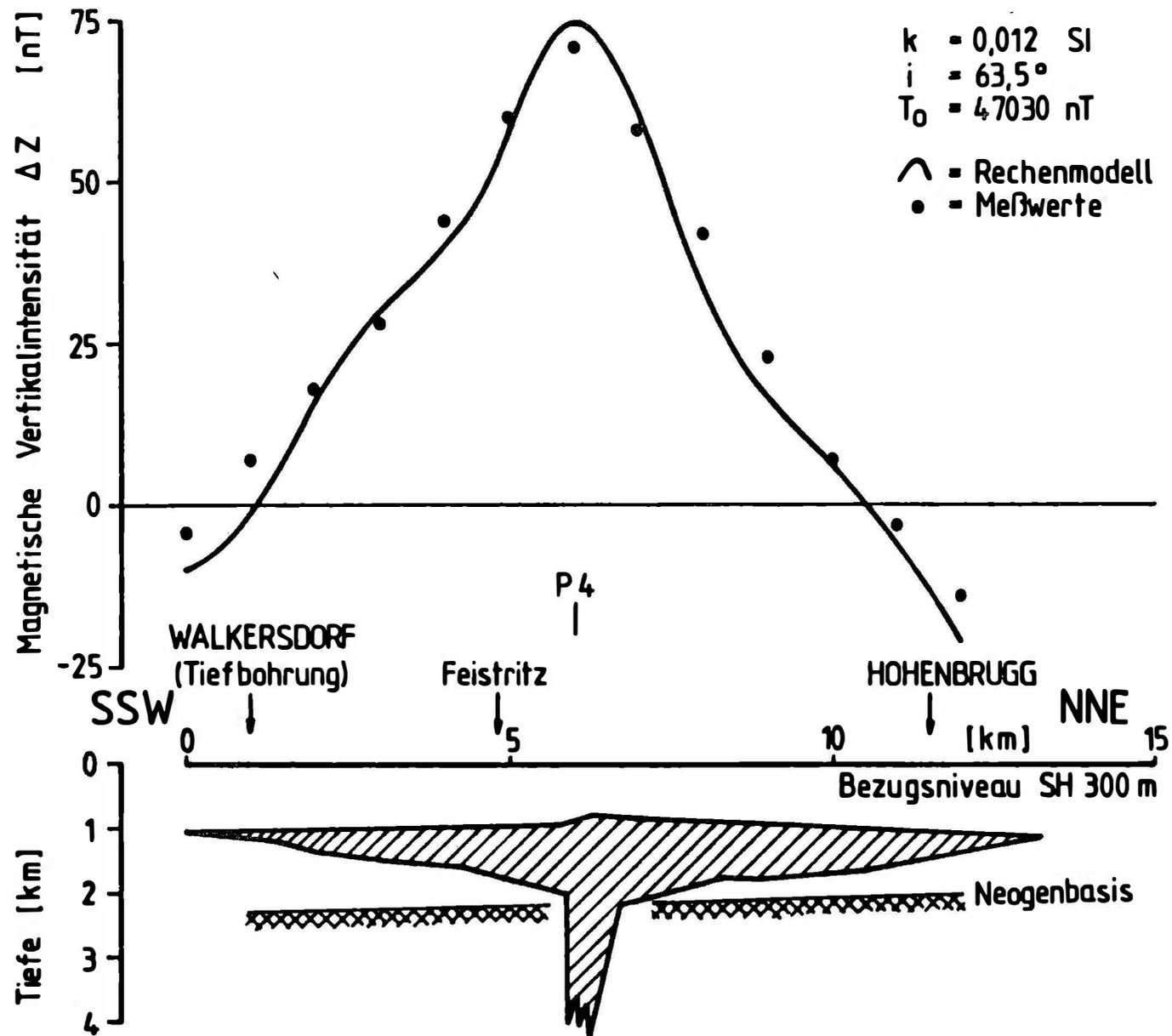


Abb. 1: Ergebnis einer 2D-Modellrechnung nach Magnetik (Vertikalkomponente) für den begrabenen, miozänen Vulkankörper am Westrand des Fürstener Beckens, Raum Ilz-Kalsdorf, Steiermark

Literatur:

- STEINHAUSER, P., RUESS, D., ZYCH, D., HAITZMANN, H. & WALACH, G. 1983: The Geoid in Austria: Digital models of mean topographic heights and rock densities.- Proceedings of the XVIII. General Assembly of the IUGS, Hamburg.
- TALWANI, M., WORZEL, J.L. & LANDISMAN, M. 1959: Rapid gravity computations for two dimensional bodies with application to the Mendocino submarine fracture zone.- Jour.Geoph.Research, 64, 49-59.
- WALACH, G.: Der Vulkanismus am Westrand des Fürstfelder Beckens im Lichte gravimetrischer und magnetischer Meßergebnisse (in Vorbereitung).
- WALACH, G.: Magnetische Suszeptibilität und Dichte der Oberflächengesteine Südostösterreichs (in Vorbereitung).