

Jb. Geol. B.-A.	ISSN 0016-7800	Band 134	Heft 4	S. 561-645	Wien, Dezember 1991
-----------------	----------------	----------	--------	------------	---------------------

Geologie des Tauern-Südostrandes und geotektonische Konsequenzen

Von REGINA ELSNER*)

Mit 49 Abbildungen

Österreichische Karte 1 : 50.000
Blätter 156, 157, 182, 183

*Kärnten
Tauernfenster
Penninikum
Ostalpin
Seriengliederung
Metamorphose
Alpidische Tektonik
Geophysik
Paläogeographie*

Inhalt

Zusammenfassung	562
Abstract	563
1. Einleitung	563
1.1. Zielsetzung	563
1.2. Lage des Arbeitsgebietes	563
1.3. Literaturübersicht	565
1.4. Untersuchungsmethodik	565
2. Geologischer Überblick	566
2.1. Geologischer Überblick zum Tauernfenster	566
2.2. Geologischer Überblick zum Südostrand des Tauernfensters	567
3. Seriengliederung	568
3.1. Penninikum	568
3.1.1. Zentralgneis	568
3.1.2. Altes Dach	568
3.1.2.1. Altkristalline Gesteine des Penninikums	568
3.1.2.2. Habach-Serie	570
3.1.3. Äußere oder mesozoische Schieferhülle	571
3.1.3.1. Wustkogel-Serie	571
3.1.3.2. Karbonatische Trias	571
3.1.3.3. Bündner Schiefer	571
3.1.3.4. Grünschiefer und Prasinite	572
3.1.3.5. Scherspäne	573
3.2. Ostalpin	573
3.2.1. Serizit-Quarzite des Grenzbereichs Penninikum/Ostalpin	573
3.2.2. Ostalpines Kristallin	573
3.2.2.1. Granat-Glimmerschiefer	573
3.2.2.2. Glimmerschiefer	574
3.2.2.3. Katschberg-Quarzphyllite	574
3.2.2.4. Mylonitische Randfazies des ostalpinen Kristallins: Quarzreiche Glimmerschiefer, Quarzphyllite, Quarzite	574
4. Profile	575
4.1. Profil 1: Katschbergsattel	575
4.2. Profile 2 und 3: Wirnsberg und Torscharte	576
4.3. Profil 4: Maltaberg und Krainberg	576
4.4. Profil 5: Liesertal	578
4.4.1. Liesertal: Eisentratten – Gmünd	578
4.4.2. Liesertal: Gmünd – Steinbrückenbach	579
4.5. Profil 6: Radlgraben und Umgebung	580
4.6. Profil 7: Gmeineck – Rachenbach	586
4.7. Profil 8: Hühnersberg – Steinbrückenbach	587

*) Dr. REGINA ELSNER, Wöhrdstraße 22, D-8400 Regensburg.

5. EDX-Analytik	588
5.1. Methodik	588
5.2. Granat-Analytik	589
5.2.1. Mikroskopische Kennzeichen der Granate	589
5.2.2. EDX-Analysenergebnisse	591
5.2.3. Diskussion der Analysenergebnisse	593
5.3. Amphibol-Analytik	594
5.4. Feldspat-Analytik	595
6. Metamorphose	595
6.1. Metamorphose im Penninikum	595
6.2. Metamorphose im Ostalpin	597
6.3. Altersdaten	598
7. Strukturgeologie	600
7.1. Geologische Karte und Formlinien-Karte	600
7.2. Lineamentauswertungen	603
7.3. Mesoskopisch erkennbare Gefüge	605
7.4. Strainanalyse	610
7.5. Volumenverluste	611
7.6. Zusammenschau der Indizien	612
8. Diskussion der Ergebnisse	612
8.1. Geophysik am Tauern-Ostrand	612
8.2. Modellbetrachtungen zur geologischen Entwicklungsgeschichte am Tauern-Südostrand	616
8.2.1. Die Hohen Tauern als kompressiver metamorpher Dom	616
8.2.2. Entwicklungsmodell für das Ostalpin im Grenzbereich zum Penninikum	619
8.3. Zur Existenz des „Unterostalpins“ am Tauern-Ostrand	620
8.3.1. Quarzphyllit-Problematik	620
8.3.2. Kennzeichen des mittelostalpinen Kristallins	620
8.3.3. Reliktgefüge in den Quarzphylliten	620
8.3.4. Mechanismen zur Überführung von „Kristallin“ in „Quarzphyllit“	622
8.3.5. Zusammenfassende Diskussion zum Unterostalpin-Problem	623
8.4. Tektonische und nomenklatorische Neugliederung am Tauern-Südostrand	624
8.5. Plattentektonische Überlegungen	625
8.5.1. Besteht eine subduktionsbezogene Entwicklung am Südostrand des Tauernfensters?	625
8.5.2. Paläogeographische Positionen und ihre Auswirkung bei Konvergenz	627
8.5.3. Wurde das Penninikum von dem ostalpinen Deckenstapel überfahren?	628
9. Schlußfolgerungen	629
Dank	630
Literatur	630
Anhang	635
I. Geologische Karte	635
II. Abkürzungsverzeichnis	636
III. Straindaten	636
IV. Probenkarte	637
V. Granat-Analysen	638
VI. Amphibol-Analysen	645

Zusammenfassung

Der Südostrand der Hohen Tauern erfuhr eine geologische Neubearbeitung, bei der sowohl das Ostalpin als auch das Penninikum Beachtung fand. Die tektonische Gliederung konnte wesentlich vereinfacht werden. Im Penninikum ist eine zusammenhängende stratigraphische Abfolge erhalten, die durch duktile Dehnung in ihrer Mächtigkeit um ca. 50 % reduziert wurde. In den südöstlichen Hohen Tauern existiert nur eine bedeutende tektonische Trennfläche, die Grenze zwischen Penninikum und Ostalpin. Diese tektonische Grenze steht im Arbeitsgebiet steil und stellt hier eine tiefgreifende NNE–SSW-verlaufende Struktur dar.

Es konnten am Südostrand der Hohen Tauern weder im Ostalpin noch im Penninikum sichere Indizien für die Richtung der Deckenstapelung gefunden werden. Die heute in den Randserien des östlichen Penninikums erkennbaren Gefüge gehen auf die Hebung der Tauern nach der Deckenstapelung und nach dem Metamorphosehöhepunkt zurück. Sie sind also jünger als maximal 40 Ma.

Die Hebung der Hohen Tauern erfolgte in einem Spannungsfeld mit NNE–SSW-gerichteter Kompression. Die Gefügeprägung begann kurz nach dem Metamorphosehöhepunkt unter duktilen Bedingungen und entwickelte sich mit der Hebung und Abkühlung kontinuierlich bis zur Spröddeformation. Die Hohen Tauern werden daher als kompressiver metamorpher Dom bezeichnet.

Metamorphose- und Altersdaten von Ostalpin und Penninikum ergaben, daß eine gemeinsame Deformations- und Abkühlungsgeschichte beider Einheiten erst im Oligozän begann. Ostalpin und Penninikum haben bis zu diesem Zeitpunkt eine getrennte Entwicklungsgeschichte erlebt. Da vor dem Oligozän eine gemeinsame Gefügeprägung von Ostalpin und Penninikum fehlt, wird eine Überschiebung des Penninikums durch das Ostalpin unwahrscheinlich.

Die in kontinuierlichen Dünnschliff-Profilen vorgenommene petrographische Analyse der „Quarzphyllite“ erbrachte, daß die „Quarzphyllite“ durch duktile Deformation und Einwirkung von fluiden Phase aus dem Kristallin entstanden sind. Damit gibt es südlich des Katschberges kein Unterostalpin.

Überlegungen zur Paläogeographie und Geodynamik führen für den alpinen Tethys-Abschnitt zu einem Modell mit kleinräumigen ozeanischen Sedimentations-Becken und dazwischen befindlichen Anteilen kontinentaler Kruste. Die transtensionale Öffnung der ozeanischen Becken, die durch die Öffnung des Atlantik gesteuert wurde, trug ebenso zum komplexen Aufbau des Alpen-Orogens bei wie die transpressive, sequenzielle Schließung der Tethys von E nach W.

Geology of the Southeastern Margin of the Hohe Tauern and Geotectonic Consequences

Abstract

The south-eastern margin of the "Hohe Tauern" was mapped in the field and studied using modern structural and petrological methods. The Penninic units as well as the neighbouring Austroalpine parts were intensively examined. It was possible to simplify substantially the tectonic nappe sequences. Within the Penninic realm a coherent stratigraphic succession is preserved which was reduced in thickness to some 50 % by ductile thinning. Within the south-eastern "Hohe Tauern" only one important tectonic boundary exists, i.e. the border between Penninic realm and Austroalpine. The tectonical border between Austroalpine and Penninic realm is a subvertical deep-reaching, here NNE-SSW-running structure.

At the south-eastern margin of the "Hohe Tauern" neither the Austroalpine nor the Penninic realm exhibit any feature allowing to determine the direction of nappe stacking. Tectonic structures visible today within the rim-series of the eastern Penninic realm were caused by the uplift of the Tauern realm, after the nappe stacking and culmination of metamorphism. Therefore these structures are younger than max. 40 Ma.

The uplift of the "Hohe Tauern" took place within a stressfield causing NNE-SSW-orientated compression. The textural evolution started under ductile conditions and developed during uplift and cooling successively into brittle deformation. Therefore the "Hohe Tauern" can be termed as a compressive metamorphic dome.

Data concerning metamorphism and geochronology of the Austroalpine and the Penninic realm show, that their synchronous history of deformation and uplift did not start before the Oligocene. Before this time, the Austroalpine and Penninic realm have had a separate evolutionary history. As an unique textural evolution of Austroalpine and Penninic realm is definitely missing before the Oligocene, an overthrusting of the Penninic realm by the Austroalpine nappes is unlikely.

Petrographic analysis of the "quartzphyllites" was done in continuous profiles of thin sections. It turned out that the "quartzphyllites" originated from the crystalline rocks through ductile deformation and the influence of fluids. Therefore, Lower Austroalpine does not exist south of the Katschberg.

Considerations concerning paleogeography and geodynamics lead to a model of small sized oceanic sedimentary basins, separated by slivers of continental crust, for the Alpine part of the Tethys. The transtensional opening of these oceanic basins was triggered by the opening of the Atlantic. This fact contributed to the complex structure of the Alpine orogen, as well as the transpressive, sequential closure of the Tethys, prograding from E to W.

1. Einleitung

In dieser Arbeit erfuhren die Abfolgen am Ostrand des Tauernfensters eine eingehende Bearbeitung. Es wurden gezielt die beiden benachbarten Einheiten Ostalpin und Penninikum unter strukturellen Gesichtspunkten untersucht. Eine gemeinsame Betrachtung erfuhren die benachbarten Einheiten bisher selten.

1.1. Zielsetzung

Aufbauend auf den umfangreichen Forschungsarbeiten von EXNER und seiner Arbeitsgruppe in beiden Einheiten, die eine detaillierte petrographische Serienbeschreibung lieferte, konnte eine strukturelle Bearbeitung von Ostalpin und Penninikum erfolgen. Die heute benachbarten Einheiten entstammen unterschiedlichen paläogeographischen Ablagerungsräumen. Die zeitweise räumlich getrennten Platten wurden durch einengende Vorgänge übereinander gestapelt oder lateral angenähert. Bei der Bearbeitung ergaben sich folgende weiterreichende Probleme:

- Lassen sich die Abfolgen am Tauern-Ostrand mit den Abfolgen in anderen Bereichen des Tauernfensters parallelisieren?
- Gibt es einen unterostalpinen Quarzphyllit am Ostrand des Tauernfensters?
- Muß die Deckengliederung im östlichen Tauernfenster sensu EXNER modernisiert werden?
- Muß die Deckengliederung im Ostalpin sensu TOLLMANN modernisiert werden?

1.2. Lage des Arbeitsgebietes

Das Arbeitsgebiet liegt in der Republik Österreich, Bundesland Kärnten. Der bearbeitete Bereich erstreckt sich vom Katschberg bis nördlich von Spittal an der Drau (Lieserhofen) (Abb. 1.). Er liegt auf folgenden Blättern der ÖK 1 : 50.000 des Bundesamtes für Eich- und Vermessungswesen Wien: 156 Muhr, 157 Tamsweg, 182 Spittal a. d. Drau, 183 Radenthein.

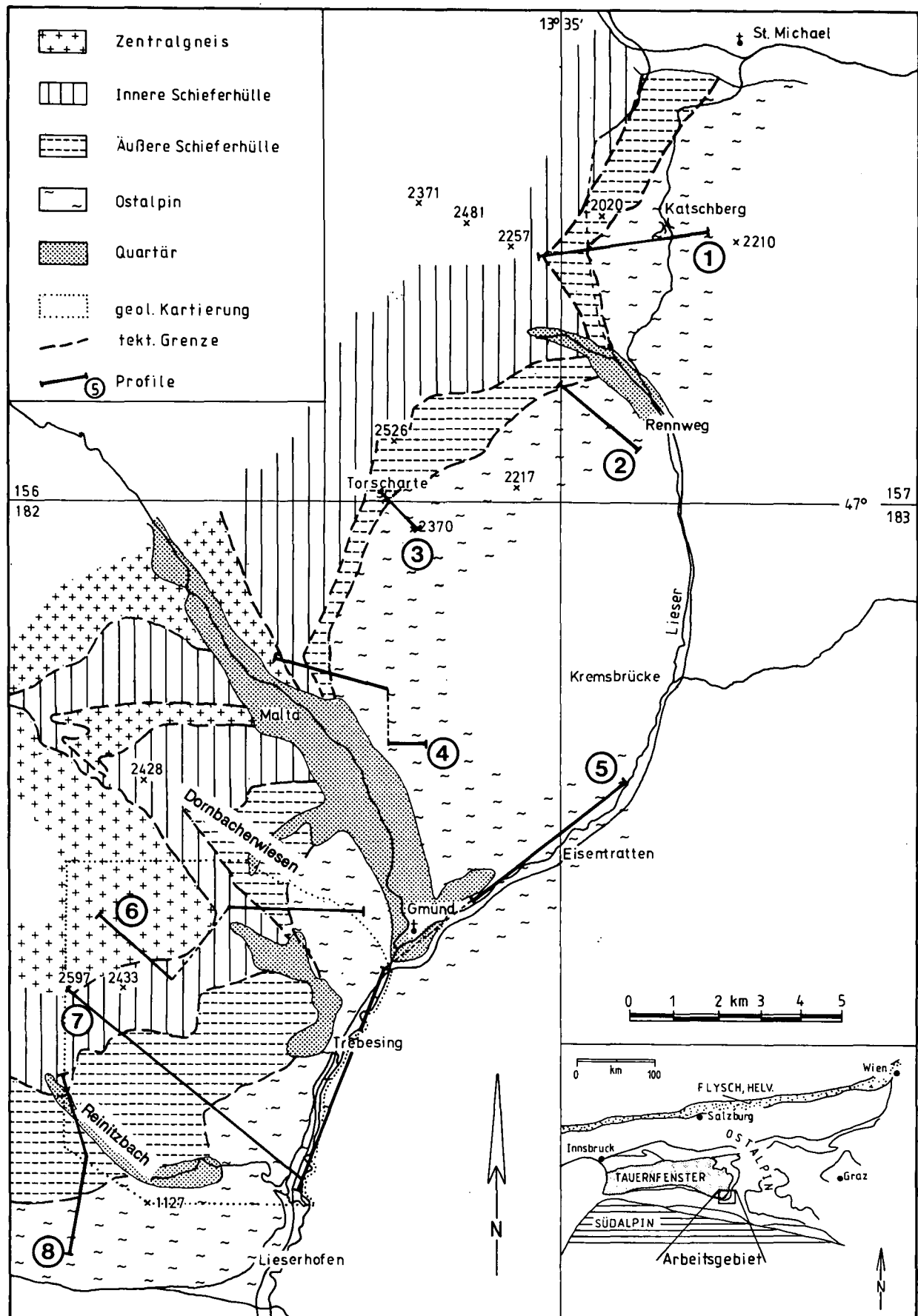


Abb. 1.
Geologischer Überblick über den Südostrand des Tauernfensters nach EXNER (1980), verändert.
Die markierten Profile entsprechen den in Kapitel 4 erläuterten Profilen.

Ein Teilbereich des Untersuchungsgebietes wurde in den Geländesommern 1988, 1989, 1990 für die Geologische Bundesanstalt Wien im Maßstab 1 : 10.000 neu aufgenommen. Es handelt sich dabei um ein Gebiet westlich von Gmünd, das sich etwa vom Grat „Dornbacherwiesen“ bis zum Reinitzgraben (= Steinbrückenbach) erstreckt (Abb. 1). Im gesamten Arbeitsgebiet, einem Streifen von ca. 30 km N–S-Erstreckung und ca. 5 km Breite, wurden 8 petrographisch-tektonische Profile aufgenommen und beprobt. Die Kartierung und Profilnahme wurde, abgesehen von Ausnahmen im W, jeweils bis zum Einsetzen von Zentralgneis-Gesteinen, bzw. bis zum Erreichen der Granat-Isograde im Penninikum durchgeführt. Im Osten bildete das Liesertal oder weniger deformierte Granat-Glimmerschiefer, also Gesteine des ostalpinen Kristallins, die Begrenzung.

1.3. Literaturübersicht

FRASL (1958) legte mit seinem Werk „Zur Seriengliederung der Schieferhülle in den mittleren Hohen Tauern“ eine wichtige Grundlage für die Geologie im gesamten Tauernfenster.

EXNER beginnt 1939 mit der Veröffentlichung erster Ergebnisse vom Ostrand des Tauernfensters. In einer Reihe von wissenschaftlichen Arbeiten über einen Zeitraum von mehr als 50 Jahren lieferte EXNER eine schier unüberschaubare Fülle an Beobachtungen und Daten und trug damit wesentlich zur Meinungsbildung über den Aufbau des östlichen Tauernfensters bei. Seine von der Deckentektonik geprägten Vorstellungen spiegeln sich in allen Arbeiten wider. 1954 wird von EXNER die geologische Übersichtskarte 1 : 50.000 „Die Südost-Ecke des Tauernfensters bei Spittal an der Drau“ vorgestellt. Diese erfuhr 1980 eine Modernisierung in der Veröffentlichung der „Geologie der Hohen Tauern bei Gmünd in Kärnten“.

Von CLIFF et al. (1971) stammt eine erste moderne, umfassende Bearbeitung des südöstlichen Tauernfensters mit Beobachtungen zur Strukturgeologie, Metamorphose und Geochronologie.

Das ostalpine Kristallin östlich des Tauernfensters erfuhr in den 80er Jahren eine Neubearbeitung durch eine Arbeitsgruppe um W. FRANK, Wien (FRIMMEL, 1987; SCHIMANA, 1986; THEINER, 1987). Die Arbeiten setzten sich in erster Linie mit der Metamorphosegeschichte des ostalpinen Kristallins auseinander. Darüber hinaus wurden geochronologische Methoden angewandt. Auf die Arbeit von SCHIMANA (1986) möchte ich speziell hinweisen. Sie dokumentiert den Aufbau und die Blastese von Granat im ostalpinen Kristallin. Entgegen der bisherigen Annahme konnte eine alpidische amphibolitfaziale Metamorphose nachgewiesen werden.

Durch HOLUB & MARSCHALLINGER (1989) erfuhren die Zentralgneise des Tauernfensters eine neue Bearbeitung mit dem klaren Ergebnis, daß die Intrusionszu-

sammenhänge der variszischen Granitoide (= Zentralgneise), von alpidischen Deformationseinflüssen weitgehend geschont, erhalten geblieben sind.

GENSER & NEUBAUER (1989) erkannten als erste die Vielzahl der Abschiebungen am Südostrand des Tauernfensters. Als Genesemodell wurde von ihnen ein „sinistraler pull-apart-Dom“ vorgeschlagen.

Mit den prämesozoischen Abfolgen des Penninikums im östlichen Tauernfenster setzte sich VAVRA (1989) auseinander. VAVRA weitete die für das östliche Tauernfenster definierte Storzserie auf die Gesteine des zentralen Tauernfensters aus. Die Gesteinsabfolgen werden als Metavulkanite eines reifen Inselbogens beschrieben. U/Pb-Datierungen ergaben, daß der Inselbogenmagmatismus vor ca. 600 Ma begann und möglicherweise bis vor 320 Ma anhielt.

Die letzte umfangreiche Bearbeitung der Ostalpen und damit verbunden dem Tauernfenster erfolgte von BEHRMANN (1990).

1.4. Untersuchungsmethodik

Von EXNER (1980a, 1983, 1984, 1989) stammen Übersichtskarten und Gesteinsbeschreibungen aus dem gesamten Arbeitsgebiet. Folgende geologische Karten von EXNER bildeten eine wichtige Grundlage für die Geländearbeiten: Geologische Karte der Hohen Tauern bei Gmünd (1980a), Geologische Karte der Hafnergruppe (1983), Geologische Karte des mittleren Lungaus (1989, 1990).

In einem Teilbereich erfolgte eine eigene petrographische und strukturgeologische Neuaufnahme zusammen mit der Probenahme. Diese Kartiertätigkeit lieferte wichtige Ergebnisse für die Seriengliederung im Arbeitsgebiet. Die strukturelle Gefügeentwicklung konnte damit zusätzlich zu den Profilen in einem größeren Bereich beobachtet werden. Die Profilaufnahme geschah im Bereich zwischen Katschberg und nördlich Spittal a.d. Drau und hatte zum Ziel, sowohl Ostalpin als auch Penninikum gleichermaßen zu erfassen. Es erfolgte eine Auswertung von Makro-, Meso- und Mikrogefügen. Gefügemessungen im Gelände bildeten die Grundlage für eine spätere strukturgeologische Analyse. Rund 180 Proben wurden im Gelände, meist entlang der Profillinien, orientiert genommen. Etwa 400 orientierte Dünnschliffe wurden angefertigt und dienten neben der petrographischen Kennzeichnung zur Beschreibung der Mikrogefüge.

An 48 Proben wurden qualitative Mineralanalysen mittels eines Röntgendiffraktometers durchgeführt.

Eine qualitative Mineralanalyse erfolgte an einem Rasterelektronenmikroskop mit energiedispersiver Röntgenanalytik (REM-EDX). An 17 Proben wurden 234 Einzelanalysen von Granat, Amphibol und Hellglimmer erstellt.

Die Gefügeanalyse an orientierten Dünnschliffen geschah an einem Bildanalysegerät (micro-scan). Zur Abschätzung des finiten Strains wurden Rf/Φ-Messungen durchgeführt.

2. Geologischer Überblick

2.1. Geologischer Überblick zum Tauernfenster

Die Fensteratur der Hohen Tauern und ihrer Umrahmung durch ostalpine Decken erkannte erstmals **TERMIER (1903)**.

Das Tauernfenster erstreckt sich zwischen dem Silltal im Westen und dem oberen Murtal im Osten. Es erschließt die tektonisch tiefsten bekannten Gesteinsserien in den Ostalpen, die Zentralgneiskerne. Eine Vielzahl von radiometrischen Altersbestimmungen belegt ein Intrusionsalter der Zentralgneise von 280-220 Ma (**OBERHAUSER, 1980**), nach **VAVRA (1989)** ein Alter von 320 Ma. **HOLUB & MARSCHALLINGER (1989)** bestimmten die Intrusionssequenz als I-Typ Granitoide.

Die Schieferhüllen beinhalten nach **FRASL (1958)** mesozoische, paläozoische und nach den Ergebnissen von **GILG et al. (1989)** auch präkambrische Gesteinseinheiten. Die Lagerungsverhältnisse und stratigraphischen Verbände zwischen den verschiedenen Einheiten der Schieferhüllen sind besonders in den Randbereichen durch die alpidische Orogenese kräftig überprägt.

In den Zentralgneiskernen sind dagegen oft noch Intrusionskontakte erhalten geblieben. Die Seriengliederung im Tauernfenster gestaltet sich daher schwierig. Je nach Untersuchungsbereich ergaben sich unterschiedliche Serienabfolgen, woraus auf Deckenstapelung innerhalb der Schieferhüllen und der Zentralgneise geschlossen wurde. Auf Grund der tektonischen Lagerungsverhältnisse wurden Namen wie „Untere Schieferhülle“ oder „Obere Schieferhülle“ geprägt. Zum Teil tragen die Teildecken Lokalnamen (z.B. Modereck-Decke, Seidlwinkel-Decke ...), die eine Parallelisierung der Serien untereinander erschweren. Besondere Schwierigkeiten bereitet die Tatsache, daß von jedem Tauern-Bearbeiter neue Gliederungen und Namen definiert wurden, die nur lokale Gültigkeit haben.

Da die Trennung der oberen Schieferhüllgesteine vom ostalpinen Rahmen nicht immer eindeutig durchzuführen ist, wird in vielen Fällen von einer penninisch-ostalpinen Mischzone gesprochen. Hierzu gehören die Matreier Zone, die Nordrahmen-Zone und die Katschberg-Zone.

Das Penninikum des Tauernfensters wird umrahmt von ostalpinen Gesteinen. An manchen Stellen wird

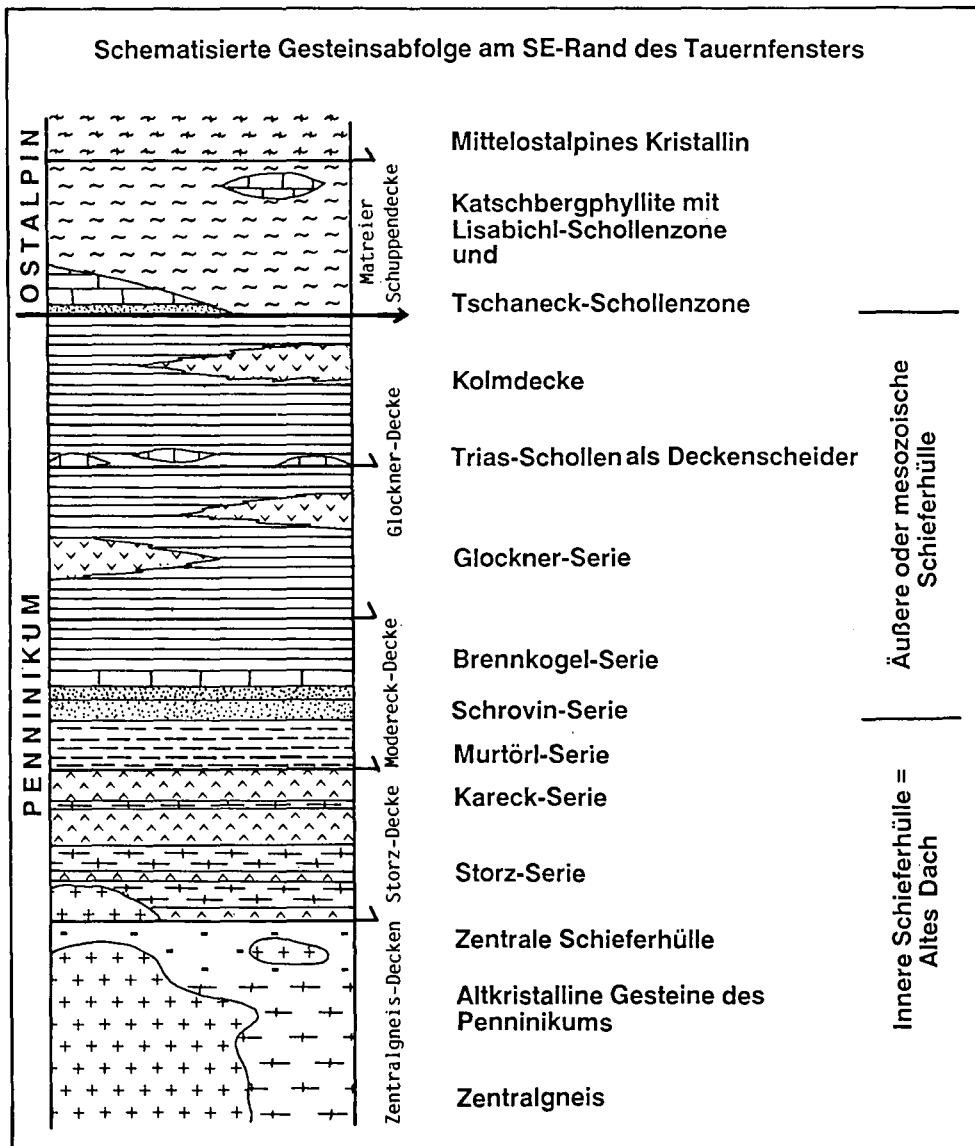


Abb. 2.

Gesteinsabfolge und Deckengliederung am Südostrand des Tauernfensters nach Modellen von **EXNER (1971, 1980)**, **TOLLMANN (1975)** und **HOLUB & MARSCHALLINGER (1989)**. Petrographische Gliederung im Gelände vgl. Abb. 3.

das Tauernfenster von unterostalpinen Einheiten umgeben. Gelegentlich fällt das Unterostalpin auch aus, und das mittelostalpine Altkristallin reicht unmittelbar an das Penninikum heran.

2.2. Geologischer Überblick zum Südostrand des Tauernfensters

Penninikum

Die Zentralgneise sind die tektonisch tiefste Einheit der östlichen Hohen Tauern. HOLUB & MARSCHALLINGER (1989) weisen nach, daß sich die verschiedenen Gneise einer Intrusionsabfolge zuordnen lassen, die noch im ursprünglichen Intrusionsverband mit den altkristallinen Migmatitformationen des Maltatals stehen. Die intrudierten Gesteine können dem penninischen Altkristallin, den Amphiboliten der Storz- oder Kareck-Serie und der zentralen Schieferhülle zugeordnet werden. EXNER bezeichnet Gesteine, in welche die Zentralgneise eingedrungen sind, als „Altes Dach“. Durch die Ergebnisse von HOLUB & MARSCHALLINGER (1989) kann auf die Unterteilung in Zentralgneisdecken nach EXNER (1982, 1983) verzichtet werden. Eigene Kartierungen (vgl. Kapitel 3.1.1. und 4.5.) bestätigen diese Auffassung. Die komplexe Decken-Nomenklatur läßt sich dadurch etwas vereinfachen.

Während die Randbereiche des Tauernfensters intensiv durch die alpidische Tektonik in Mitleidenschaft gezogen wurden, zeigen die zentralen Anteile (Zentralgneise) kaum Hinweise auf alpidische Deformation.

Nach EXNER (1983) überlagert die Storz-Serie allochthon die Zentralgneise oder manchen Ortes die zentrale, autochthone, mesozoische Schieferhülle (Silber- eck Serie). Bei der Storz-Serie handelt es sich nach Ex-

NER (1980a) um das Alte Dach einer südlichen penninischen Zone, die vom Zentralgneis abgesichert und als tektonische Decke gemeinsam mit der Kareck-Serie und der Peripheren Schieferhülle nach N transportiert wurde.

Die Basis der Peripheren Schieferhülle bildet die jungpaläozoische Murtörl-Serie, die nur unscharf von der Kareck-Serie abgetrennt werden kann. Über der Murtörl-Serie folgt die permotriassische Schrovín-Serie, die wiederum von der Brennkogel-Serie überlagert wird. Die oberste Serie der Peripheren Schieferhülle bilden die Kalkglimmerschiefer und Prasinite der Glockner-Serie. Von dieser Glockner-Serie wird nach EXNER (1980a) die Kolmdecke durch eine Trias-Schollenzone abgegrenzt.

Ostalpin

Nach Meinung von TOLLMANN (1975), MEYER (1977) und EXNER (1980a) bildet die Katschberg-Zone am Ost- rand des Tauernfensters die Fortsetzung der Matreier Zone im Süden. Es handelt sich dabei um einen hoch- deformierten Bereich, bestehend aus Penninikum, Unterostalpin und Diaphthoriten der ostalpinen Decken. Wichtige Bestandteile dieses Bereiches sind die Tschaneck-Schollenzone, die Katschberg-Quarzphyllite mit der Lisabichl-Schollenzone und die diaphthoritischen Quarzphyllite. Auffallend ist, daß alle Bearbeiter die schwierige Unterscheidbarkeit der angeblich prograd metamorphen Katschberg-Quarzphyllite und des retro- grad metamorphen ostalpinen Kristallins hervorheben.

Die oberste Einheit im Deckensystem am Tauern- Ostrand bilden die Granat-Glimmerschiefer (Wölzer Se- rie) des mittelostalpinen Kristallins. Diese lassen sich in eine Priedröf, Radentheiner und Millstätter Serie unter- teilen (TOLLMANN, 1977).

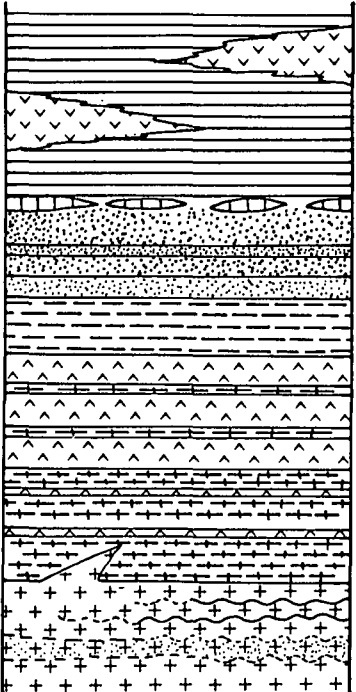
	Ansprache im Gelände	Nomenklatur nach EXNER (1980)	Verwendete eigene Nomenklatur
	Kalkglimmerschiefer mit Grün- gesteinslagen	Brennkogel-Serie, Glockner-Serie, Kolmdecke	Bündner Schiefer und Grünschiefer
	Stark ausgedünnte karbonatische Trias	Trias-Schollen	Karbonatische Trias
	Albitblastengneise und Quarzite	Schrovín-Serie	Wustkogel-Serie
	Schwarze Blastenschiefer und Biotitschiefer	Murtörl-Serie	Habach-Serie mit Habachphylliten
	Amphibolite mit hellen Meta- vulkanitlagen	Kareck-Serie	
	Straff foliierte Bändergneise	Storz-Serie	Altkristallin des Penninikums
	Zerscherter Granit, Augengneis	Hochalmgneis, Gößkern	Zentralgneis
	Quarzreiche Granitoide		
	Granit		

Abb. 3.
Gesteinsabfolge innerhalb des Penninikums nach eigenen Aufnahmen, parallelisiert mit der Nomenklatur früherer Bearbeiter.
Symbolik der petrographischen Gliederung entspricht weitgehend Abb. 2.

3. Seriengliederung

Umfangreiche petrographische Arbeiten liegen von EXNER (1971, 1980a), MEYER (1977), NOWOTNY (1976) und vielen früheren Bearbeitern vor. Ich beschränke mich daher bei den Gesteinsbeschreibungen darauf, die allgemein kennzeichnenden Merkmale kurz zusammenzufassen.

Die Begriffe Innere Schieferhülle und Altes Dach werden im folgenden Text synonym verwendet. Sie umfassen den vormesozoischen Anteil der penninischen Schieferhüllen-Gesteine. Die Namen Äußere oder mesozoische Schieferhülle beinhalten die Gesteine vom Permomesozoikum bis in die Kreide.

Die oben erläuterten Begriffe enthalten keine Aussage über die tektonische Position, sondern beziehen sich nur auf die stratigraphische Gliederung.

3.1. Penninikum

3.1.1. Zentralgneis

Im Untersuchungsgebiet ist der Zentralgneis meist als Augengneis mit bis zu 1 cm großen Kalifeldspat-Augen ausgebildet. Die Gneise sind z.T. mit aplitischen Lagen durchzogen. Im Maltatal konnte eine wenige Meter breite Lage aus Maltatonalit gefunden werden. Eine Mineral-Lineation ist auf den Schieferungsflächen deutlich erkennbar. Sie fällt nach E bis SE ein.

Mikroskopie

Die porphyrischen Kalifeldspat-Augen liegen in einer Grundmasse aus Quarz. Feldspäte und manche Quarze zeigen symplektitische Verwachsungen. Viele Feldspäte sind gefüllt mit Mikrolithen der Epidotgruppe. Die retrograde Überprägung ist je nach Schlift unterschiedlich weit fortgeschritten und führte zur Chloritisierung der Biotite und Seritisierung der Feldspäte. Manche der Schliffe führen akzessorisch idiomorphen Granat (Grossularkomponente), der metamorph gesproßt ist (vgl. Kapitel 5.3).

Deformation

Quarz ist gelängt, undulös auslöschend und rekristallisiert in Domänen. Biotit und Muskovit sind deutlich eingeregelt und schmiegen sich um die Feldspäte. Der Muskovit ist häufig undulös auslöschend und geknickt. Das Gefüge der Zentralgneise ist insgesamt als mylonitisch zu bezeichnen.

Probennummern

M19, M20, M21, Koschach, R14, R15, 8941.

Die Zentralgneise verzahnen mit leukokraten Gneisen, die ein feinkörniges Kalifeldspat-Augengefüge zeigen. Diese Gneise werden auf Grund der geologischen Verzahnung und des Augengefüges der Zentralgneis-Intrusionsfolge zugeordnet. Auch konnten die hellen Leukogneise gemeinsam mit den Bändergneisen des penninischen Altkristallins angetroffen werden. Stets zeigen die Leukogneise eine konkordante Lagerung zu ihrer Umgebung.

Die Randbereiche der Augengneise sind gekennzeichnet von einem symmetrischen Augengefüge, das als Kennzeichen einer vorwiegend coaxialen Verformung gewertet wird. Nur untergeordnet treten asymmetrische Gefüge auf, die eine Scherdeformation andeuten (Abb. 15a). Zum Liegenden der Gneise klingt die Intensität der Deformationsgefüge rasch ab. Ein Intrusionsverband zwischen den Zentralgneisen und Amphiboliten bzw. Bändergneisen (Abb. 4a) konnte im Schwalbenfeld ca. 400 m westlich des Stoder Gipfels auf 2300 m und ca. 1,1 km südwestlich der Zlattingalm auf 2060 m angetroffen werden. Dies widerlegt die Ansicht EXNER's, daß eine Deckengrenze zwischen den

Zentralgneisen und den Amphiboliten und Bändergneisen der Storz-Serie besteht. Der geometrisch komplexe Intrusionsverband wurde in den Randbereichen des Tauernfensters durch spätere Deformationen überprägt und unkenntlich gemacht. Eine enge bis isoklinale Faltung der Serien erklärt den heute kartierbaren Lagerbau.

Durch die Kartierung wurde deutlich, daß es sich bei der von VAVRA (1989) dargestellten „Granitporphyr-Lamelle“ um einen Zentralgneis handelt, der im Randbereich durch duktile Deformation überprägt wurde. Die cm-großen, deformationshärteren Kalifeldspäte werden bei duktiler Deformation von der deformationsweicheren Quarz-Albit-Glimmergrundmasse umflossen, wodurch ein porphyrtartiges Gefüge der Gneise entsteht. Nach radiometrischen Alterdatierungen von VAVRA soll es sich bei der „Granitporphyr-Lamelle“ um eine permische Intrusion handeln, während für den Hauptteil der Zentralgneis-Intrusion von VAVRA (1989) ein Alter von ca. 320 Ma angegeben wird. Diese vom restlichen Zentralgneis abweichende Altersdatierung beruht vermutlich auf einer deformationsbedingten Verschiebung der Isotopenverhältnisse.

3.1.2. Altes Dach

Bei der Gliederung des Alten Dachs folge ich dem einfachen Schema von FRASL (1958), HOLUB & MARSCHALLINGER (1989) und HÖCK (1990):

- altkristalline Gesteine des Penninikums
- Habach-Serie

Die altkristallinen Gesteine unterscheiden sich von der Habach-Serie durch eine deutliche voralpidische Metamorphose, die von der Amphibolitfazies bis zur Migmatitbildung im Zuge der Intrusion der Zentralgneise reicht. Eine klare Abgrenzung zwischen Habach-Serie und Altkristallin wird bei einer kräftigen alpidischen Deformation und Metamorphose problematisch (HÖCK, 1990).

Eine Abgrenzung der Einheiten erfolgte daher auf Grund der Lithologie. Basische Metavulkanite, Metagabbros, Grungesteine, intermediäre Metavulkanite und untergeordnet Metapelite werden der Habach-Serie zugeordnet. Gesteine von überwiegend migmatischem oder Bändergneis-Gefüge werden als Altkristallin eingestuft. Da beide Serien intensiv miteinander verfaltet sind und zudem lithologische Ähnlichkeiten bestehen, ist eine Grenzziehung in Einzelfällen schwierig.

Ich möchte mich in der Nomenklatur nicht dem Vorschlag VAVRAS (1989) anschließen und den international bekannten Namen der Habach-Serie abschaffen. Vielmehr schlage ich vor, zur Erleichterung des Überblickes im Tauernfenster Metavulkanite und Metapelite im Hangenden der Zentralgneise und im Liegenden der Äußeren Schieferhülle einheitlich als Habach-Serie zu bezeichnen. Diese Definition von Kartiereinheiten erfolgt in Kenntnis der Tatsache, daß geochemische Untersuchungen divergierende Ergebnisse zur plattentektonischen Position der Metavulkanite ergeben haben (VAVRA, 1989; HÖLL 1977).

3.1.2.1. Altkristalline Gesteine des Penninikums

Die altkristallinen Gesteine überlagern die Zentralgneise (Abb. 4b). Die Lagerungsverhältnisse sind durch

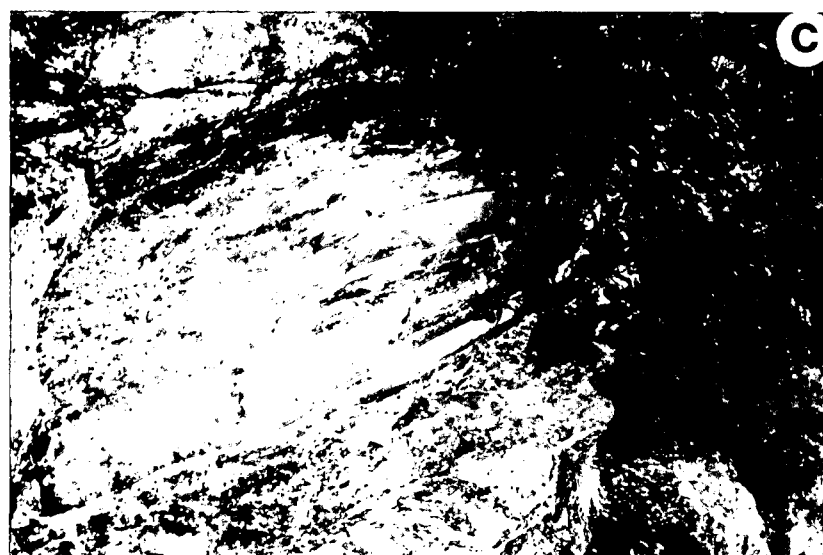


Abb. 4.

Zentralgneis und Altes Dach im Gelände.

- a) Intrusionsverband aus Zentralgneis (Augengneis 1) und migmatischem Altem Dach (feingebänderte Gneise 2) im Schwalbenfeld, 2300 m Höhe. Alle Kontakte erfuhren durch die Deformation eine starke Plättung.
- b) Stoder-Nordwand, vom Serzenmoos aus gesehen. Wandsockel aus Zentralgneisen (hell), überlagert von Altem Dach aus gebänderten Gneisen und Amphiboliten.
- c) Gebänderte Gneise des Alten Daches, Stoder-NE-Flanke.

die Intrusionsfolge und eine deutliche alpidische Deformationen recht komplex. Die Mächtigkeit des Altkristallins kann je nach betrachtetem Bereich zwischen 0–300 m schwanken.

Die Gesteine des Altkristallins wurden im Gelände als straff foliierte Bändergneise angesprochen (Abb. 4c).

Nach den mikroskopischen Untersuchungen handelt es sich dabei um Epidot-Plagioklas-Gneise. Im Gegensatz zum Arbeitsgebiet sind die migmatischen Plagioklas-gneise des Altkristallins an der Maltahochalmstraße nicht gebändert.

Mikroskopie

Millimeter-große Feldspatblasten dominieren das Gefüge. Die Quarze sind meist feinkörnig, bereichsweise gehen sie in Bänderquarz über. Daneben sind Epidot (2 Generationen), Biotit, Amphibol und untergeordnet Muskovit vertreten. Besonders auffallend ist, daß die Granate als Einschlüsse innerhalb der Albitblasten liegen.

Deformation

Die Feldspäte zeigen Rekristallisationen. Das Gesamtgefüge ist durch Deformationen geprägt. Um die Feldspäte als rigide Körper bildet sich ein Schergefüge aus. Gleichkörnigere Bereiche zeigen ein ecc-Gefüge.

Probennummern

M19, 8837, 8942, 8943, 8947 migmatischer Plagioklasgneis.

Es bestehen petrographische Ähnlichkeiten zwischen den Epidot-Plagioklas-Gneisen und den Basisschiefern der Habach-Serie (GILG et al. 1989). Eine eindeutige Zuordnung der Gesteine zu einer der genannten Einheiten ist nicht möglich, da die Differenzierung von GILG et al. (1989) in tektonisch weniger deformierten Teilen des Tauernfensters auf Grund von Reliktgefügen erfolgte. Die starke Deformation im eigenen Arbeitsgebiet hat jedoch alle Gefüge überprägt, dadurch werden Rückschlüsse auf ein Primärgefüge sehr schwierig. Auf Grund der petrographischen Ähnlichkeit zu den migmatischen Plagioklasgneisen von HOLUB & MARSCHALLINGER (1989) und der geologischen Position oberhalb der Zentralgneise wurden die Epidot-Plagioklas-Gneise im Arbeitsgebiet zum Altkristallin gestellt.

3.1.2.2. Habach-Serie

Die Habach-Serie läßt sich vom Liegenden zum Hangenden gliedern in:

- basische Magmatite mit hellen Gneislagen
- Pyroxenite, Gabbros, Amphibolite und Prasinite
- Habachphyllite

Ihre Gesamtmächtigkeit beträgt im Arbeitsgebiet ca. 100–300 m. In der Nomenklatur von EXNER wurden die Amphibolite und die damit vergesellschafteten Gesteine als Storz- und Kareck-Serie bezeichnet.

Allgemein handelt es sich bei diesen Abfolgen um Metavulkanite, die einem Backarc-Bereich (KRAIGER, 1989) und einem Inselbogen (KRAIGER, 1989; GILG et al., 1989; VAVRA, 1989) zugeordnet werden. Die gebänderten Amphibolite sind schwer von den altkristallinen Gesteinen zu unterscheiden (vgl. 3.1.2.1). Die Habachphyllite sind nur als ein wenige Meter mächtiger Horizont ausgebildet. Alle Einheiten können gelegentlich Granat führen.

Gneislagen in den gebänderten Amphiboliten

Es handelt sich im Arbeitsgebiet um cm- bis dm-mächtige leukokrate Lagen, die den Amphiboliten zwischengeschaltet sind.

Mikroskopie

Hauptbestandteil ist Plagioklas neben Epidot. Es wechseln epidotchloritische Lagen mit quarz-feldspatreichen Lagen ab. Die Feldspäte zeigen randlich symplektitische Verwachsungen. Amphibol, Biotit und Granat sind als Nebengemengteile vertreten.

Deformation

Die Quarze zeigen alle Deformationsstadien bis zur Rekristallisation, auch Zeilenquarze kommen vor. Die Feldspäte sind zum Teil zu einer Augenform überprägt oder zeigen Deformationszwillinge. Die hellen Metavulkanitlagen stellen in der verformungshärteren Amphibolit-Umgebung die bevorzugten Deformationshorizonte dar. Das Gefüge ist straff geschiefert, ecc-Strukturen treten auf.

Probennummern

M18, 8814, 8816, 8940, 8944.

Amphibolite

Das Gestein ist dunkelgrün gefärbt und zeigt trotz seiner massigen Ausbildung eine schwache Schieferung.

Mikroskopie

Hauptbestandteil sind verschiedene Generationen von Amphibolen (mindestens 2 Generationen, vgl. Kapitel 5.4). Ein grünblauer Amphibol (Aktinolith) überwiegt deutlich vor den anderen Mineralen. Altkörner mit einem dunklen, von submikroskopischem Pigment durchstäubten Kern (Amph I) mit grünem Anwachssaum (Amph II) sind immer wieder zu finden. Manche Amphibole sind randlich von Chlorit umgeben. Die Chloritisierung ist unterschiedlich weit fortgeschritten. Feldspat und Chlorit sind weitere Hauptbestandteile. Epidot und Biotit sind untergeordnet vertreten.

Deformation

Manche Amphibolite zeigen trotz ihrer Verformungshärte eine deutlich ausgeprägte Schieferung. In diesen Fällen ist auch die Chloritisierung der Amphibole und Biotite am weitesten fortgeschritten.

Probennummern

M17, 8817, 8815, R13, H10 granatführend, 8936, 8940 granatführend.

Meta-Gabbros und Meta-Pyroxenite

Mikroskopie

Amphibole zum Teil verschiedener Generationen, uraltische Hornblenden und Epidot sind die Hauptbestandteile. Als Nebenminerale sind Plagioklas, Erz, Biotit, Chlorit und Calcit vertreten. Bei der großen Menge der kleinen, ungeordneten Epidotkörnchen dürfte es sich um Pseudomorphosen nach anorthitreichem Plagioklas handeln.

Probennummern

9048, 8945.

Auf Grund des hypidiomorphen, sperrigen Gefüges und der geringen Einregelung der Minerale werden diese Gesteine je nach Menge an ehemaligem Plagioklasanteil, als Metamorphite eines mafischen bis ultramafischen Ausgangsmateriales (Gabbros, Pyroxenite ...) gedeutet.

Habachphyllite

Es werden darunter dunkle Phyllite zusammengefaßt, die durch eine Graphitpigmentierung schwarz gefärbt sind und einen seidigen Glanz besitzen. Weiterhin sind diese gekennzeichnet durch eine intensive Runzelung und ein knotiges Gefüge, das von Albitblasten verursacht wird. Bei EXNER werden diese Gesteine als jungpaläozoische Murtörl-Serie beschrieben.

An anderer Stelle werden die Amphibolite von Biotit-Glimmerschiefer überlagert. Das Gefüge ist ähnlich dünnblättrig, knotig und wellig, jedoch sind Biotit- und Muskovitblättchen auf den Schieferungsflächen zu erkennen. Der Graphitgehalt und das Blastengefüge treten deutlich zurück.

Mikroskopie

Das knotige Gefüge wird von Albitblasten mit graphitpigmentiertem Interngefüge gebildet (Abb. 26). Manche Feldspäte zeigen einen klaren Anwachssaum. Dazu gesellt sich vereinzelt Granat. Diese Blasten liegen in einer Matrix aus Quarz und Glimmermineralen (Muskovit und Chlorit). Biotit und Turmalin sind untergeordnet vertreten.

Deformation

Die Feldspatblasten haben ein altes, gefaltetes Schieferungsgefüge überwachsen. Es kann keine Verbindung zwischen dem si der Feldspäte und der bestehenden Schieferung festgestellt werden. Meist sind die Feldspäte zu einem symmetrischen Augengefüge mit Druckschattenhöfen überformt. Die Feldspatporphyroklaste werden von den Bruchflächen ausgehend granuliert. Die Phyllosilikate haben stets eine undulöse Auslöschung. Die Feldspatklaste werden von ecc-Gefügen umflossen. Die in seltenen Fällen erkennbaren asymmetrischen Druckschattenhöfe und ecc-Gefüge ergeben keinen einheitlichen Schersinn.

Probennummern

KA13, M14, 8811.

3.1.3. Äußere oder mesozoische Schieferhülle

Das Mesozoikum der Tauern wird nach EXNER (1953) und TOLLMANN (1963) unterteilt in paläogeographisch definierte Fazieszonen, die durch eine nachfolgende Einengungstektonik übereinander gestapelt wurden. Von Norden nach Süden folgen die Hochstegen-Fazies, Brennkogel-Fazies, Glockner-Fazies, Fuscher-Fazies und Klammkalk-Fazies nacheinander. Einzelnen Deckenkörpern soll nach bestehender Meinung ein spezieller Faziesbereich zugeordnet sein (z.B. Modereck-Decke mit Brennkogel-Fazies, Glockner-Decke mit Glockner-Fazies etc.).

Die Sedimente der Äußeren Schieferhülle meines Arbeitsgebietes sind von der faziiellen und lithologischen Stellung am ehesten der Glockner-Fazies zuzuordnen. Es können keinerlei Hinweise gefunden werden, die eine Zuordnung von Teilen der Bündner Schiefer zur Brennkogel-Fazies (Schwarzschiefer, Breccienlagen) zulassen würden.

3.1.3.1. Wustkogel-Serie

Es handelt sich bei dieser Abfolge um helle, massige Albitblastengneise, die mit hellen Quarzitlagen verzahnt sind. Die Albitblastengneise haben ein körniges Aussehen. Diese Einheit bildet stets die Basis der darüber liegenden Bündner Schiefer und Prasinite. Die Wustkogel-Serie folgt im Arbeitsgebiet stets über der Habach-Serie. Es besteht damit möglicherweise ein Transgressionsverband zwischen dem Alten Dach und dem auflagernden Mesozoikum. Die Mächtigkeit der Wustkogel-Serie beträgt ca. 0–100 m. Bei EXNER (1971a, 1980a) wurden diese Gesteine als Schrovvin-Serie bezeichnet.

Mikroskopie

Hauptbestandteil der Blastengneise sind Albit-Oligoklas, Quarz und Hellglimmer. Die Feldspäte haben zum Teil ein korngestütztes Gefüge. Im Gegensatz zu den Feldspatblasten der Habachphyllite fehlt diesen das graphitische Intergefüge. Jedoch sind die Blasten mit Mikrolithen der Epidotgruppe u.a. gespickt. Als dunkle Gemengteile sind Chlorit und Epidot vertreten. Die Quarzite führen auffällige Turmalinblasten von mehreren Zentimetern Länge, die durch nachfolgende Deformationen zerrissen wurden. Eine Einregelung der Turmaline konnte nicht festgestellt werden.

Deformation

Die Feldspatblasten sind zu Augen überprägt und zeigen Druckschattenhöfe. Das Gefüge wird durch die Blasten bestimmt. Die Schieferung schmiegt sich um die rigiden Feldspäte. Quarz ist rekristallisiert.

Probennummern

M11, M12, M13, 8835, T10.

Die Gesteine des Arbeitsgebietes entsprechen damit lithologisch folgender Definition nach FRASL (1958:348):

„... Die Wustkogel-Serie ist in der Hauptsache aus Sandsteinen, Arkosen und Tonschiefern entstanden und nur vereinzelt geröllführend. Charakteristisch ist der grünlichgraue bis weiße Farbton, während die graphitische Färbung ähnlicher Gesteine auf die Zugehörigkeit zur Habach-Serie oder zu den Bündner Schiefern schließen läßt.“

Wahrscheinlich liegt in der Wustkogel-Serie die metamorphe Ausbildung einer Schichtfolge vor, welche aus einem kontinentalen Perm (z.B. Grödnert Sandstein) mit beträchtlicher Beteiligung von umgelagertem Porphyrmaterial besteht (FRASL, 1958).

3.1.3.2. Karbonatische Trias

Eine der Seidlwinkl-Trias des mittleren Tauernfensters gleichzusetzende karbonatische Trias tritt im Arbeitsgebiet stark zurück. Vereinzelt dünne weiße Marmorlagen oberhalb der Wustkogel-Serie werden ihr zugeordnet. Es handelt sich dabei um keinen durchgehend verfolgbaren Horizont. Möglicherweise kann auch ein Teil der Scherspäne (vgl. Kapitel 3.1.3.5) der karbonatischen Trias zugeordnet werden.

Für die geringe Mächtigkeit der Trias kommen verschiedene Erklärungen in Betracht:

- Die Triassedimente waren primär geringmächtig oder fehlten partiell in einer Schwellenposition.
- Duktile Dehnung reduzierte und boudinierte die Karbonate in ihrer Mächtigkeit.
- Die Trias-Karbonate wurden bei den Stapelungsvorgängen tektonisch amputiert.

3.1.3.3. Bündner Schiefer

Zur Charakterisierung der Bündner Schiefer möchte ich die Beschreibung von CADISCH (1953) übernehmen. Die Bündner Schiefer umfassen eine bunte Folge von Tonschiefern, Kalkschiefern und Quarziten mit allen Übergängen zwischen diesen Gesteinen. Im eigenen Arbeitsgebiet sind dunkle Kalkglimmerschiefer und glimmerreiche Kalkmarmore die häufigsten Typen der Bündner Schiefer.

Mikroskopie

Calcit ist der Hauptbestandteil der Kalkglimmerschiefer. Quarz und Hellglimmer treten in jeweils wechselnden Anteilen hinzu. Feldspatblasten (Albit) können manchmal beobachtet werden. In manchen Schläffen konnten als dunkle Gemengteile Chlorit und Epidot gefunden werden.

Deformation

Die Kalkglimmerschiefer sind deutlich geschiefert und mindestens einmal eng gefaltet. Makroskopisch lassen sich häufig Scherbandgefüge erkennen, die sich auch in den Schließgefügen wiederfinden. Der Calcit hat eine deutliche Einregelung erfahren. Der Quarz ist meist rekristallisiert. Im Bereich von Deformationszonen sind vermehrt schwarze Phyllite zu beobachten: Entweder gingen diese durch Drucklösung und passive Anreicherung der organischen Substanz hervor, oder primäre Schwarzschieferlagen sind für Deformationsvorgänge besonders geeignet.

Probennummern

KA12, M10, 8808-10, 8812, R3, R4, 8839, A6, H9A, H11.

Als Sonderentwicklung wurde im südwestlichen Teil des Kartiergebietes eine enge Verzahnung von Kalkglimmerschiefern und Prasiniten festgestellt. Hier liegt eine Wechsellagerung der Grüngesteine mit den stärker glimmerbetonten, karbonatreichen Schwarzphylliten im dm- bis m-Bereich vor. Von MEYER (1977) wurde diese Abfolge als Bündner Schiefer in Brennkogel-Fazies interpretiert.

Es handelt sich bei den Bündner Schiefern um klastische Sedimente, die in einem Ozeanbecken oberhalb der ccd abgelagert wurden. Die meist dunkle Farbe der Abfolgen wird durch den Gehalt an organischer Substanz bewirkt. Die Bündner Schiefer im Arbeitsgebiet zeigen keine Spuren einer chaotischen Ablagerung wie z.B. Olisthostrome. Hinweise auf eine Ablagerung in einem tiefmarinen Bereich fehlen gänzlich. Eine Abschätzung der Mächtigkeiten der Bündner Schiefer fällt insofern schwer, da manche Bereiche intensiven eng bis isoklinal gefaltet sind (Abb. 5a) und damit eine scheinbare Erhöhung der Mächtigkeiten bewirkt wird. An anderen Orten scheint diese isoklinale Faltung zu fehlen, und es können nur Spuren von duktiler Deh-

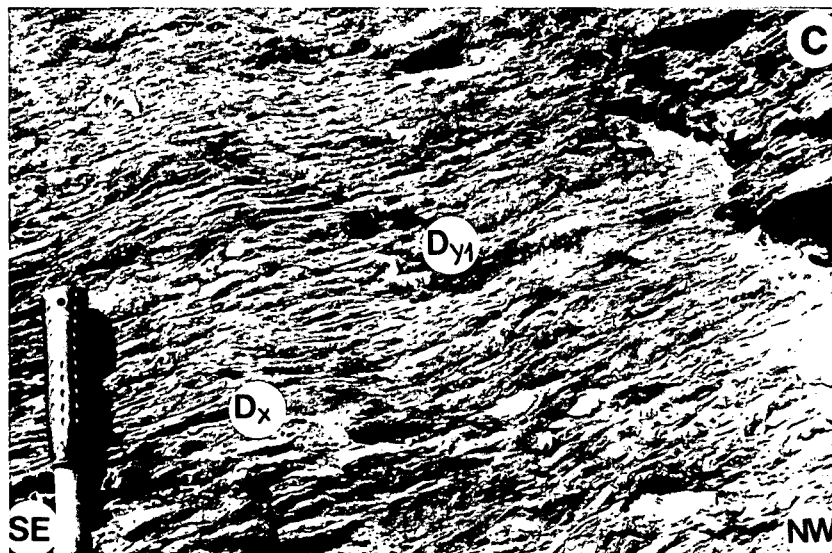
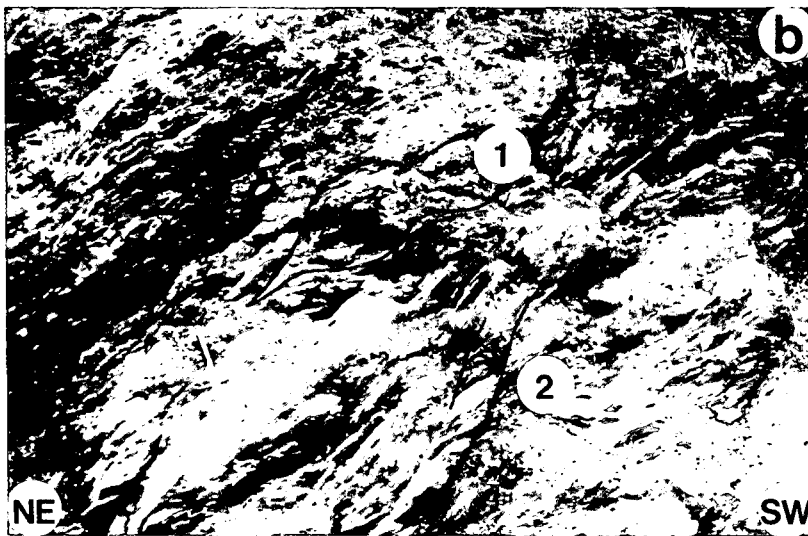
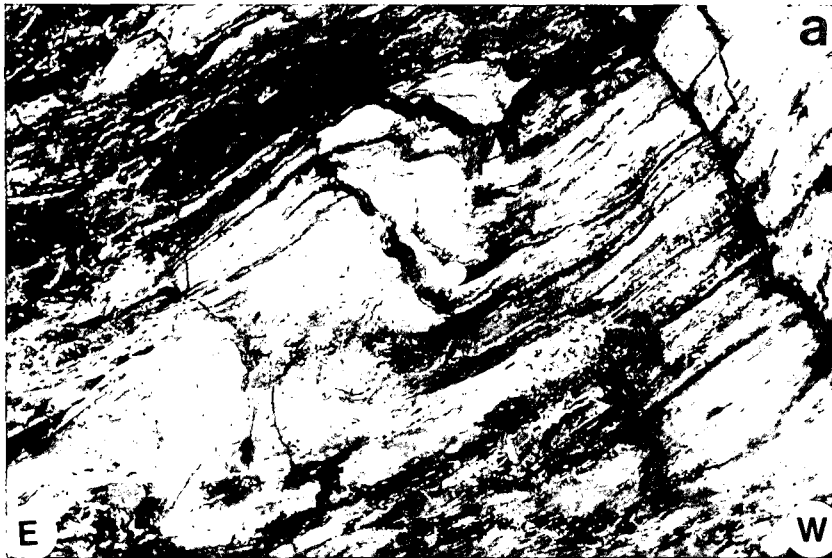


Abb. 5.
Gesteine am Rande des Tauernfensters im Gelände.
a) Gefaltete Kalkglimmerschiefer der Bündner Schiefer, sf 70/40, Achsenebene 55/55, Forststraße Sparberkopf 1445 m.
b) Dolomitischer Scherspan (1) in Kalkglimmerschiefer-Prasinit-Wechselfolge (= Bündner Schiefer), kataklastische Abschiebungen (2) 120/60; Aufschluß Fahrstraße zur Kohlmarhütte im Reinitzgraben, ca. 1280 m Höhe.
c) Quarzphyllit des Ostalpins, mehrfach deformiert, sf 215/15, D_x = Quarzbänder, D_{y1} = Faltung der Quarzbänder; Aufschluß am Abzweiger der Liesertaler Bundesstraße nach Trebesing.

nung wahrgenommen werden. Aus diesem Grund schwanken auch die in der Kartierung feststellbaren Mächtigkeiten. Die Mächtigkeit der Bündner Schiefer und Grünschiefer zusammengefasst, schätze ich im Arbeitsgebiet mit ca. 200–300 m ab.

3.1.3.4. Grünschiefer und Prasinite

Es handelt sich bei den Grünschiefern des östlichen Tauernfensterrahmens um Metabasalte, Metatuffe und Metatuffite (HÖCK & MILLER, 1987). Die Vulkanite wurden gemeinsam mit den Bündner Schiefern in einem

Ozeanbecken abgelagert. Die Prasinite sind meist als Züge von mehreren Zehnermetern in den Bündner Schiefern eingelagert.

Die meist hellgrünen bis grasgrünen, massigen bis dünnsschichtigen Gesteine können mit Serizit-Chlorit-Schiefern oder dünnen Quarzitlagen durchzogen sein. Die meisten Vulkanite haben durch die Metamorphose einen prasinitischen Mineralbestand erhalten (Prasinit nach FRITSCH et al., 1967).

Mikroskopie

Hauptgemengteile der Prasinite sind Epidot, Chlorit, Albit und Hornblende in wechselnden Prozentsätzen. Calcit und Biotit kommen mitunter ebenfalls vor. Quarz und Hellglimmer dominieren in den dünnsschiefrigen Lagen über Epidot und Albit.

Deformation

Die Feldspäte sind auch hier zu Augen überformt worden und haben meist Druckschattenhöfe aus Chlorit (keine einheitliche Scherrichtung!). Quarz hat meist suturierte Korngrenzen, z.T. kann Rekristallisation auftreten. Die Deformation ist je nach Schlift unterschiedlich entwickelt.

Probennummern

KA14, M13, 8813, H12, A5.

3.1.3.5. Scherspäne

Scherspäne unterschiedlicher Petrographie finden sich an der Grenze Penninikum - Ostalpin und innerhalb der Bündner Schiefer. Allen Scherspänen ist eine kräftige Breccierung und eine deutliche tektonische Überprägung gemeinsam.

Serpentinit

Der große Serpentinikörper des Ebenwaldes ist in einzelne phacoidähnliche Bereiche zerlegt. Die Phacoidflächen (= Bewegungsflächen) sind mit Talk belegt. Auf kleinen Klüftchen wächst Kluffchrysotil. Eine Aussage über die Lagerung ist an dem deformierten Ultrabazitkörper schwierig. Die lange Achse des Körpers ist der Schieferung der übrigen penninischen Abfolgen angeglichen. Durch einen frischen Hangrutsch war im Liegendkontakt des Serpentinikörpers ein stark deformierter Quarzit mit blaugrünen Kluffflächen aufgeschlossen.

Mikroskopie

Im Dünnschliff und Röntgendiffraktometer ließen sich nur Serpentin-Mineralien identifizieren. Formrelikte ehemaliger Pyroxene konnten nicht ausgemacht werden. Als Opakerz ist vorwiegend Magnetit vertreten. In den besonders kräftig deformierten Randbereichen ist der Serpentinikörper in weiße und giftgrüne bis blaugrüne, dünnplattige Lagen zerlegt, die auf Grund von Röntgendiffraktometrie und Röntgenfluoreszenz-Analyse als Kaolinit mit Chrom- und Nickelmine-raleinlagerungen identifiziert werden konnten.

Probennummer

8801.

Karbonatgesteinsschollen

Die meisten der Meter- bis Zehnermeter-großen Karbonatgesteinsschollen bestehen aus dolomitischem Marmor (Abb. 5b). Die Dolomitschollen haben eine typische Ockerfärbung und sind auf Grund ihres rigiden Verhaltens in cm-große Stückchen brecciiert. Diese Tatsache beruht auf dem spröden Deformationsverhalten von Dolomit unter grünschieferfaziellen Bedingungen in einer duktil deformierbaren Matrix (Bündner Schiefer). Calcitische Schollen wurden auf Grund ihres kristallplastischen Verhaltens bei niedrigen Druck- und Temperaturbedingungen nicht brecciiert. Kalkmarmor-Schollen treten deutlich weniger auf. Eine selten erkennbare Feinlamellierung der Karbonate kann nicht zweifelsfrei als sedimentäres Gefüge identifiziert wer-

den. Die Karbonatgesteinsschollen können eingelagert sein in bzw. gemeinsam auftreten mit:

- Glimmerschiefern,
- Quarziten (vermutlich Permoskyth, ähnlich den Lantschfeld-Quarziten),
- deformierten Bündner Schiefern.

Mikroskopie eines calcitischen Scherspans

Große Calcitkristalle mit Zwillinglamellen sind in die Schieferung eingeregelt. Vereinzelt vertretene Quarzkörner sind rekristallisiert und Quarzlagen weisen Bänderquarz-Gefüge auf. Die Muskovite sind undulös. Epidot ist z.T. von Chlorit umgeben.

Probennummern

8802-8806, R3, R4.

Quarzite

Sie treten häufig gemeinsam mit Dolomitspänen auf. Auffallend ist ihre relative Dünnplattigkeit (cm-Bereich) und ihre weiße, manchmal leicht grünliche Färbung. Makroskopisch entsprechen sie gut dem Erscheinungsbild der Lantschfeld-Quarzite (TOLLMANN, 1977).

Mikroskopie

Neben Quarz ist Hellglimmer, Chlorit und etwas Feldspat vertreten. Das Schliffgefüge kann als das eines hochduktile deformierten Mylonites beschrieben werden. Zeilenquarz-Gefüge bestimmen das Bild.

Probennummern

8807, R1, R2.

EXNER (1980a) ordnete die Scherspäne an der Grenze Penninikum/Ostalpin der unterostalpinen Tschanek-Schollenzone zu. Die restlichen Schollen innerhalb der Bündner Schiefer bezeichnete er als Triasschollen an der Basis der Kolmdecke.

3.2. Ostalpin

3.2.1. Serizit-Quarzite des Grenzbereichs Penninikum - Ostalpin

Die Serizit-Quarzite stellen eine Übergangszone zwischen Ostalpin und Penninikum dar. Sie wurden dem Ostalpin zugeordnet, da sie manchenorts kontinuierlich in die Quarzphyllite des Ostalpins übergehen. Im Gegensatz zu den dünnplattigen, manchmal schwach grünlich schimmernden Quarziten, die den Scherspänen des Penninikums (vgl. 3.1.3.5.) zugeordnet wurden, fehlt diesen Gesteinen eine deutliche Beimengung von, oder Vergesellschaftung mit karbonatischem Material. Auf den Schieferungsflächen sind Hellglimmer angereichert. Häufig kann ein rostig-brauner Anflug festgestellt werden, der auf zersetzte Fe-haltige Opakerze zurückgeht.

Mikroskopie

Die Quarze haben eine deutliche mylonitische Überprägung erfahren. Korngrenzenwanderung, Rekristallisation und Zeilenquarze bestimmen das Bild. Hellglimmer und Chlorit sind zum überwiegenden Teil undulös auslöschend. Turmalin tritt als Akzessorium hinzu.

Probennummern

R5, T4.

3.2.2. Ostalpines Kristallin

3.2.2.1. Granat-Glimmerschiefer

Je nach Glimmergehalt haben die Gesteine eine silbrig-graue bis weiße Farbe. Sie haben eine deutlich entwickelte Schieferung, die meist ein feingefältes älteres Gefüge durchschneidet. Die Granate sind häufig schon makroskopisch zu erkennen.

Mikroskopie

Die granatführenden Glimmerschiefer haben sowohl Biotit oder Biotitrelikte, als auch Muskovit. Je nach Ausmaß der retrograden Metamorphose sind Granat und Biotit von Chlorit, Serizit und Eisenhydroxid oder Leukoxen zersetzt. Chlorit ist in fast allen Schlifften vertreten. Quarz ist neben den Glimmern der wichtigste Bestandteil der Glimmerschiefer. Feldspäte sind nur untergeordnet vertreten. Staurolith oder Staurolithformrelikte konnten entgegen EXNER (1980b) in keinem Schliff gefunden werden.

Deformation

Quarz zeigt in manchen Schlifften Spuren von Deformation (Subkornbildung, Korngrenzenwanderung). Der Granat ist häufig zerbrochen. Die meisten Granat-Glimmerschiefer weisen keine straffe Einregelung ihrer Minerale auf. Ein Teil der Granat-Glimmerschiefer (Profil Eisentratten 4.4.1.) zeigt, im Gegensatz zu dem meist retrograd überprägten Mineralbestand, gerade Korngrenzen und Gefüge eines statischen Kornwachstums.

Probennummern

KA6, KA7, 8858, M2, M3 8841, E11, E12, E13, E1, E2, E5, E6, L7, L8, L9, L11, H4, H5.

Im Gelände sind die Granat-Glimmerschiefer gelegentlich mit Glimmerschiefern ohne Granat vergesellschaftet. Bei Annäherung an die Grenze zwischen Penninikum und Ostalpin nehmen die granatfreien Glimmerschiefer zu.

3.2.2.2. Glimmerschiefer

Die Farbe ist silbrig bis dunkelgrau. Diese Gesteine wurden mehrfach deformiert. Manche Glimmerschiefer haben eine bräunliche Farbe durch eine Imprägnierung mit Eisenhydroxiden, je nach Stadium der Diaphthorose bzw. Beteiligung von fluider Phase.

Mikroskopie

Chlorit und Hellglimmer bilden ein straffes Zeilengefüge, dazwischen liegen Bereiche mit Quarz und Feldspat (meist Albit). Biotit kann z.T. vertreten sein. Granat ist nur noch in stark zersetzter Form oder als Pseudomorphose untergeordnet zu finden.

Deformation

Eine pauschale Darstellung des Deformationsgrades ist für diese Gesteinsgruppe nicht möglich, da alle Übergänge von geringer Deformation bis zu einem mylonitischen Gefüge zu finden sind.

3.2.2.3. Katschberg-Quarzphyllite

In der Literatur werden diese Quarzphyllite als progressiv metamorphe Tonschiefer beschrieben und dem Unterostalpin (EXNER, 1953, 1954; NOWOTNY, 1976; SCHÖNLAUB et al., 1976) zugeordnet. Nur aus diesem Grund erfahren diese Quarzphyllite eine gesonderte Beschreibung. Die Katschberg-Quarzphyllite bilden die Matrix für die Lisabichl-Schollenzonen (SCHÖNLAUB et al., 1976). In die Marmore der Lisabichl Schollenzonen sind die Quarzphyllite durch Deformation hineingeknetet. Es handelt sich hierbei um stark silbrig-grau glänzende Schiefer mit unterschiedlichem Quarzgehalt.

Mikroskopie

Hellglimmer, Quarz und Feldspat in wechselnden Anteilen sind die Hauptkomponenten dieses Gesteins. In glimmerreichen Lagen können stets mehrere Generationen von Glimmer erkannt werden. Der Feldspat- und Quarzgehalt wechselt von Lage zu Lage. Der Anteil an dynamisch rekristallisiertem Quarz beherrscht das Schliffbild. Die Korngröße ist deutlich kleiner als in benachbarten Gesteinen.

Probennummern

KA4, KA5, KA11, KA9, KA8.

Nach EXNER (1954, 1980a) besteht das Problem, die progressiv metamorphen Katschberg-Quarzphyllite (Tonschieferabkömmlinge), von den diaphthoritischen Quarzphylliten zu unterscheiden. EXNER bemerkt:

„... die Grenzfläche zwischen diesen Quarzphyllittypen ist im 10 m- und 100 m-Bereich unscharf ...“

Eine makroskopische Unterscheidung von unterschiedlichen Quarzphyllittypen nach lithologischen Gesichtspunkten ist nicht möglich. Nur aus dem Dünnschliffprofil (vgl. 4.1, Abb. 8) ist eine kontinuierliche Entwicklung zwischen diaphthoritischen Glimmerschiefern und Katschberg-Quarzphyllit durch Reliktminerale und Gefüge (vgl. 8.3.) erkennbar. Die Quarzphyllite zeichnen sich durch einen hohen Gehalt an rekristallisiertem Quarz und Serizit, sowie durch kataklastisch deformierte Feldspäte aus (vgl. 4.1.). Die Kornverkleinerung durch dynamische Rekristallisation und Kataklase ergibt den phyllitischen Habitus, der EXNER zur Abtrennung vermeintlich prograd metamorpher Tonschiefer veranlaßte. Für die Gesteine in der Umgebung der Lisabichl-Schollenzonen, wird von mir der Begriff Katschberg-Quarzphyllit beibehalten, da in diesem Bereich die retrograde Kornverkleinerung besonders intensiv war.

3.2.2.4. Mylonitische Randfazies des ostalpinen Kristallins:

Quarzreiche Glimmerschiefer, Quarzphyllite, Quarzite

Die Gesteine sind silbrig-grau glänzend und z.T. mit ockerfarbenen bis bräunlichen Belägen überzogen. Sie sind deutlich geschiefert und meist von mürber Konsistenz. Ein Fischgrätmuster aus zwei sich überschneidenden Schieferungen und gefaltete Quarzkauern sind oft zu beobachten (Abb. 5c). Dieser Gesteinstypus geht fließend aus den vorher beschriebenen Schieferarten hervor. Sie finden sich in näherer Umgebung der Grenze zwischen Ostalpin und Penninikum, können aber auch gelegentlich innerhalb der ostalpinen Schiefer auftreten. In der Umgebung des Katschberges sind diese Quarzphyllite von einer nachfolgenden Deformation geknickt und spröde gefaltet.

Mikroskopie

Die Gesteine bestehen fast ausschließlich aus Quarz und Hellglimmer. Feldspatporphyroklasten sind häufig vertreten. Die Schieferungsflächen sind mit Hellglimmer und Chlorit belegt und von Erzimprägnationen durchzogen. Bei den Erzimprägnationen handelt es sich oft um Eisenhydroxide und Leukoxen, dies legt eine Entstehung durch Zersetzung von Biotit nahe. Granat ist, falls der Gesteinschemismus eine Granatblastese zugelassen hat, nur als Pseudomorphose erhalten.

Deformation

Die Feldspäte sind generell spröde deformiert. Das Quarzkorngefüge ist gekennzeichnet von Korngrößenreduktion. Dieses Gefüge wird überlagert durch Korngrenzenwanderung und Subkornbildung. In den Quarzphylliten fand eine mehrfache Rekristallisation und erneute Deformation der Quarzgefüge statt. Es wechseln Bereiche mit Rekristallisation und geringer nachfolgender Deformation mit Abschnitten intensiver Deformation nach der Kristallisation ab. Eine Angabe zur Anzahl der Umkristallisationen der Quarzgefüge ist daher nicht möglich. Darüber hinaus sind deutliche Hinweise auf Drucklösung erkennbar.

Aus den vorangegangenen Gesteinsbeschreibungen (3.2.3.2.–4.) wird erkennbar, daß keine tiefgreifenden petrographischen Unterschiede zwischen den einzelnen Einheiten bestehen. Vielmehr handelt es sich um kontinuierliche Übergänge zwischen den einzelnen Endgliedern. Die Katschberg-Quarzphyllite entsprechen der mylonitischen Randfazies des ostalpinen Kristallins. Damit gibt es vom Katschberg bis nördlich Spittal a. d. Drau keinen unterostalpinen Quarzphyllit. In den Kapiteln Profile (4.) und Quarzphyllit-Problematik (8.3.) wird nochmals auf Reliktgefüge und petrographische Gemeinsamkeiten hingewiesen.

4. Profile

Die Lage der einzelnen hier erläuterten Profile kann aus Abb. 1 entnommen werden. Die Profilbeschreibungen 5–8 (vgl. 4.4.–4.7.) müssen in Zusammenhang mit der geologischen Kartierung (Anhang I) und der abgedeckten geologischen Karte (Abb. 30) gesehen werden.

4.1. Profil 1: Katschbergsattel

Das Profil beginnt am westlichen Kareck-Kamm auf 2070 m Höhe mit granatführenden Schwarzschiefern (Habachphylliten, KA13), die Feldspäte mit graphitischem Interngefüge aufweisen. Das Interngefüge der Feldspäte hat keinerlei Beziehungen zur umgebenden Schieferung. Die Feldspäte zeigen zum Teil einen jungen klaren Anwachsraum und Spuren einer kataklastischen Deformation. Neben der dynamischen Rekristallisation von Quarz sind Drucklösungsgefüge parallel zum metamorphen Lagerbau erkennbar.

Überlagert werden die Blastenschiefer von grobkörnigen Prasiniten (KA14), in die Chlorit-Epidot-Lagen eingeschaltet sind. Die Epidotkristalle sind zweiphasig zonar aufgebaut. Kern und Rand können gut voneinander unterschieden werden. Der Mineralbestand aus Epidot-Chlorit-Biotit-Feldspat-Calcit zeigt nur geringe Spuren von Deformation.

In der Gantalscharte und ihrer Fortsetzung im Fallbach läuft eine nahezu N-S streichende, steilstehende, bruchhafte Störung, die eine Absenkung der E-Flanke zur Folge hat. Diese Beobachtung entspricht der von EXNER (1989).

Östlich der Gantalscharte wechselt Kalkglimmerschiefer (KA12 Liegendes) mit Prasiniten. Die Kalkglimmerschiefer zeigen ecc-Gefüge, die auf eine Abschiebung nach SE hinweisen. Der Calcit

zeigt Druckzwillinge. Bei Quarz tritt Korngrenzenwanderung und dynamische Rekristallisation auf.

Am Tschaneck-Gipfel und etwas östlich davon sind Dolomite und Quarzite der Tschaneck-Schollenzone aufgeschlossen. Sie wird von EXNER (1989) dem Unterostalpin zugeordnet und stellt die Fortsetzung der Radstädter Tauern dar. Die Schollenzone ist von Glimmerschiefern und Gneisen umgeben. Diese werden von mir auf Grund des Gefüges und der kontinuierlichen Korngrößenentwicklung (Abb. 8b,c) dem ostalpinen Kristallin zugeordnet. Die Schiefer weisen ein unruhiges Gefüge mit ost- und west-fallenden Schieferungsflächen auf (Abb. 7a).

Im südlichen Bereich des Tschaneck-Kammes stehen ostalpine Glimmerschiefer (KA1) an. Diese Schiefer sind isoklinal gefaltet mit einer W-E-streichenden Faltenachse (Abb. 7b, b₁-Achsen). Eine jüngere Deformation spiegelt sich in N-S-verlaufenden nahezu saiger stehenden Kluft-/Störungsflächen, mit Schleppepfaltengefügen (Abb. 7b, b₂-Achsen, Abb. 36/4a) wieder. Die Schleppepfaltenachsen streichen N-S, die Faltengeometrie (Lang-Kurz-Beziehungen) weist auf eine Hebung der W-Flanke (Tauernfenster) und eine Absenkung des Ostalpins hin. Dieses Störungsmuster kann in den ostalpinen Schiefer noch häufiger beobachtet werden.

Die Schiefer an der Gamskogelhütte (KA2, KA3) sind von einem ruhigen Flächengefüge gekennzeichnet. Mit Hilfe der Röntgendiffraktometrie konnte Paragonit nachgewiesen werden. Entlang einzelner Scherbahnen ist eine Kornverkleinerung durch dynamische Rekristallisation von Quarz zu beobachten. Als junge Gefügeprägung konnte eine Knickband-Deformation (Abb. 7b, b₂-Achsen) festgestellt werden. Die Feldspäte sind in die Schieferung eingeregelt; in ihren Druckschattenhöfen wachsen Chloritbärte. Den Feldspäten fehlt ein Interngefüge. Sie wurden nur kataklastisch deformiert.

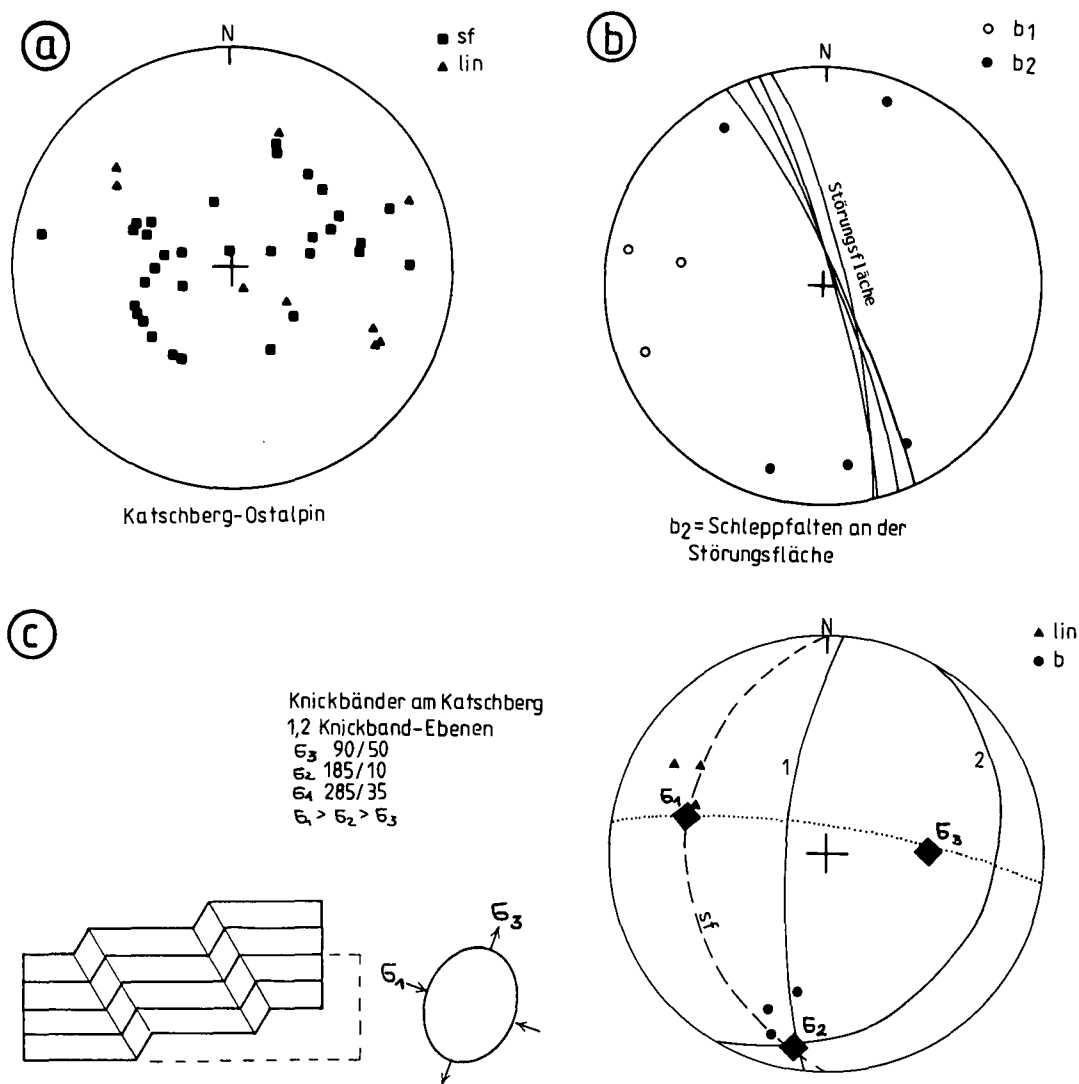
LEGENDE zu den geologischen Profilen

- | | |
|---|--|
|  | Kalkglimmerschiefer, Bündner Schiefer |
|  | Prasinit, Grünschiefer, Serizit-Chloritschiefer |
|  | Serpentinit |
|  | Kalkmarmor, Dolomitspan |
|  | Albitblastengneis/Quarzit |
|  | Schwarze Blastenschiefer, Biotitschiefer |
|  | Amphibolite, Metagabbros, saure Metavulkanite |
|  | Gebänderte Gneise, Migmatite |
|  | Quarzitische Gneise, Aplite |
|  | Zentralgneise/tonalitisch |
|  | Quarzphyllit, Katschbergphyllit, diaphthoritische Glimmerschiefer, granatführende Glimmerschiefer und Gneise |
|  | Gesteinsgrenze |
|  | Störung sicher/vermutet |

R8 Probennummern mit entsprechenden Probenahmestellen

Abb. 6.

Legende zu den geologischen Profilen der Abbildungen 8, 9, 11, 13, 14, 17, 19.



Die Katschberg-Quarzphyllite (KA5) in der Nachbarschaft zur Lisabichl-Karbonataufschlüssen (KA10) haben einen großen Anteil an rekristallisiertem Quarz. Quarzbandgefüge dominieren das Gefügebild. Quarz und Glimmer erfuhren im Gegensatz zu den vorher beschriebenen Schiefern eine deutliche duktile Korngrößenreduktion. (Abb. 8c). Diese Phyllonite sind mit den Karbonaten an manchen Stellen innig verknüpft. An der Aufschlußwand hinter dem Hotel Hubertus stehen dunkelgraue, silbrig glänzende, geknickte Phyllonite (KA11) an. Auf den geknickten Schieferflächen ist eine Lineation (300/20) ausgebildet (Abb. 38c). Knickband-Paare und Faltenauswertung aus der Umgebung (Forststraße Saraberg-Katschberg) ergaben bei der Deformationsanalyse eine W-E-Einengung im Bereich des Katschbergs (Abb. 7c) (siehe Kapitel 7.). Die Phyllonite am Aineck-Hangfuß sind quarzreich, stark gewellt, intensiv verfaultet und führen bis zu mehrere mm-große Pyrite (KA8, KA9). Auch diese Aufschlüsse sind von einer kräftigen Knickfaltenbildung überprägt.

An der Aineck-Skipiste stehen stark verquetschte und im mm-Bereich gefaltete Granat-Glimmerschiefer (KA6, KA7) an. Die Korngefüge sind nur wenig eingeregelt. Die Granat-Glimmerschiefer zeigen eine deutliche retrograde Überprägung mit der Bildung von Chlorit (bereits wieder gefaltet), Serizit und Eisenhydroxiden. Die Quarzkorngefüge sind deutlich gröber als bei den vorher beschriebenen Gesteinen (Abb. 8c).

Zusammenfassung

Am Katschberg-Sattel sind die ostalpinen Quarzphyllite durch eine intensive Knickbanddeformation überprägt worden. Sie deutet auf eine Einengung in E-W-Richtung hin. Im Bereich der Lisabichl-Schollenzzone kann eine duktile Korngrößenreduktion festgestellt werden, die den phyllitartigen Habitus dieser Gesteine ausmacht. An Bruchsystemen wurde das Tauernfenster herausgehoben und das Ostalpin ab-

gesenkt. Die Quarzite und Karbonate der Tschaneck-Schollenzzone markieren den Grenzbereich zwischen Ostalpin und Penninikum.

4.2. Profil 2 und 3: Wirsberg und Torscharte

Das Profil 2 (vgl. Abb. 1) beginnt im Wolfsbach und endet in der Ortschaft Wirsberg südlich von Rennweg. Bei den aufgeschlossenen Gesteinen handelt sich um Glimmerschiefer und Granat-Glimmerschiefer. An mikroskopischen Deformationsgefügen konnten eine Suturierung der Quarzkorngrößen, Undulation und Deformationsbänder festgestellt werden. Die Feldspäte wurden zum überwiegenden Teil kataklastisch überprägt. Im übrigen sind die Schiefer retrograd umkristallisiert (Chloritisierung, Eisenhydroxide, ...) und wenig deformiert, was aus geraden Korngrößen und isometrischen Korngefügen abzuleiten ist.

Das Profil 3 (vgl. Abb. 1) beginnt in der Torscharte und endet am Stubeckgipfel. Das Ostalpin besteht dort aus quarzbetonten Gneisen oder quarzitischen Glimmerschiefern, stets ist eine isoklinale Faltung (zum Teil mehrphasig) zu erkennen. Im Schliff überwiegt ein gleichkörniges, xenomorphes Korngefüge ohne straffe Einregelung der Minerale. Die Quarze löschen undulös aus und weisen vereinzelt eine beginnende Subkornbildung auf. Generell kann eine Eisenhydroxid-imprägnation der Schliffe festgestellt werden.

4.3. Profil 4: Maltaberg und Krainberg

Das Profil beginnt im Westen in den Zentralgneisen des Feistritz-baches. Es handelt sich bei den angetroffenen Gesteinen vorwiegend um Augengneise (M20, M21, Ko) die vereinzelt einen Schersinn mit Top nach SE aufweisen. Die Augen werden von Kalifeldspäten gebildet. Die Plagioklaskomponente besteht zum überwiegenden Teil aus

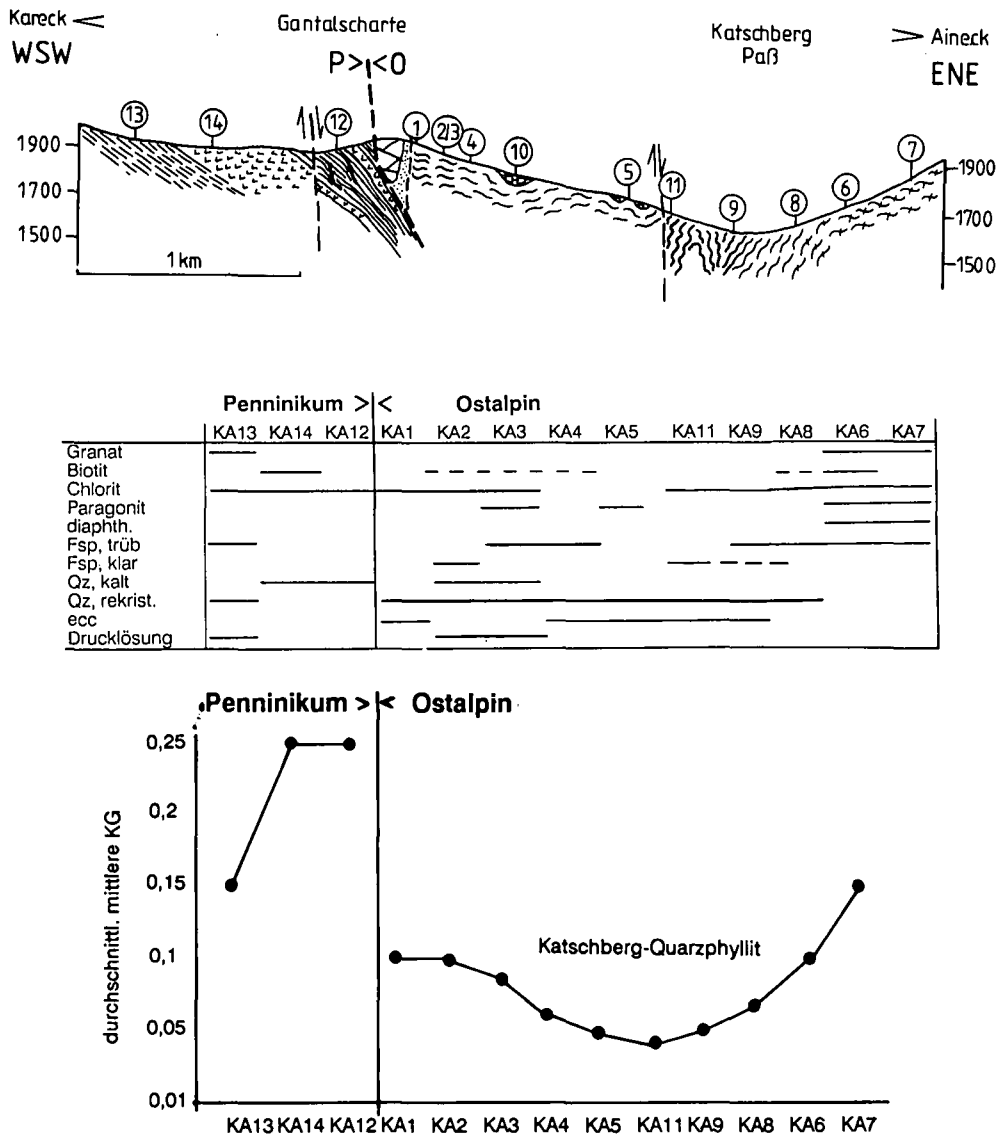


Abb. 8.

Profil 1: Katschberg.

a) Geologisches Profil mit Probennahmepunkten.

b) Petrographisch-strukturelle Kennzeichen.

c) Durchschnittliche mittlere Korngröße in mm im Schliff zur Dokumentation der Korngrößenentwicklung. Die Katschberg-Quarzphyllite zeichnen sich durch eine deutliche Korngrößenverkleinerung aus.

Albit. Die Feldspäte sind randlich symplektitisch mit Quarz verwachsen. Granat ist klein (vgl. 5.3.2., 5.3.3.), und erst im Rasterelektronenmikroskop zeigt sich sein idiomorpher Habitus. Die Quarzgefüge schmiegen sich um die großen Feldspäte und bilden dabei Bänderquarze oder sie sind bereits isogranular rekristallisiert.

Die Augengneise im Grenzbereich Altes Dach – Zentralgneis (M19) haben eine dunkle, feinkörnige Matrix, die aus Epidot, Biotit und Titanit zusammengesetzt ist. Die Feldspat-Augen bestehen zum größten Teil aus Plagioklasen, die reich mit Epidot gefüllt sind. Ihre polysynthetischen Zwillingslamellen sind meist erhalten. Auf Grund des Fehlens von Kalifeldspat handelt es sich hier um ein deformiertes Tiefengestein mit tonalitischer Zusammensetzung. Das Gefüge ist straff geregelt und als mylonitisch zu bezeichnen.

Die Gesteine des Alten Daches bestehen aus Amphiboliten (M17), sauren Metavulkanitlagen (M18, M16, M15) und Habachphylliten (M14). Die Metavulkanite sind bereichsweise zu Serizit-Chlorit-Schiefern zerschert. Eine Hell-Dunkel-Bänderung zwischen Gneisen und Amphiboliten ist möglich. Die Feldspatblasten der Gneise sind schwach gefüllt, und randlich von neugesproßten Quarz- und Albitkörnern umgeben. Manche Feldspäte sind von Rissen durchzogen, was als Hinweis auf eine beginnende Kataklyse gewertet wird. Der Lagenbau ist von Scherbandgefügen zerschnitten. Nach SE-abschiebende Flächen sind in den kompakten Gneisen als Kluffflächen mit geschleppter Schieferung ausgebildet (Abb. 10c). Die großen Hornblende-Individuen werden von Hellglimmern zersetzt.

Über den Habachphylliten folgen Blastengneise (M11, M12, M13). Auf Grund der petrographisch-stratigraphischen Serienabfolge werden diese bereits zur Wustkogel-Serie gezählt. Quarzitlagen sind in metergroße Boudins zerlegt. Die Feldspäte sind spröde deformiert und die Risse durch Quarzrekristallit oder Calcit verfüllt. Das Gefüge ist

gekennzeichnet von Feldspat-Klasten und Augen, die in einer duktil zerkleinerten Grundmasse (Protomylonit-Augenmylonit) liegen. Der Übergang der Kalkglimmerschiefer in die Wustkogel-Serie ist intensiv zerschert und entlang der Maltabergstraße als Wechsellagerung von Serizit-Quarzit-Schiefern und Kalk-/Schwarzschiefern ausgebildet (siehe dazu EXNER, 1980a:379). Die Kalkglimmerschiefer (M10) und Prasinite entsprechen vom Gefüge und Deformationszustand den zuvor beschriebenen Gesteinen.

Durch eine steilstehende, kataklastische Störung (NNE–SSW-streichend) werden die Abfolgen des Penninikums von den ostalpinen Schiefern getrennt. Ein Bewegungssinn war nicht feststellbar.

Die Proben M9, M8 und M4 haben eine offene Faltung (Abb. 10c, b1-Achsen) und eine nur geringe Einregelung der Minerale gemeinsam. Biotit ist erhalten und die Feldspäte sind kataklastisch deformiert. Das Zerreibungsprodukt ist als "Mörtele" zwischen den Klasten eingelagert. Der überwiegende Teil der Gefüge ist nicht eingeregelt. Im Aufschluß lassen alle Proben Spuren einer mehrfachen Deformation erkennen. Der Aufschluß M8 wird durch eine flache Bewegungsbahn (90/30) zerschnitten (Abb. 10d). Die Schieferungsflächen werden an der Bewegungsfläche geschleppt und das umliegende Gestein in Phacole zerlegt. Der Bewegungssinn weist auf Grund der Schlepplagegefüge in der Hangendscholle nach Westen.

Im Schrimmbach folgt eine weitere steilstehende Störung mit einer intensiven Kataklyse des Ostalpins. Durch Schlepplagegefüge im Schrimmbach kann auf eine Hebung der Westflanke (Penninikum) und Absenkung des Ostalpins geschlossen werden. Die Glimmerschiefer lassen sich in kataklastische Partien (8821, 8820, M7), geschonte Lagen (8819, M5, M6) und diaphthoritische Glimmerschiefer (M3, M2, M1) unterteilen. Die kataklastische Randfazies der kristallinen Schiefer befindet sich auf einer Höhe von ca. 900–1100 m im

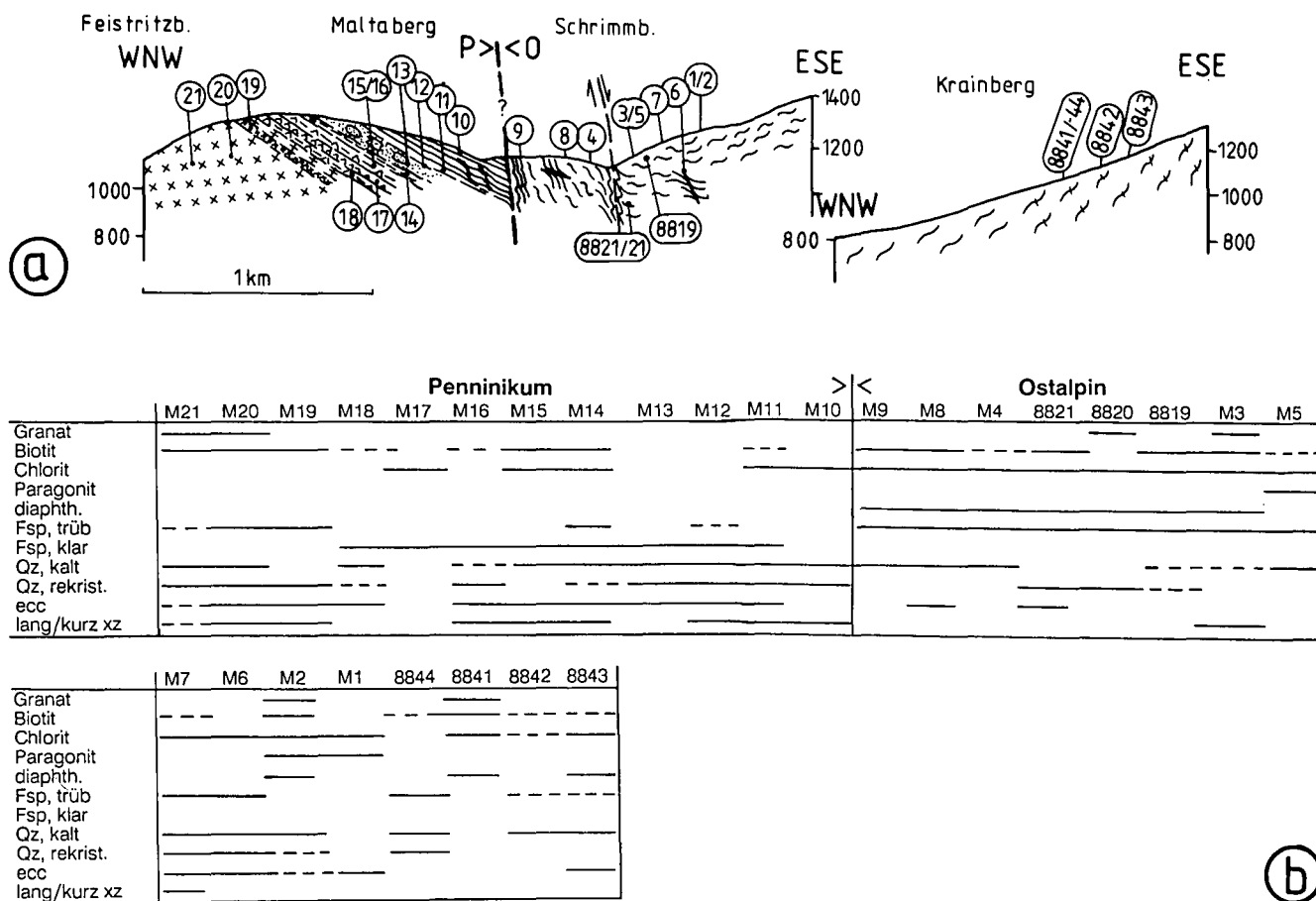


Abb. 9.

Profil 4: Maltaberg und Krainberg.

a) Geologisches Profil und Probenahmepunkte.

b) Petrographisch-strukturelle Kennzeichen; Nähere Erläuterungen siehe Text.

Schrimmbach und an der Straße zum Gigler. Ihr Mineralbestand ist wenig eingeregelt. Die diaphthoritischen Glimmerschiefer weisen deutlich auf ihr Edukt vor der Deformation und der retrograden Metamorphose hin.

Um sicherzugehen, daß in diesem Profil die Granat-Glimmerschiefer des ostalpinen Kristallins erreicht werden, wurde das Profil am Krainberg bei Hilpersdorf ergänzt (8841-8844). Die Glimmerschiefer variieren dort in ihrer Ausbildung ähnlich wie am Maltaberg. Die Lagerungsverhältnisse der Glimmerschiefer sind nicht einheitlich. Die Schieferungsflächen können nach NW und SE einfallen (Abb. 10a).

Zusammenfassung

Das Profil lieferte Erkenntnisse über die Abfolge der straff foliierten, penninischen Gesteine. In den Zentralgneisen wurde Granat vermutlich alpidischen Alters gefunden. Die Begrenzung Penninikum-Ostalpin wird von einer steilstehenden Störung gebildet. Diese wird von einer weiteren abschiebenden Störung begleitet. Petrographie und Gefügeentwicklung liefern keine Hinweise für die Existenz der Katschberg-Quarzphyllite, wie sie bei EXNER (1980a) beschrieben wurden, da keine entscheidenden Unterschiede zwischen den vermeintlichen Katschberg-Quarzphylliten und den diaphthoritischen Quarzphylliten existieren.

4.4. Profil 5: Liesertal

4.4.1. Liesertal: Eisentratten – Gmünd

Die Profilaufnahmen wurde bei Leoben im Liesertal begonnen. Es handelt sich dabei um feinkörnige, quarzreiche Granat-Glimmerschiefer mit mm-großen Glimmerschüppchen (E11). Das Gefüge ist makroskopisch eng gefaltet (Abb. 12b). Die Minerale sind schwach eingeregelt und haben eine polygonale Textur, die auf die alpidische Metamorphose zurückgeführt wird (vgl. 5.3.). Die letzte Metamorphose ließ Granat mit einer Grossularkomponente in Feldspäten spro-

sen (vgl. 5.2.). Durch eine übergreifende Probenahme auf den Untersuchungsbereich von SCHIMANA (1986) war es möglich, für dieses Profil bestehende Druck-, Temperaturdaten und Altersdatierungen zu nutzen. Es wurde dadurch möglich, die Kristallisations- und Deformationsgefüge zeitlich übersichtsmäßig zuzuordnen. Selten sind alte Feldspatrelikte noch unter großen Serizitscheiten und Granat auszumachen. Die grobkörnige Granat-Glimmerschiefer von E13 und E1 wechsellagern mit quarz-feldspatreichen Gesteinen. Um die Granate sind symmetrische Druckschattenhöfe ausgebildet. Beide Proben haben Pseudomorphosen, die mit Serizit, Erz und Feldspat gefüllt sind. Da keine Relikte des Ausgangsminerales erhalten sind, möchte ich keine Mutmaßungen über das verdrängte Mineral machen. U.d.M. zeigt sich, daß die Deformationsintensität im Profil von N nach S langsam zunimmt (Abb. 11b,c). Die Quarzkorngefüge zeigen undulöse Auslöschung und erste Anzeichen einer Korngrenzenwanderung. Chlorit wird geknickt. Die quarz-feldspatreichen Lagen (E2) besitzen nur kleinen, zonargebauten Granat (vgl. 5.2.).

Die Quarzphyllite der Proben E3 und E4 führen keinen Granat. Biotit und größere Glimmerindividuen fehlen. U.d.M. läßt sich erkennen, daß Quarz vereinzelt Kleinwinkelkorngrenzen und erste Rekristallisationskörner ausgebildet hat. Die Glimmer wurden zum Teil geknickt, zum Teil zeigen sie nur eine undulöse Auslöschung. Neben Albit ist Kalifeldspat vertreten, beide Feldspäte sind durch Deformation zu Linsen überprägt worden. Bei der Probe E4 kann eine signifikante Korngrößenverkleinerung (Abb. 11c) festgestellt werden. Diese Tatsache wird als Hinweis auf eine intrakristalline Scherzone gewertet. Die prägende alpidische Schieferung ist offen gefaltet.

Stark geknitterte Phyllonite mit engständigem Schieferungsgefüge (E5, E6) und relativ kleinen Korngrößen wechsellagern mit gröbkörnigen Granat-Glimmerschiefern. Quarzrekristallit bestimmt das Gefüge mit. Die Granate sind stark zersetzt und nur noch in Relikten erhalten (Abb. 24b, vgl. 5.2). Entlang der Schieferung fand eine mechanische Zerkleinerung von Turmalin, Feldspat und Glimmer statt. In diesen Lagen kann eine besondere Anreicherung von Eisenhydroxiden festgestellt werden (Abb. 45c). Das Gefüge ist straff geregelt und

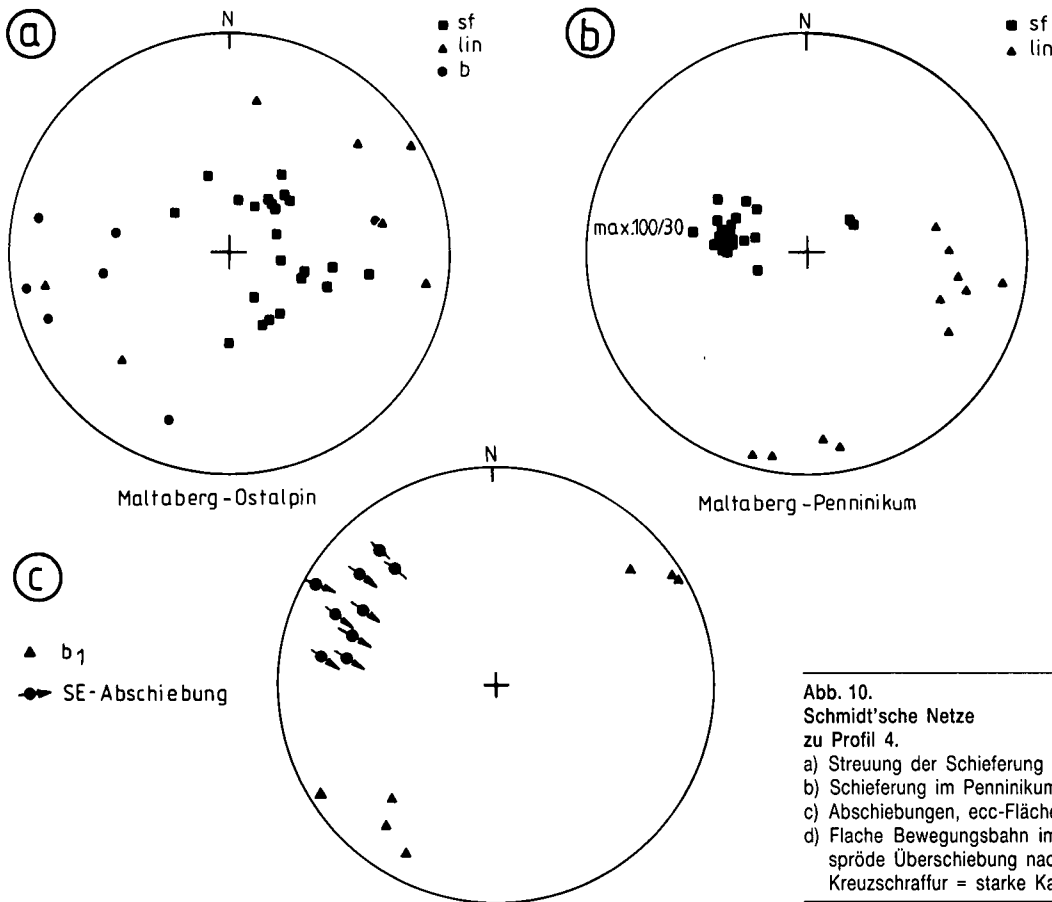
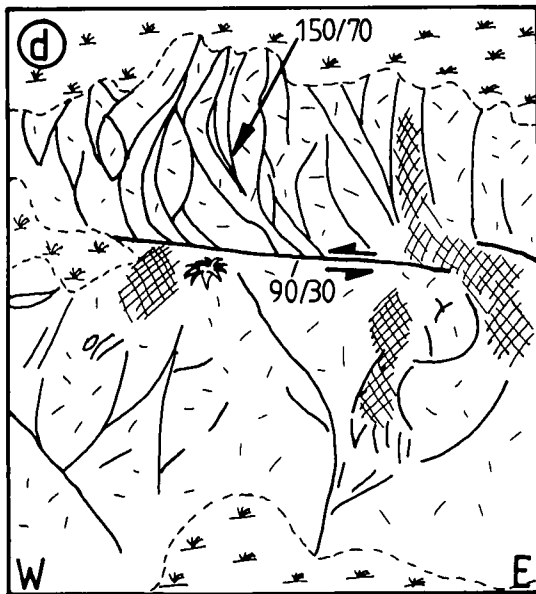


Abb. 10.
Schmidt'sche Netze
zu Profil 4.

- Streuung der Schieferung im metamorphen Ostalpin.
- Schieferung im Penninikum.
- Abschiebungen, ecc-Flächen und b-Achsen im Penninikum.
- Flache Bewegungsbahn im Ostalpin in der Umgebung M8, spröde Überschiebung nach Westen. Kreuzschraffur = starke Kataklaste.



z.T. von Scherbändern zerschnitten. Grobkörnige Glimmerschiefer mit einer weitständigen Schieferung und einer braunen, leicht zergründeten Oberfläche (E7) führen zersetzten Granat. Hier sind zum ersten Mal reliktsche Glimmerbögen einer früheren gefalteten Schieferung erkennbar. Quarzreiche Glimmerschiefer (E9, E8) sind durch ein straffes Zeilengefüge mit Bänderquarzen gekennzeichnet. Eine Drucklösung der Quarzzeilen zwischen den geknickten Phyllosilikaten ist häufig. Quarzrekristallisation stellt einen bedeutenden Anteil am Gestein dar (Abb. 11c). Die Feldspäte von E8 sind getrübt und haben neben feinen Erzeinschlüssen ein Intergefüge, dessen Orientierung keinerlei Beziehungen zur bestehenden Schieferung aufweist. Die Feldspäte wurden mechanisch deformiert (z.B. Risse, Undulation etc.). Die auffallende Korngrößenverkleinerung (Abb. 11c) bei den Proben E4–E7 wird als intrakristalline Scherzone gewertet.

Folgende Kristallisations-Deformationsabfolge läßt sich für das ostalpine Kristallin erkennen:

- D_x = Schieferung sf_x mit syn-postkinematischer Metamorphose, die eine Kristallisation von Granat und Feldspat zur Folge hatte. Vermutete Entstehungszeit: variszische Orogenese.
- D_{y1} = Faltung der Schieferung von D_x , b_{x1} . Als Indiz dienen die reliktschen Glimmerbögen zwischen der prägenden Schieferung und die isoklinalen Falten. In Folge dieser Deformation kommt es zur Ausbildung der prägenden Schieferung sf_y (Abb. 37). Syn-postkinematisch schließt an diesen Deformationsakt eine Metamorphose M_y an. Diese führte zur erneuten Granat- und Feldspatblastese (z.T. mit Druckschattenhöfen) und hinterließ nur reliktsche Feldspäte von M_x . Der Entstehungszeitpunkt, durch radiometrische Altersdatierung bestimmt (SCHIMANA, 1986), wird als altpaläozoisch angegeben.
- D_{y2} = Synkinematische, retrograde Metamorphose. Sie bewirkte eine umfangreiche Kornverkleinerung auf intrakristallinen Scherbahnen, Chloritisierung und einen Zersetz der Minerale (Biotit, Feldspat) (vgl. Kapitel 8.3.1.). Vermuteter Entstehungszeitpunkt ist die jungpaläozoische Phase der alpinen Orogenese (vermutlich jünger als 20 Ma).
- D_{y3} = Kaltdeformation und Kataklaste

Zusammenfassung

Es liegt eine Entwicklungsreihe von den wenig deformierten, alpidisch kristallisierten Granat-Glimmerschiefern hin zu deformierten, quarzreichen Phylloniten vor. Anhand der Korngrößenverteilung der Glimmer und der durchschnittlichen Matrixkorngröße lassen sich intrakristalline Scherbahnen nachweisen. Zersetzte Granate und kataklastisch deformierte Feldspäte, sowie die Gefüge der Mehrfachdeformation lassen erkennen, daß das Edukt dem ostalpinen Kristallin zugeordnet werden kann.

4.4.2. Liesertal: Gmünd – Steinbrückenbach

Das Profil von Eisentratten findet seine Fortsetzung unterhalb des Autobahnviaduktes etwa 1 km südlich von Gmünd und endet an der Römerstraße im Steinbrückenbach ca. 1 km südlich der Ortschaft Altersberg. Dieses Profil wurde entlang der Liesertaler Bundesstraße aufgenommen und beprobt. Es sind dort ostalpine Schiefer aufge-

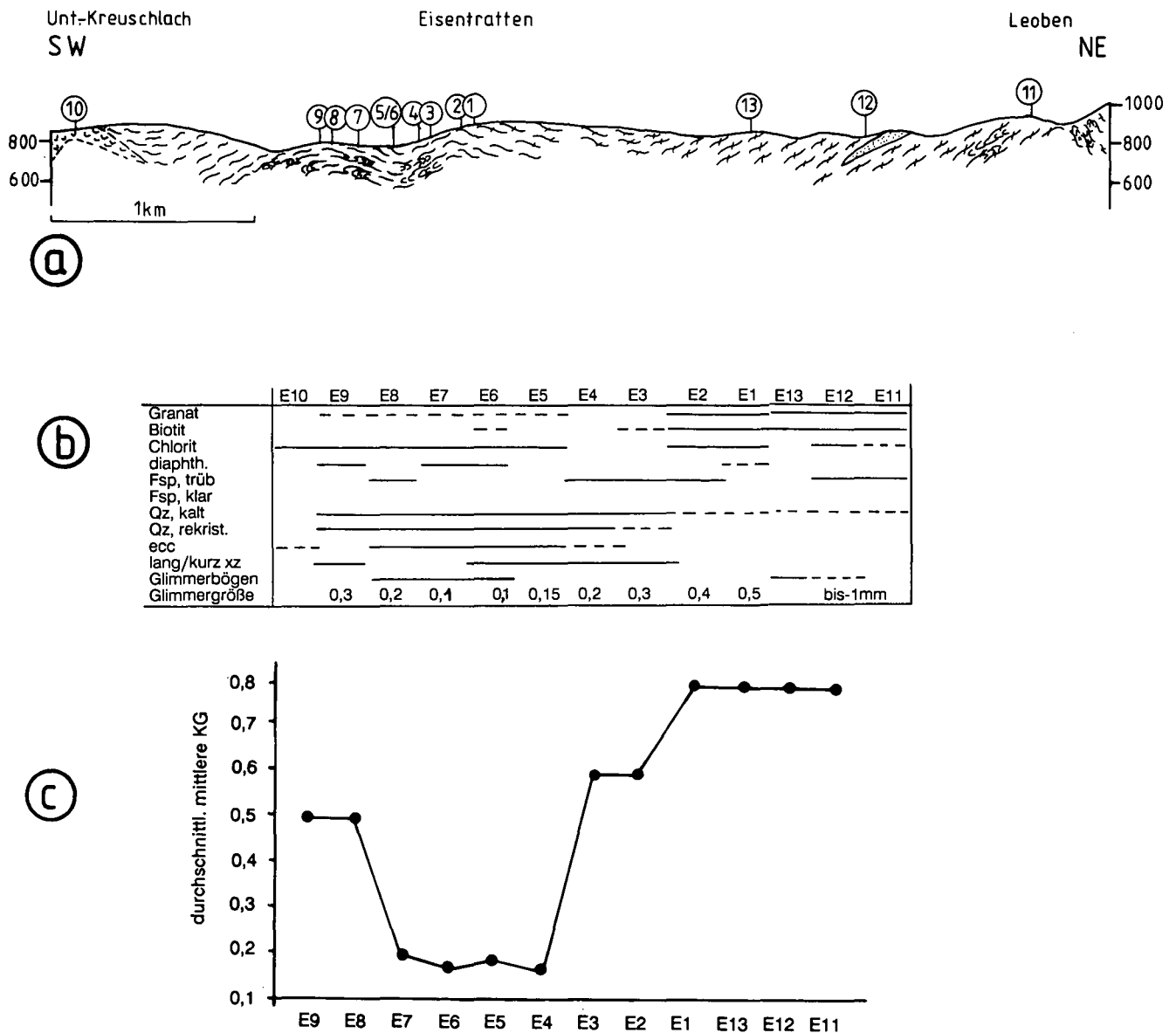


Abb. 11.

Profil 5: Eisentratten.

a) Geologisches Profil mit Probenahmepunkten.

b) Petrographisch-strukturelle Kennzeichen.

c) Durchschnittliche mittlere Matrixkorngröße (mm) im Schliff. Mit der drastischen Korngrößenverkleinerung im ostalpinen Kristallin zeichnet sich eine intrakristalline Scherbahn ab, die makroskopisch durch einen phyllitischen Habitus ausgezeichnet ist.

schlossen. Bei EXNER (1980a) werden die Gesteine in diaphthorische Quarzphyllite der Katschberg-Zone und ostalpines Kristallin unterteilt. SCHIMANA (1986) gliedert die Schiefer in die Priedröf Serie und die Radentheiner Serie. Mikroskopisch handelt es sich um unterschiedlich stark deformierte und verschieden stark retrograd metamorphe Glimmerschiefer. Alte Glimmerbögen sind reliktsch zwischen den neuen Schieferungsflächen erhalten geblieben und weisen neben den gefalteten Quarzkauern auf Mehrfachdeformation hin. Neben Gefügen der Kaltverformung von Quarz wie undulöse Auslöschung, Korngrenzenwanderung und Böhmsche Lamellen tritt in Lagen auch Rekristallisation auf. Die Feldspäte sind im Zuge der Kaltdeformation in ihrem Gitter zerknickt und randlich zugerundet. Aus Quarz- und Feldspatbruchstücken, die in einer feinschuppigen Matrix aus Chlorit und Serizit schwimmen, bauen sich die feinkörnigen Deformationszonen auf. Entlang dieser Zonen werden bevorzugt Eisenhydroxide und Fe-Mg-Karbonate angereichert. Mittels Röntgendiffraktometrie konnte hydrothermal gesproßter Kaolinit gefunden werden.

An kataklastischen Störungszonen ist eine Anreicherung von Feldspatklasten zu beobachten. Auch im Liesertal sind deutlich Spuren einer Knickband-Deformation erkennbar (Abb. 12d). Entlang des Profils nach Süden ist eine Zunahme von Granatrelikten und eine Zunahme der Glimmerkorngröße feststellbar (Abb. 13b). Eine Untertei-

lung in eine nördliche Priedröf Serie (mehrfach deformiert) und eine südliche Radentheiner Serie (einfach deformiert) im Sinne von SCHIMANA (1986) kann auf Grund der eigenen Indizien nicht nachvollzogen werden.

Zusammenfassung:

Dieser Profiltail beinhaltet eine Fortsetzung der Gefügeentwicklung von 4.4.1. Es handelt sich im Liesertal um ein einheitliches Profil mit Gefügen der Mehrfachdeformation, mit Feldspatklasten, Granatpseudomorphosen und -relikten. Im Südteil des Profils sind primäre Gefüge (Granat, Glimmerbögen etc.) besser erhalten. Eine Unterteilung in Priedröf und Radentheiner Serie nach SCHIMANA (1986) kann nicht bestätigt werden.

4.5. Profil 6: Radlgraben und Umgebung

Das Profil (Abb. 1) wurde am Maißbach in den Zentralgneisen (R14, R15) begonnen. An der Zlattingalm sind quarzbetonte Abfolgen in den Zentralgneisen eingelagert, die sowohl als aplitische Apophysen, als auch als Paraabfolge gedeutet werden können. Die Kartierung ergab als geologische Großstruktur eine enge bis isoklinale Faltung

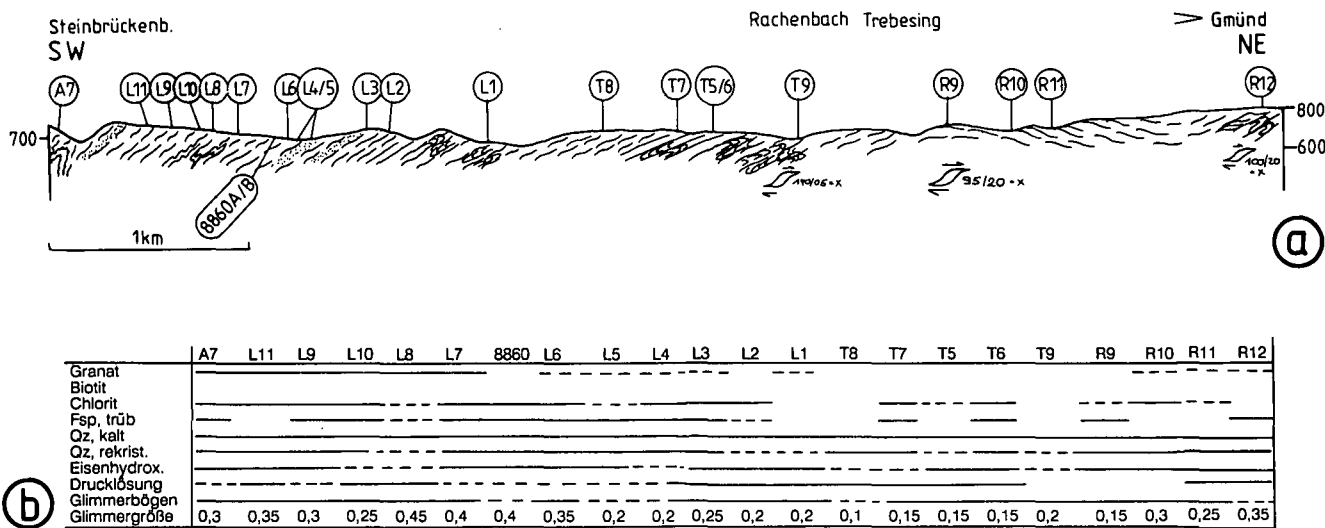
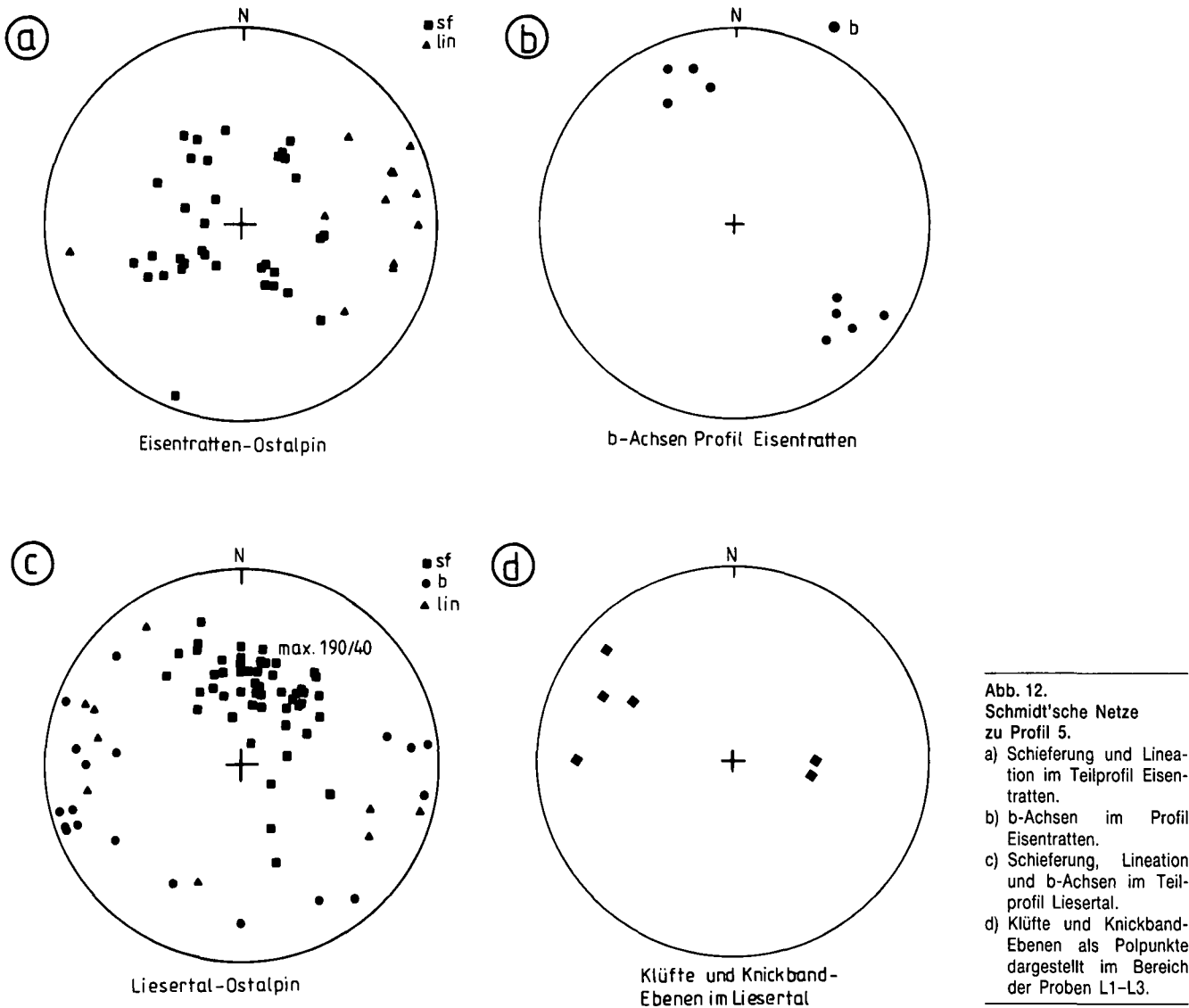


Abb. 13. Profil 5: Teilstück Gmünd - Steinbrückenbach.

a) Geologisches Profil und Probenahmepunkte.

b) Petrographisch-strukturelle Kennzeichen. Nähere Erläuterungen siehe Text.

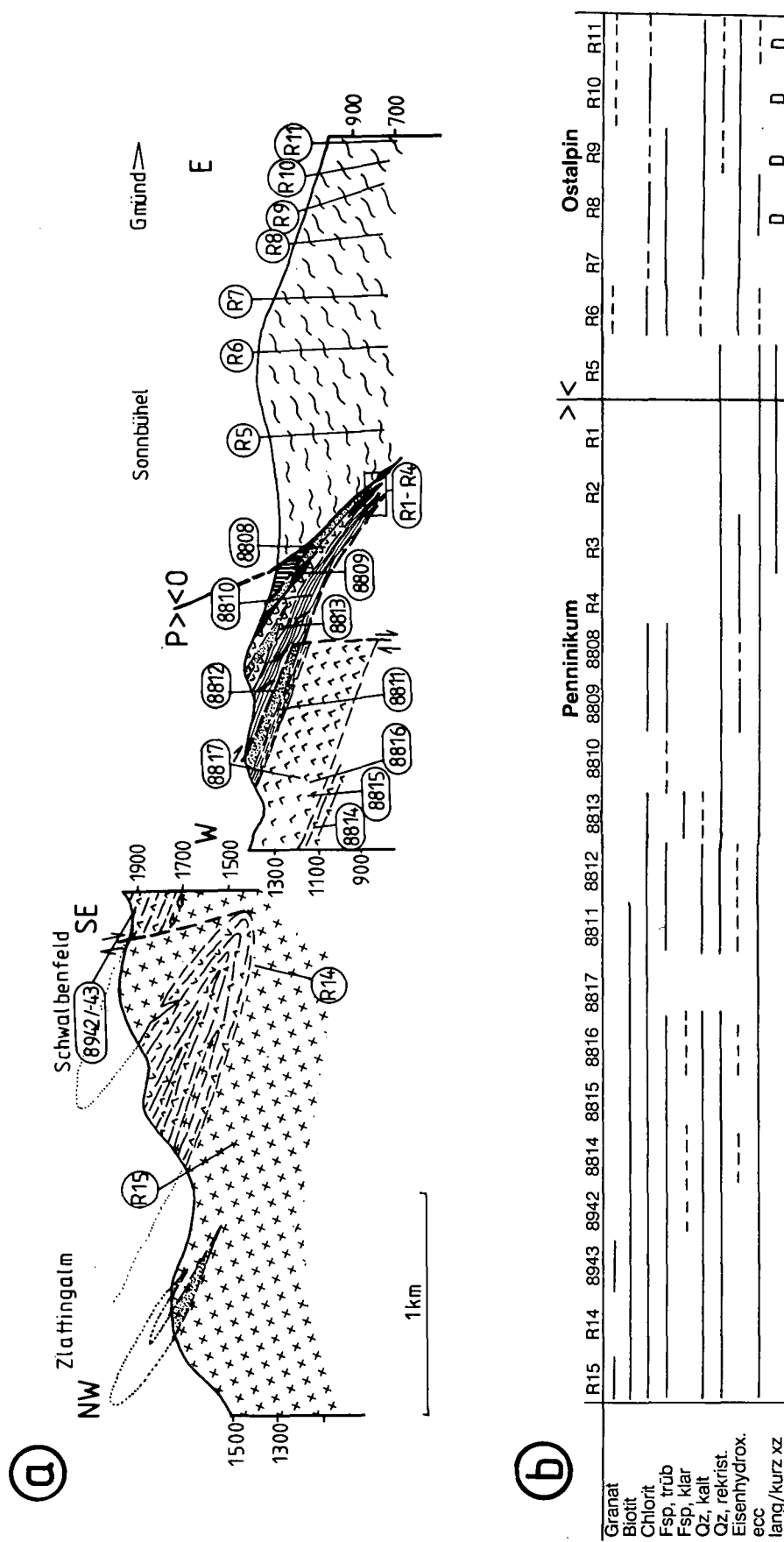


Abb. 14.
Profil 6: Radlgraben und Umgebung.
a) Geologisches Profil und Probenahmepunkte.
b) Petrographisch-strukturelle Kennzeichen. Nähere Erläuterungen siehe Text.

(Abb. 14a). Plagioklas zeigt erste Spuren einer Rekristallisation. Daneben konnten Deformationszwillinge von Plagioklas erkannt werden. Die rigiden Kalifeldspäte der Zentralgneise wurden kalt geknickt und zerbrochen.

Überlagert werden die Zentralgneise von Bändergneisen des Alten Daches. In diesen Gneisen wechsellagern Quarzite, Amphibolite und

dunkle Gneise miteinander. Auf einer Höhe von 2070 m, südwestlich der Zlattingalm konnte ein invers liegender Intrusionskontakt zwischen Zentralgneisen, Amphiboliten und Bändergneisen kartiert werden. Aus der lithologischen Sequenz und der geologischen Kartierung ergibt sich, daß es sich um den überkippten Schenkel einer engen, isoklinal gefalteten Mulde handelt (Abb. 14a). Im Schliffgefüge

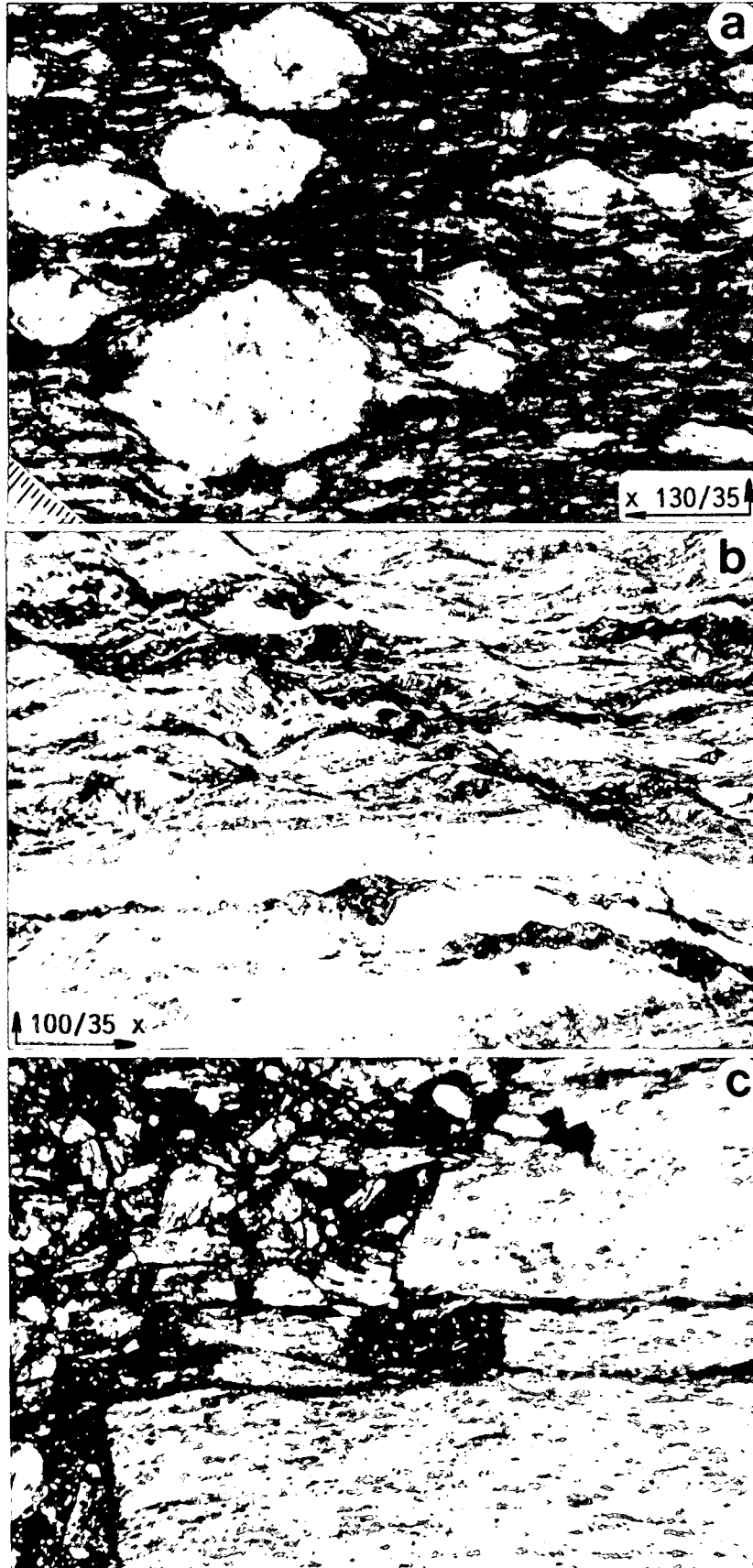


Abb. 15.

Deformationsgefüge im Radlgraben.

- a) Porphyrischer Granitgneis, Probe 8941 Gmeineck-Gipfel; Es ist deutlich das Überwiegen des symmetrischen Augengefüges erkennbar, in der Mitte rechts (1) befindet sich ein asymmetrisches Auge mit sinistralen Schersinn.
- b) Deformationsgefüge des quarzitisches Mylonites im Kontaktbereich Ostalpin-Penninikum, Brücke 815 m über die Radl, ca. 50 m bachaufwärts; Im Grenzmylonit ist ein ecc-Gefüge mit E- bis SE-Abschiebung erkennbar, dunkle Klasten Karbonatkomponenten, vermutlich aus dem Penninikum stammend.
- c) Der duktile Grenzmylonit wurde durch eine jüngere Deformation kataklatisch überprägt und mit einer sulfidischen Erzmatrix verkittet; Probe R2.

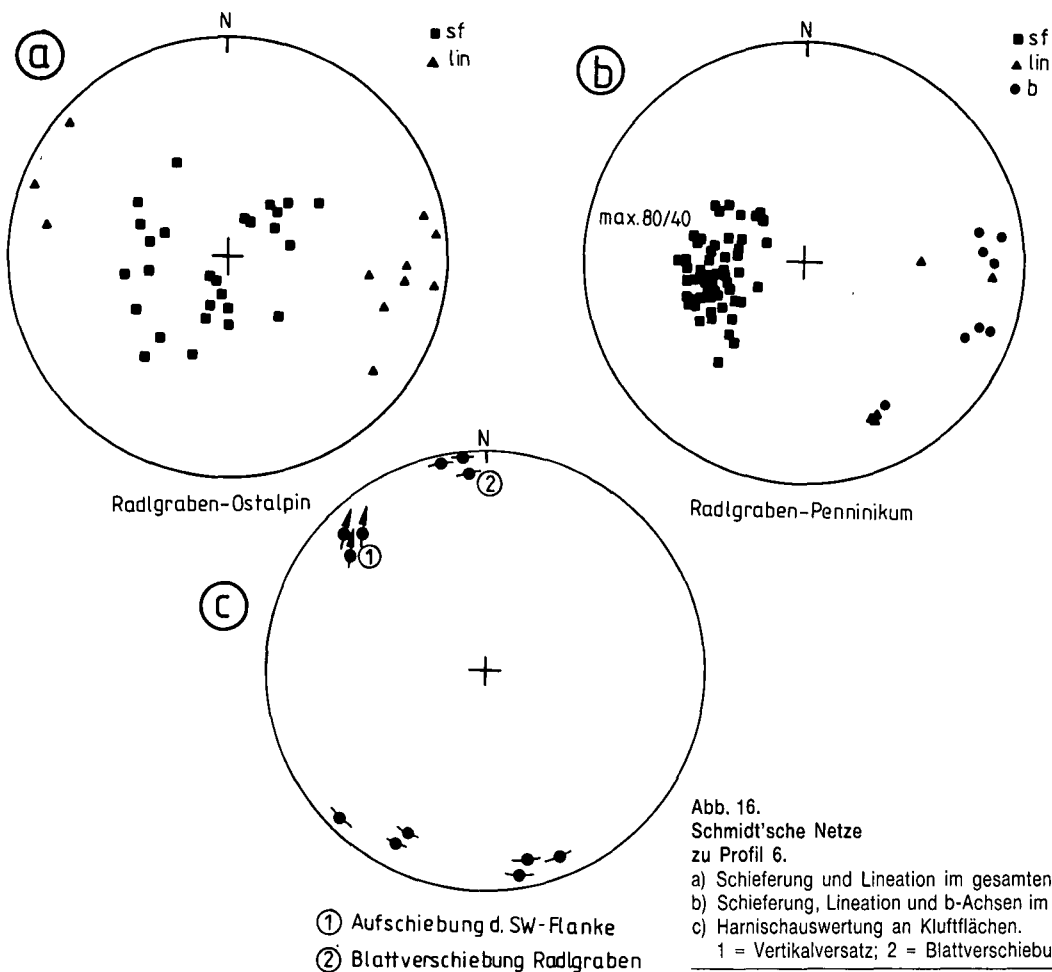


Abb. 16.
Schmidt'sche Netze
zu Profil 6.

a) Schieferung und Lineation im gesamten Ostalpin des Profils.
b) Schieferung, Lineation und b-Achsen im gesamten Penninikum des Profils.
c) Harnischauswertung an Klufflächen.
1 = Vertikalversatz; 2 = Blattverschiebung im Radlgraben

konnte eine beginnende Rekristallisation von Feldspat festgestellt werden. Auf Grund des idiomorphen Habitus der Granate innerhalb der Plagioklase (Albit) wird der Granat als alpidisch gesproßt interpretiert (vgl. 5.2.).

Die Zentralgneise des Schwalbenfeldes sind besonders in den Randbereichen durch die alpidische Deformation zu Augengneisen überprägt worden. Es kann eine Scherung mit Top nach Südosten abgeleitet werden (Abb. 15a). Der überwiegende Teil der Gesteine zeigt symmetrische Gefüge, die als Indizien einer coaxialen Verformung (Plättung) gewertet werden. Das Vorkommen von Schollenmigmatiten im Grenzbereich zum Alten Dach bestätigt einen primär magmatischen Kontakt zwischen beiden Einheiten. Die Zentralgneise des Schwalbenfeldes werden entsprechend der Serienabfolge von Altem Dach und Habach-Serie überlagert. Den Wandfuß der Stoder-Nordwand bilden die migmatischen Bändergneise des Alten Daches (Abb. 4b). Der Gipfel des Stoders wird aufgebaut aus Grobkornamphiboliten, Metagabbros, Hornblenditen und sauren Metavulkanitlagen. Der Verbindungskamm zwischen Gmeineck und Stoder ist durch mehrere spröde Brüche zerhackt. Aus der geologischen Kartierung kann auf eine Absenkung der Ostschollen geschlossen werden.

Das Profil wird auf der nördlichen Bachflanke an der Grenze Bändergneise gegen Habach-Serie fortgesetzt. Auf Grund der Satellitenbildauswertung (vgl. 7.2.), der geologischen Kartierung und megaskopischen Beobachtungen wird für den Radlgraben eine WNW-ESE-streichende Blattverschiebung mit vertikaler Versatzkomponente angenommen. Harnischauswertungen an kleineren begleitenden Störungen ergaben eine Hebung der SW-Flanke (bestimmt durch Riedel-Brüche nach HANCOCK, 1985) für den Radlgraben (Abb. 16c). Darüber hinaus konnte zusätzlich an einer Felswand an Hand von Megariedel-Flächen auf eine Hebung der Südwestflanke geschlossen werden. Die sinistrale Blattverschiebung ergibt sich aus der geologischen Kartierung (Anhang I).

Die Bändergneise des Alten Daches besitzen ein körniges Gefüge, das von ca. 5 mm großen Feldspäten verursacht wird. Zum Hangenden werden die Feldspatgneise von den Amphiboliten der Habach-Serie verdrängt und sind nur noch vereinzelt anzutreffen. Die Schieferung der Amphibolite wird von Aktinolithnadeln und Chlorit getra-

gen. Das Goldvorkommen im Radlgraben ist an stratiforme Quarzgänge innerhalb der Amphibolite (8816, 8817) gebunden. Es handelt sich dabei um sulfidische Vererzungen (Bleiglanz, Kupferkies und Pyrit), die dem Lagerstättentyp Schellgaden zugeordnet werden (TISCHLER & UČIK, 1979).

Die schwarzen Habachphyllite (8811) führen Feldspatporphyroklasten. Durch eine steilstehende, in etwa N-S-laufende Störung wird die Habach-Serie abgeschnitten. In den verformungsweicheeren Kalkglimmerschiefern konnte diese Störung nicht verfolgt werden (Anhang I).

In den Hängen oberhalb des ehemaligen Goldbergbaues ist eine bunte Abfolge von vermutlich permomesozoischen Gesteinen aufgeschlossen. Helle Albitblastengneise mit Quarziten lagern unmittelbar über den schwarzen Habachphylliten. Die darüber folgenden Kalkglimmerschiefer (8812) und Prasinite (8813) sind jeweils nur einige Zehnermeter mächtig. Am Kamm zum Bartelmann spaltet sich der Prasinit in zwei Lagen auf und wird von dünnen Quarzitbändern begleitet. Die einzelnen Horizonte sind sehr stark ausgedünnt und in dünne Späne zerlegt (Anhang I). Möglicherweise handelt es sich dabei um die ausgedünnten Schenkel von Isoklinalfalten. Die Flanken des Rabenwaldes werden zum überwiegenden Teil von Kalkglimmerschiefern (8808–8810) aufgebaut. Einzelne Dolomitgesteinslinsen und schwarze Kalkphyllitlagen sind neben dem mylonitischen Gefüge (Rekristallisation von Quarz und Calcit) ein Hinweis auf die intensive Deformation der Bündner Schiefer. Im Profil (Abb. 14a) fällt die geringe Mächtigkeit der mesozoischen Schieferhüllanteile auf.

Im Ebenwald ist ein größerer Serpentinitspan aufgeschlossen (Anhang I). Er wird im Liegenden von Quarziten mit blau-grünen Belägen (Cr- und Ni-Beimengungen in Kaolinit) begrenzt. Das Hangende bilden die ostalpinen Schiefer. Durch die schlechten Aufschlußverhältnisse ist jedoch der Kontakt Ostalpin-Serpentinitspan nicht dokumentiert. Die Liegendengrenze der Serpentinitspan kann auf Grund mylonitischer Quarzite als duktile Bewegungsbahn angesprochen werden. Generell fällt die straffe Einregelung der penninischen Abfolgen im Vergleich zum Ostalpin auf (Abb. 16a,b).

Im Radlgraben an der Brücke 815 m ist der Kontakt- bzw. der Übergangsbereich zwischen Penninikum und Ostalpin exemplarisch

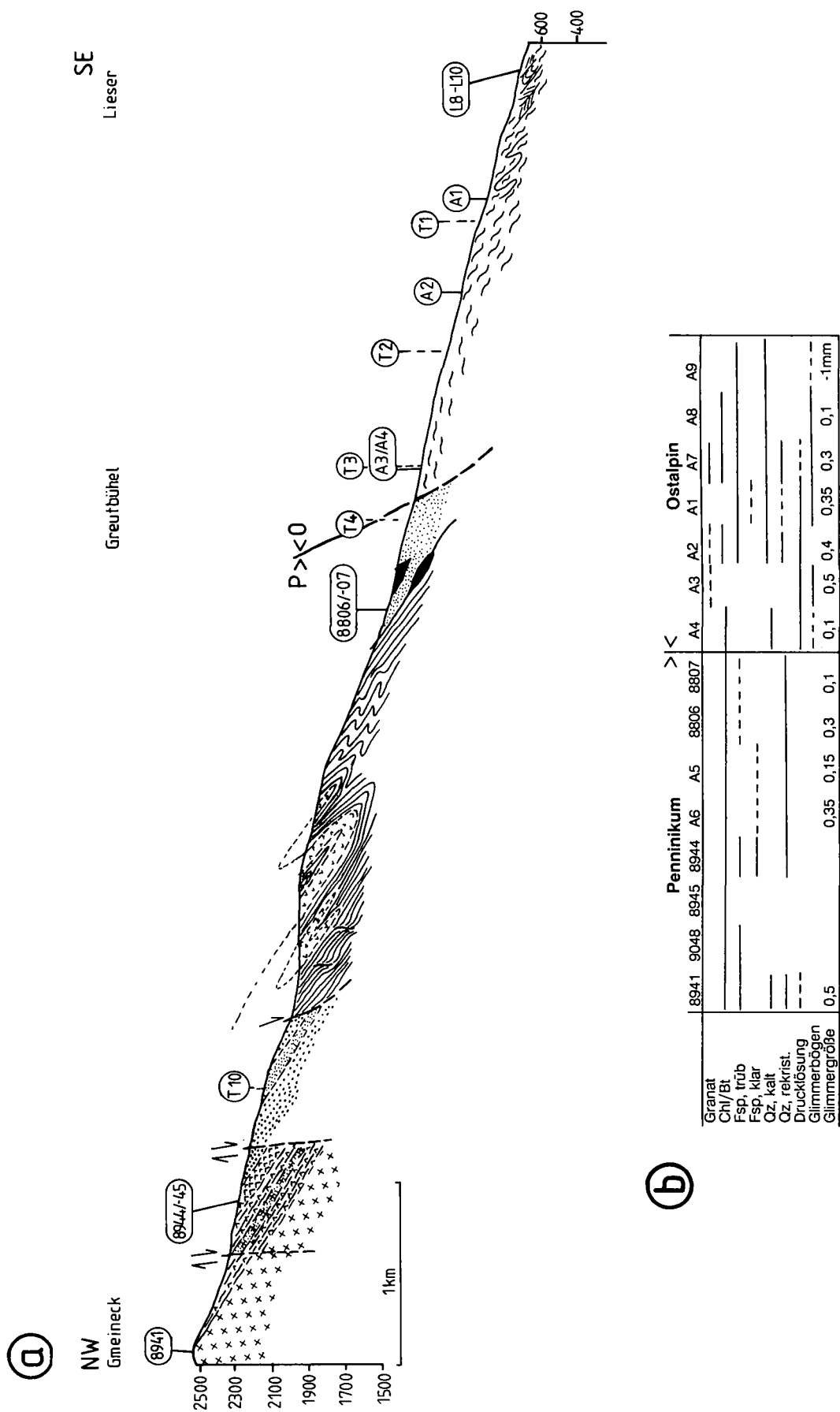


Abb. 17.
Profil 7: Rachenbach und Umgebung.
a) Geologisches Profil mit Probenahmepunkten.
b) Petrographisch-strukturelle Kennzeichen; nähere Erläuterungen siehe Text.

aufgeschlossen. Wie bereits erwähnt (vgl. Kapitel 3.2.), markiert die Kontaktzone zwischen Ostalpin und Penninikum ein quarzitischer Mylonit (Abb. 15b). Diese quarzitischen Schiefer (R1, R2, R5) führen z.T. blau-grüne Beläge (Cr und Ni zusammen mit Kaolinit 8818, laut Literatur auch Millerit, Fuchsit). Zwischen den mylonitischen Quarziten sind Schwarzschieferspäne und Kalkglimmerschiefer (R3, R4) eingeklemmt. Im Dünnschliff läßt der Mylonit ein extremes Bänderquarzgefüge erkennen. Das mylonitische Gefüge wird durchschnitten von einer Vielzahl von ecc's, die eine Scherung nach SE anzeigen (Abb. 15b). Die duktile Kontaktzone zwischen beiden Einheiten wird durch eine nachfolgende Deformation kataklastisch überprägt (Abb. 15c). Der zerbröckelte Mylonit wird schließlich mit einer sulfidischen Erzmatrix zementiert. Entlang dieser vorgeprägten Schwächezone kommt es zu Quellaustritten (Quelle im Radlgraben, Trebesinger Quelle ...), die neben Serpentinirelikten den Störungsbereich markieren.

Die ostalpinen Schiefer (R6–R12) außerhalb des Deformationsbereiches zeigen keine Besonderheiten. Die Raumlage der Schieferung ist unterschiedlich (Abb. 16b). Gefügerelikte sind in Form von Glimmerbögen, Feldspatporphyroklasten und Granatresten oder Granatpseudomorphosen erhalten. Schersinnanzeiger (ecc, rekristallisierte Druckschattenhöfe) sind undeutlich erkennbar und weisen auf eine Bewegung mit Top nach Südosten hin.

Zusammenfassung

Im westlichen Teil des Profils (Zentralgneise und Bändergneise des Altkristallins) ist eine amphibolitfazielle Metamorphose erreicht. Das Profil dokumentiert einen Intrusionsverband zwischen den Zentralgneisen und dem Alten Dach. Beide Einheiten sind eng bis isoklinal miteinander verfaltet. Die Abfolgen der jüngeren Schieferhülle liegen in diesem Profil in besonders ausgedünnter Form vor. Die Kontaktzone zwischen Penninikum und Ostalpin ist als Mylonit mit anschließender kataklastischer Überformung erhalten. Die penninischen Einheiten werden von nahezu N–S- und WNW–ESE-streichenden Störungssystemen zerlegt.

4.6. Profil 7: Gmeineck – Rachenbach

Das Profil (Abb. 1) beginnt am Gmeineckgipfel in Augengneisen (8941), die eine deutliche nach Südosten abtauchende (130/30) Mineralineation aufweisen (Abb. 18b). Die Plagioklase sind polysynthetisch verzwilligt. Oft konnten auch Druckzwillinge erkannt werden. Viele Feldspäte zeigen eine Polygonisation der großen Einzelkristalle und beginnende Rekristallisation. Im Gmeineckkar sind quarzreiche Gneise mit dünnen Augengneislagen anzutreffen, ähnlich der Situation an der Zlattingalm (Profil 6, Kapitel 4.5.). Östlich des Gmeineckgipfels wird der Zentralgneis von den Feldspat- bzw. Epidotgneisen des Altkristallins überlagert. Der Übergang vom Altkristallin des Penninikums zur Habach-Serie spielt sich in einer Zone von ca. 200 m Mächtigkeit ab und kann nicht als scharfe Grenze erfaßt werden. Zwischen den Feldspatgneisen sind grobkörnige Epidotgneise (8944) mit Amphibol, Epidot und Plagioklas in die altkristallinen Gneise eingeschaltet.

Am Ostkamm zwischen Gmeineck und Stoder wird das Altkristallin und die Habach-Serie durch mehrere saigere, NNE–SSW-streichende Störungen versetzt (Abb. 17a). Die Störungen haben auf Grund der Kartierung einen abschiebenden Charakter mit Senkung für die jeweiligen Ostflanken.

Der Stoder und im beschränkten Umfang seine Kämmen werden von Amphiboliten, Prasiniten und mafischen Magmatiten mit zwischengelagerten Metavulkaniten (8940) aufgebaut. Vereinzelt sind grobe Hornblendefelse (8945) mit zonierten Amphibolen zu finden.

Überlagert wird die Habach-Serie von der Gesteinen der Wustkogel-Serie (Quarzite und Albitblastengneise). Am Verbindungsgrat zwischen Stoder und Steinkopf ist ein dünner Amphibolithhorizont in der Wustkogel-Serie eingeschaltet. Ebenso konnte eine Marmorlage gefunden werden (Anhang I). Es könnte sich dabei sowohl um isoklinale Einfaltungen, als auch um Scherspäne handeln. Die Quarzite der Wustkogel-Serie sind in diesem Bereich gekennzeichnet durch mehrere Zentimeter große Turmalinstengel, die von nachfolgenden Deformationen zerrissen, jedoch nicht eingeregelt wurden.

Die Bündner Schiefer (Kalkglimmerschiefer und Prasinite) werden von den liegenden Abfolgen durch eine relativ steilstehende (ca. 150/50) Abschiebung getrennt. Diese Störung ergibt sich bei der Konstruktion der abgedeckten geologischen Karte (Abb. 30). Am Stein-

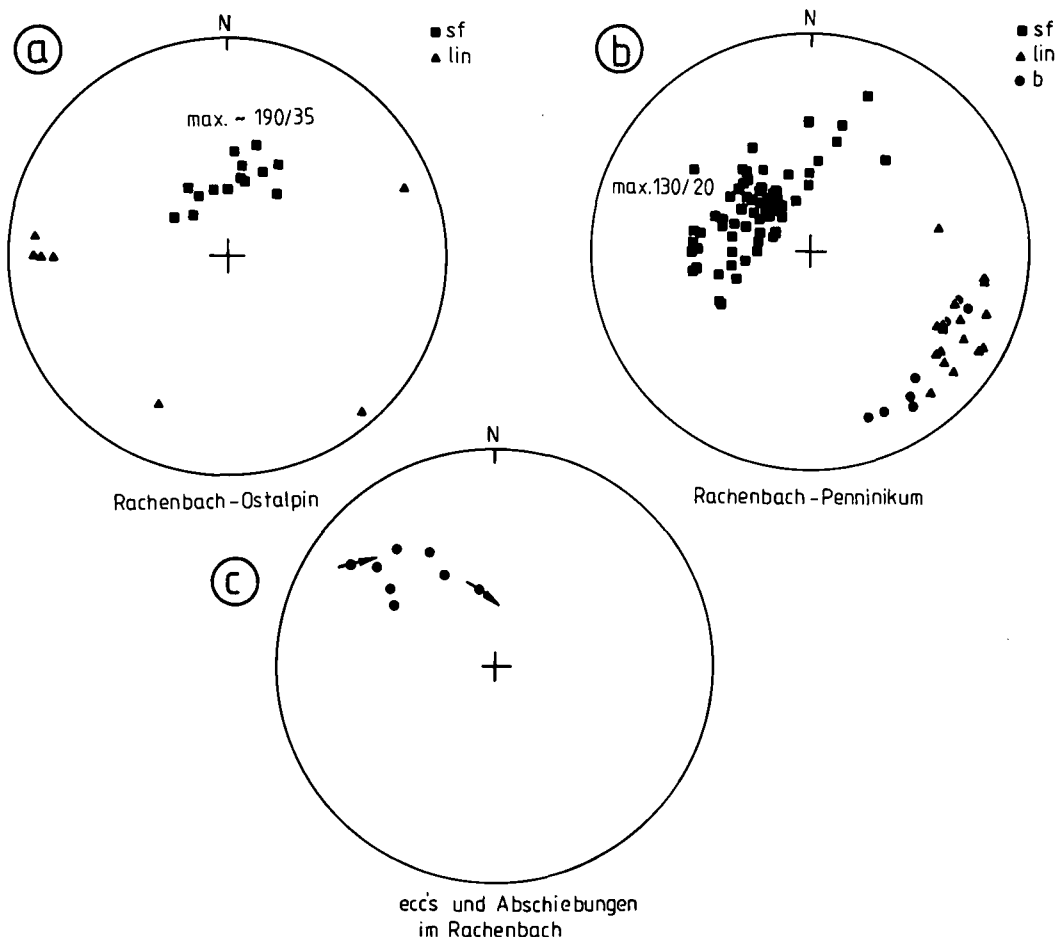


Abb. 18.
Schmidt'sche Netze
zu Profil 7.
a) Schieferung und Lineation im Ostalpin.
b) Schieferung, Lineation und b-Achsen im Penninikum.
c) ecc's und Abschiebungen aus dem Penninikum und Ostalpin.

kopfgrat wechsellagern die Kalkglimmerschiefer (A6) und Prasinite (A5) eng miteinander. Diese Abfolge wird als intensive isoklinale Faltung gedeutet. Hinweise dafür liefern isoklinal gefaltete Quarzbänder in monotoneren Abschnitten.

Mylonitische Quarzite (8806/07, T4) vergesellschaftet mit stark brecciierten Dolomitspänen beenden die penninische Abfolge. Sie bilden die Deformationszone zwischen dem ostalpinen Kristallin und dem Penninikum. Die Quarzite sind intensiv duktil deformiert mit Scherbandgefügen (Abb. 18c), die auf eine Scherung mit Top nach Südosten hinweisen.

Die angrenzenden ostalpinen Schiefer haben zum Teil ein stark welliges Aussehen (A8). Das Streichen der ostalpinen Serien weicht deutlich vom Penninikum ab (Abb. 18a). Das Korngefüge mancher Schiefer ist geprägt von statisch rekristallisierten Quarzen, die zum Teil nachfolgend deformiert wurden und undulöse Auslöschung zeigen (A3, A4, A8, T1). Als Relikte der Glimmerschiefer und Gneise konnten große Feldspäte, große deformierte Glimmer und Granatpseudomorphosen identifiziert werden (T2, T3) (vgl. Kapitel 8.3). Bereiche mit deutlich erkennbaren Deformationsgefügen wie dynamische Rekristallisation, lenticuläre Schieferungsflächen und kataklastischer wie duktiler Kornverkleinerung können innerhalb des Kristallins auftreten (A2) (vgl. 8.3.). Generell läßt sich feststellen, daß mit der Entfernung von der Kontaktzone Ostalpin-Penninikum zunehmend Minerale und Gefüge des deformierten Ausgangsgesteines (Glimmerschiefer und Gneise) erhalten sind (Abb. 17b). Es läßt sich somit eine Entwicklungsreihe von Glimmerschiefern, diaphthoritischen Glimmerschiefern zu Quarzphylliten oder mylonitischen Schiefern erkennen. Entgegen den Erläuterungen von EXNER (1980a:390) konnten im Bereich Altersberg keine Schiefer gefunden werden, für die „das Fehlen von Relikten nach Glimmerschiefer oder Gneis“ zuträfe. Somit fehlen auch in diesem Profil die Hinweise für die eigenständige stratigraphische und tektonische Einheit der Katschberg-Quarzphyllite.

Zusammenfassung

Dieses Profil bestätigt die Existenz nahezu N-S-streichender, steil bis saiger einfallender Bruchsysteme. Die Bündner Schiefer werden durch eine mäßig steile Abschiebung von den liegenden Abfolgen abgeschnitten. Eine enge Wechselagerung der Kalkglimmerschiefer und Prasinite kann durch eine isoklinale Faltung im Zuge einer duktilen Deformation

erklärt werden. In den ostalpinen Schiefern läßt sich eine Entwicklungsreihe von den Glimmerschiefern hin zu den mylonitischen Schiefern nachvollziehen. Durch Überlagerung von dynamischer Rekristallisation von Quarz, mechanische Deformation von Feldspat und Quarz, sowie durch Drucklösung, werden die alten Gefüge bis zu ihrer Unkenntlichkeit verwischt.

4.7. Profil 8: Hühnersberg – Steinbrückenbach

Das Profil (Abb. 1) wurde in den Amphiboliten der Habach-Serie südlich der Kohlmarhütte begonnen. Es handelt sich dabei um Granatamphibolite (H10) mit Pyrit und/oder Kupferkies. Mitvergesellschaftet sind Metavulkanitlagen (Bänderung) (vgl. Kapitel 3.1.2.2.). Der Granat wird auf Grund von retrograden Umwandlungen, kataklastischer Deformation und Druckschattenhöfen als präalpisch angesprochen (vgl. 5.2.). Überlagert werden die Amphibolite von einer dünnen Lage Albitblastengneise.

Darüber folgen massige Kalkglimmerschieferfelsen (H11) mit isoklinal gefalteten Quarzbändern und ecc-Gefügen, die auf eine Scherung mit Top nach Südosten hinweisen. Die Prasinite (H12) sind durch eine enge Wechselagerung mit Kalkglimmerschiefern, dunklen Phylliten, Serizit-Chloritschiefern und weiße Kalkmarmorlagen gekennzeichnet. Zusätzlich sind dolomitische Scherspane eingeklemmt. Das Gefüge ist eng von ecc-Gefüge (115/60, LinMin 80/50) (Abb. 20c) zerschnitten. Die Phacoide weisen auf Grund ihrer asymmetrischen Form auf eine Scherung mit Top nach Südosten.

Das Profil knickt im Bereich des Kolmrückens nach Südwesten ab. In einem Sackungsbereich auf ca. 1300 m am Kolmrücken sind kataklastisch überprägte Kalkglimmerschiefer, Prasinite und Quarzite anzutreffen.

Das Penninikum fällt im Bereich des Liesertales mittelsteil nach Ost bis Südost ein (Abb. 20b). Im Bereich des Kolmrückens dreht die Schieferung von einem NE-SW-Streichen mit Südost-Einfallen auf ein W-E-Streichen mit Süd-Einfallen (Abb. 20d). Die Schieferung wird dabei langsam in eine steilere Raumlage einrotiert.

Am Hühnersberg verläuft die Grenze Penninikum-Ostalpin entlang der Fahrstraße von Edling zum Kolmwirt auf 860–900 m. Es handelt sich dabei um eine wellige, in sich verbogene Fläche, entlang der abwechselnd Kalkglimmerschiefer (8946), Dolomitspäne und kristalline Schiefer (H9A) angeschnitten sind. Die Abfolgen haben in diesem Be-

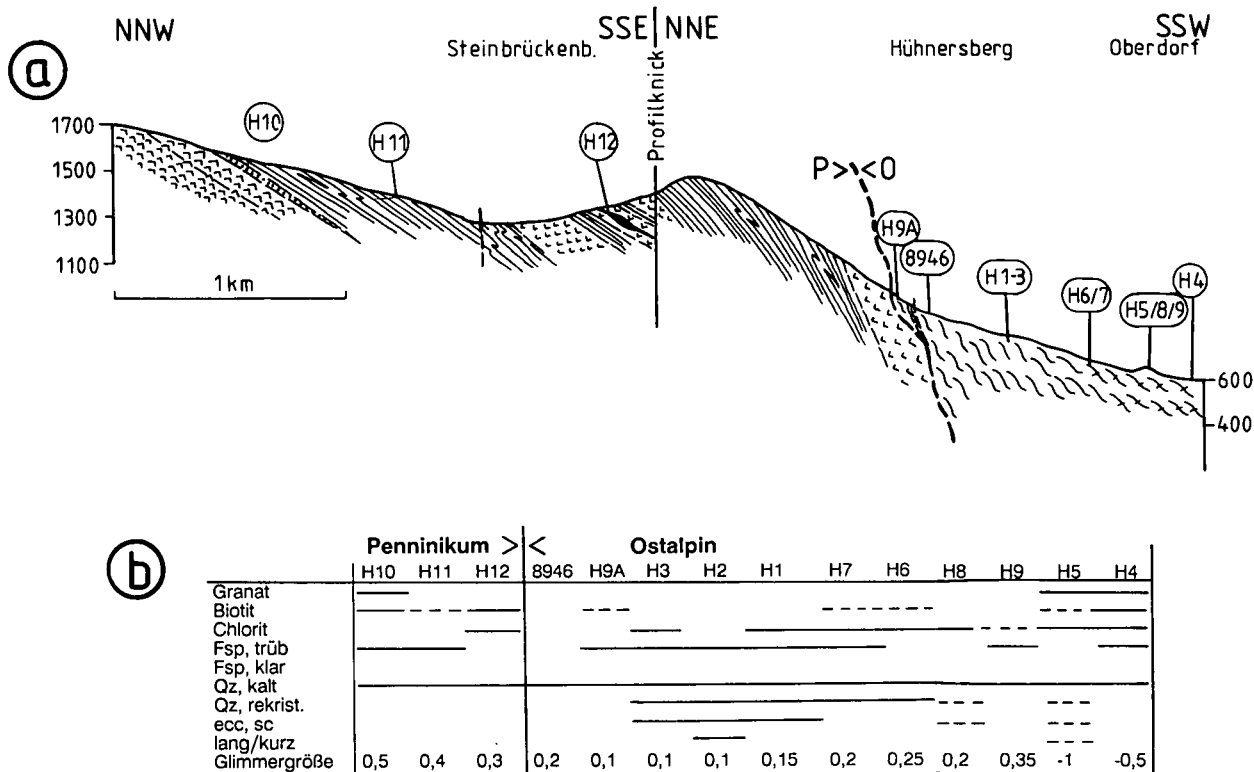
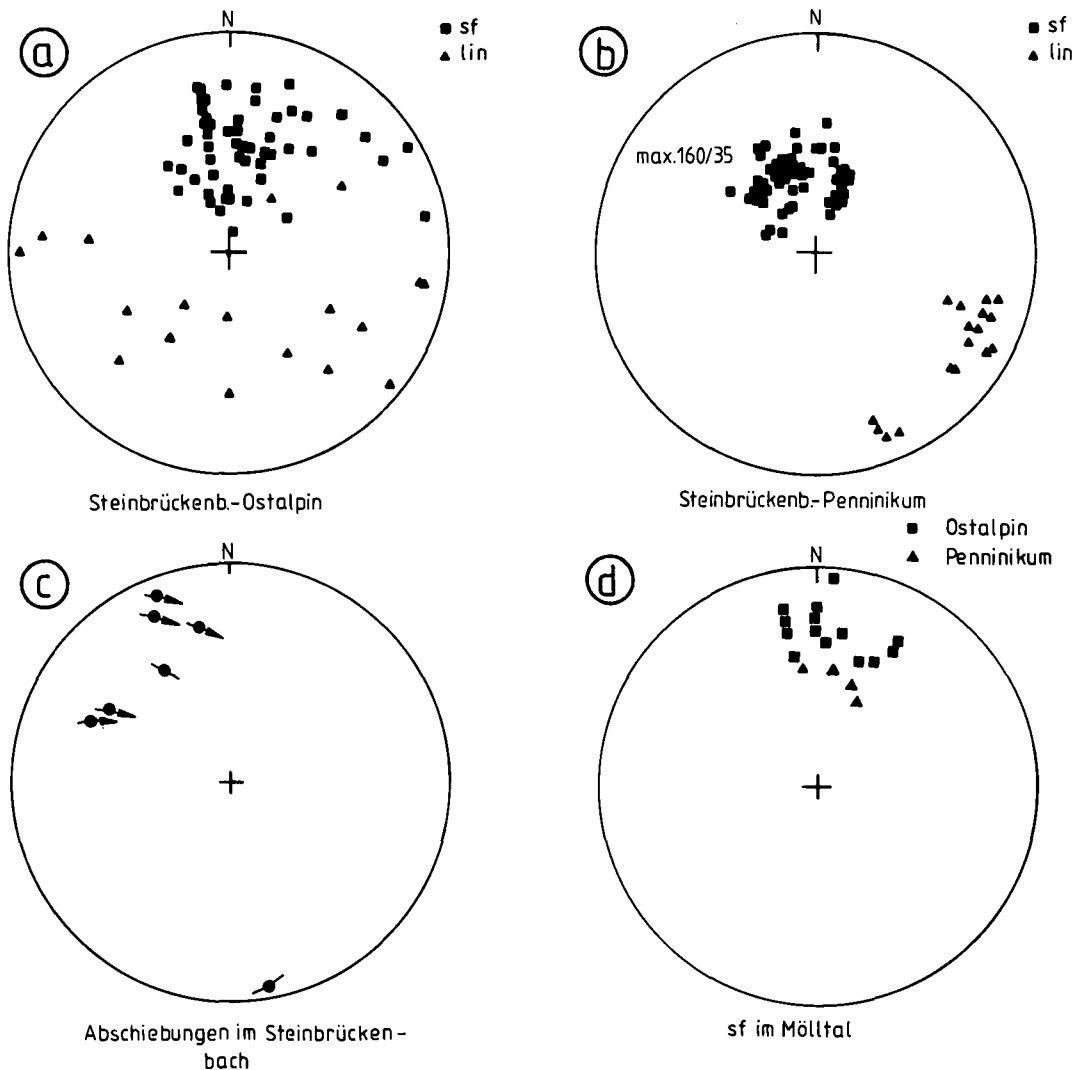


Abb. 19.

Profil 8: Steinbrückenbach, Hühnersberg, Mölital.

a) Geologisches Profil.

b) Petrographisch-strukturelle Kennzeichen; nähere Erläuterungen siehe Text.



reich eine durchschnittliche Raumlage der Schieferung von 200/65. EXNER (1984) weist besonders entlang der Fahrstraße zum Kolm auf prograd metamorphe Tonschiefer (Katschbergschiefer) hin. Die Mikroskopie erbrachte keine signifikanten Unterschiede zur Umgebung. Auch konnten keinerlei Indizien für eine entscheidende Korngrößenverkleinerung, ähnlich dem Katschberg, gefunden werden.

Die Glimmerschiefer des ostalpinen Kristallins zeigen häufig ein diaphthoritisches Gefüge nach Granat-Glimmerschiefer. Relikte einer vorangegangenen Schieferung sind in allen Schriffen in Form von Polygonbögen und Fischgrätenmustern erkennbar. Lagen mit einem statisch rekristallisierten Quarzpflaster sind vereinzelt eingeschaltet (H7, H1). Bei Annäherung an die Grenze Penninikum/Ostalpin ist eine Kornverkleinerung der Quarze und Heliglimmer erkennbar (Abb. 19b). Deformationshärtere Komponenten wie Dolomit und Feldspat erfuh-

ren eine mechanische Kornverkleinerung (8946, H9A). Die Deformationsgefüge weisen auf eine Temperatur im Grenzbereich spröde-duktil (250–300°C) hin.

Zusammenfassung

Das Gefüge und der Mineralbestand der ostalpinen Schiefer dienten als wichtige Ergänzung und Vergleichsbasis für das Profil 5 im Liesertal. Die von EXNER (1984) beschriebenen Katschberg-Quarzphyllite entlang der Straße zum Kolmwirt haben eine besonders genaue Betrachtung erfahren. Es konnten keine Hinweise für die Existenz prograd metamorpher Schiefer gefunden werden. Es handelt sich dabei lediglich um Kalkglimmerschiefer, die innig mit Glimmerschiefern des Ostalpins verfaltet sind.

5. EDX-Analytik

5.1. Methodik

Die Mineral-Analytik erfolgte an einem CamScan4 Rasterelektronenmikroskop mit einem Rückstreuелеktronendetektor und einem energiedispersiven Zusatz der Firma EDAX. Diese Analyseneinrichtung setzt sich zusammen aus: Detektor-Einheit mit Verstärker (ECON IV), Analog-Digital-Wandler, Vielkanalanalysator, Rechner LSI-11/2 mit Zubehör, Betriebssystem RT 11, Sy-

stem Software 9100/65 der Firma EDAX zur Berechnung der Elementgehalte aus den Einzelintensitäten. Mit diesem System ist eine simultane Analyse aller vorhandenen Elemente ab der Ordnungszahl 11 möglich. Die Analysen wurden mit folgenden Parametern erstellt: Beschleunigungsspannung 20 KeV, Arbeitsabstand 35 mm, Auflösung 141–144 eV, Analysenzeit 100 Livesek., mittlere Blende, Zählrate ca. 2000 cps, Probe 20° zum Detektor gekippt, Abnahmewinkel 45,7°.

5.2. Granat-Analytik

An 15 Dünnschliffen von penninischen und ostalpinen Gesteinen wurden 41 Granate mit 195 Analysenpunkten untersucht (vgl. Anhang). Es wurden von jedem makroskopisch unterscheidbaren Granat-Typ detaillierte Profilanalysen angefertigt. Durchschnittlich wurden innerhalb eines Granatkorns 5 Analysenpunkte angefahren. Einzelne Granate erfuhren eine wesentlich detailliertere Untersuchung mit bis zu 10 und mehr Analysenpunkten. Lagen die Granate in sehr zerstückelter Form vor, mußte ich mich oft mit einer Punktanalyse pro Bruchstück begnügen.

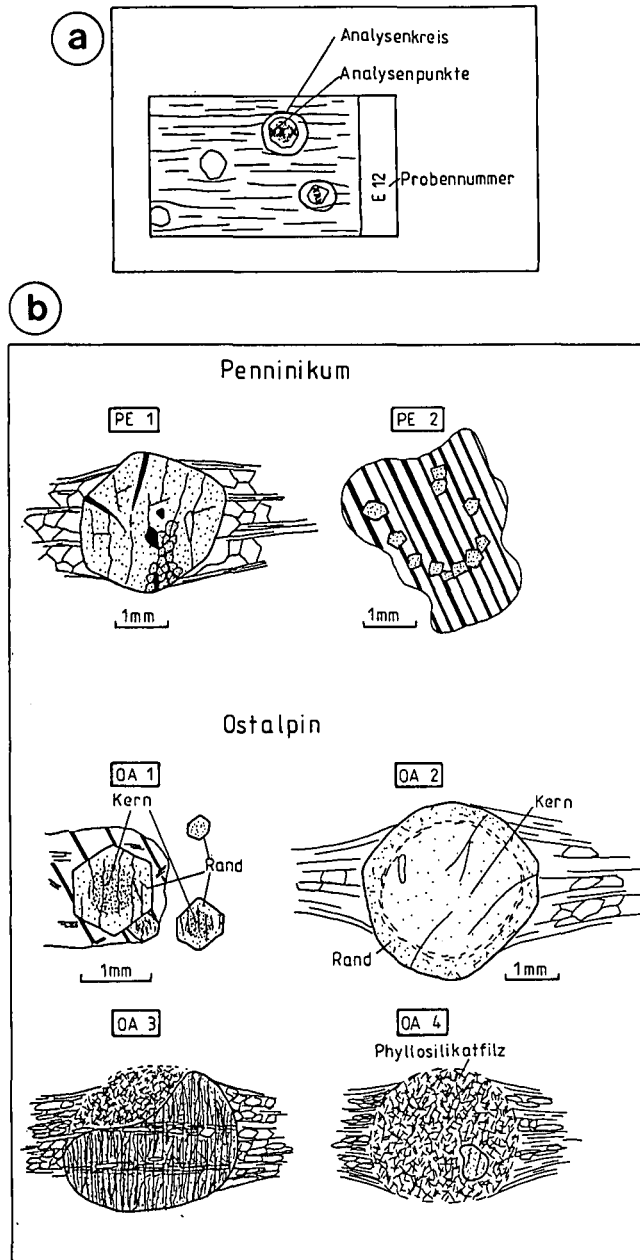


Abb. 21.

Nomenklatur.

a) Nomenklatorsystem der Analysen, am Beispiel E1213.

b) Nomenklatur der mikroskopisch unterscheidbaren Granate im Penninikum und Ostalpin.

Typ = unterscheidbare Granatart (Form, Zonarbau, Zersatz ...). Zusätzlich unterschieden werden Kern und Rand (= Anwachssaum). Nähere Erläuterungen siehe Text.

Die Nomenklatur erfolgte nach folgendem Schema (Abb. 21a), z.B. E1214:

E12 = Probennummer bzw. Schliffnummer

1 = Erster Analysenbereich auf dem Schliff

4 = Vierter Analysenpunkt im ersten Analysenbereich

Makroskopisch unterscheidbare Granatarten werden als Typ bezeichnet. Ein Granat-Typ kann einen Zonarbau aufweisen.

5.2.1. Mikroskopische Kennzeichen der Granate

Penninikum

Granat tritt in den Zentralgneisen, dem penninischen Altkristallin bzw. der Habach-Serie (Metavulkanite und Granatamphibolite) auf. Es können zwei Granat-Typen unterschieden werden (Abb. 21b):

PE 1: Die Granate sind 1–5 mm groß, zum Teil zerbrochen und mit Chlorit zwischen den Bruchstücken verheilt. Interngefüge oder Zonarbau konnten optisch nicht festgestellt werden. Neben den Granatkristallen sind rekristallisierte Druckschattenhöfe erkennbar, daher dürfte der Granat synkinematisch gewachsen sein. Eine jüngere Deformation führte zur Kataklyse von Granat und der retrograden Überprägung. Der Granat ist daher vermutlich variszisch gesproßt.

Gefunden in den Proben: H10 Amphibolit, KA13 Habachphyllit, 8940 Metavulkanit.

PE 2: Die Granate sind klein (~1 mm) und von idiomorph-hypidiomorpher Gestalt. Sie sind häufig in retrograd umkristallisierten Plagioklasen zu finden, aber auch zwischen anderen Mineralgemengteilen. Eine optische Zonierung konnte nicht festgestellt werden. Dieser Granat-Typ wurde vorwiegend in Zentralgneisen gefunden (Abb. 22a). Zudem fand die Kristallisation des Granates vorwiegend innerhalb von Plagioklasen statt, daher dürfte der Granat vermutlich bei der retrograden alpidischen Metamorphose gesproßt sein, durch den Zerfall von Anreicherung Plagioklas (vgl. Kapitel 5.3.4., 6.1.). Eine randliche Chloritisierung fehlt zumeist.

Gefunden in den Proben: R15, M20, M21 Zentralgneise, 8943.

Weitere Ausführungen zu Zusammensetzung, Aufbau und Blastese der „penninischen Granate“ finden sich bei DROOP (1981), SELVERSTONE (1985), SPEAR & SELVERSTONE (1983).

Ostalpin

Granat-Glimmerschiefer und alle Gesteine, die durch Deformation aus Granat-Glimmerschiefer hervorgegangen sind, führen Granat oder Granatrelikte. Vier verschiedene Granat-Typen können unterschieden werden (Abb. 21b):

OA 1: Kleiner Granat: Die durchschnittliche Größe beträgt 0,2–1 mm. Der Granat ist unterschiedlich stark von Rissen durchzogen. Die Kornform ist überwiegend idiomorph. Optisch ist ein Zonarbau aus einschlußreichem Kern (kein geordnetes S_1) und klarem Randbereich zu beobachten. Das Gefüge ist grano-lepidoblastisch. Granat kann in der Grundmasse, aber auch innerhalb von Plagioklasrelikten gefunden werden. Es lassen sich also zwei Granatgenerationen unterscheiden.

Gefunden in den Proben: E11, E12, E2, 8845.

OA 2: Großer Granat: Die Größe beträgt durchschnittlich ca. 2–5 mm. Der Kernbereich wird durch einen Pigmentsaum vom Randbereich getrennt. Der Granat wird von rekristallisierten Druckschattenhöfen umgeben. Dieser Granat-Typ kann vereinzelt von Rissen durchzogen sein und randlich erste Diaphthoresen zeigen.

Gefunden in den Proben: E13, E1.

OA 3: Großer Granat, diaphthoritisch: Die durchschnittliche Größe beträgt ca. 2 mm. Manche dieser Granate zeigen ein geordnetes (z.B. Spirale, Kreisbögen ...) Interngefüge. Ein Zonarbau ist nicht zu erkennen. Dies liegt entweder an einem primären Fehlen desselben, oder an einer Zerstörung durch fortge-



Abb. 22.

Gegenüberstellung der unterschiedlichen Granattypen.

- a) Idiomorpher Granat, in Plagioklas (= Albit) gesproßt unter retrograden Metamorphosebedingungen. Es handelt sich um Granat-Typ PE 2.
Probe M20, Zentralgneis.
- b) Kataklastisch deformierter, leicht diaphthoritisch umgewandelter Granat wird in die Schieferung eingeregelt. Es handelt sich um Granat-Typ OA 3.
Probe 8841, Glimmerschiefer am Krainberg.
- c) Granatformrelikte das durch Serizit, Chlorit und Eisenhydroxid pseudomorph ersetzt ist. Granat-Typ OA 4.
Probe R12, quarzreiche Glimmerschiefer.

schriftene Diaphthorese. Die ehemaligen Druckschattenhöfe sind rekristallisiert (Abb. 22b).

Gefunden in den Proben: H4, L9, 8841, 8858, L11, 8846–48, KA6, KA7, M2, M3.

OA 4: Pseudomorphosen: Es handelt sich dabei um bis zu mm-große Granate. Im vollkommen zersetzten Zustand sind keine Granatrelikte mehr zu identifizieren (Abb. 22c). Manchmal sind noch kleinere Granatbruchstücke innerhalb eines Filzes aus Chlorit, Serizit und Eisenhydroxid erkennbar. Durch kataklasti-

sche Deformation kann Granat auch in die Schieferung eingeregelt werden. Die Granat-Typen OA 3 und OA 4 gehen fließend ineinander über (Abb. 22b).

Gefunden in den Proben: E5–E7, L1, L4, L5, L7, L8, L10, R10, A7.

Weitere Ausführungen zu Zusammensetzung, Aufbau und Blastese der ostalpinen Granaten finden sich bei SCHIMANA (1986) und THEINER (1987).

Zusammenfassung

Granat im Penninikum:

- Vermutlich voralpidischer Granat mit rekristallisierten Druckschattenhöfen.
- Granat gesproßt in Plagioklasen, vermutlich alpidischen Alters.

Granat im Ostalpin:

- Zonar gebauter Granat, Kern voralpidisch.
- Anwachssäume und kleiner Granat meist alpidisch gesproßt (SCHIMANA 1986).
- Granat im Zustand unterschiedlich starker Zersetzung.

5.2.2. EDX-Analysenergebnisse

Die Auswertung der Analysenergebnisse beruht auf folgenden Grundlagen: Nach HOLLISTER (1966) läßt sich eine glockenförmige Mn-Verteilung durch den bevorzugten Einbau des Mn in die Granatstruktur erklärt. Das bedeutet: Mn reichert sich bei der Blastese im Kern des Granates an, wodurch seine Umgebung an Mn verarmt. Den Randbereichen steht dadurch nur noch weniger Mangan zur Verfügung. Ist jedoch das verbleibende Mn-Angebot zu groß für den Einbau in Biotit, wird auch dieser Mn-Anteil im Granat eingebaut.

Eine progressive Metamorphose bei der Blastese von Granat ist gekennzeichnet durch ein vom Kern zum Rand ansteigendes Mg/Fe-Verhältnis. Darüber hinaus läßt sich die Kristallisation reiner Endglieder in folgende Reihung stellen:

$$T_{\text{Pyrop}} > T_{\text{Almandin}} > T_{\text{Spessartin}}$$

Nach CRAWFORD (1977) entwickelt sich eine Calcium-Zonierung, wenn ein Granat-Plagioklas-Gleichgewicht besteht. Diese Zonierung ist unabhängig von den Mechanismen, die zur Zonierung von Mn, Fe und Mg führen. Anorthitreicher Plagioklas gibt unter retrograden Bedingungen sein Ca ab. Granat baut dieses ein. Andererseits ist der Calcium-Austausch auch druckabhängig (GHENT & STOUT, 1981). Mit dem Einbau von Ca geht ein Wechsel des Al von der 6-er Koordination zur 4-er Koordination und von Fe bzw. Mg von der 8-er Koordination auf die 6-er Koordination einher. Diese Veränderungen in den Gitterpositionen führen zu Volumensveränderungen. Ansteigender Druck und niedrigere Temperaturen führen zum Calcium-Einbau im Granat.

Generell wird die Elementzonierung mit steigender Metamorphose schwächer. Höhere Temperaturen (Amphibolit-Fazies) können zu einer Homogenisierung des Zonarbaus führen (ACKERMAN & MORTEANI, 1976).

Da programmbedingt nur entweder Fe²⁺ oder nur Fe³⁺ für die Granatformel berechnet werden kann, wurde auf Grund des deutlichen Almandingehaltes das gesamte Eisen als Fe²⁺ berechnet. Es wurde damit der Almandin-Grossular-Pyrop-Mischkristallreihe der Vorzug gegeben.

Penninikum

Zu PE 1: Analytierte Probe: Amphibolit der Habach-Serie H10:

Die Granate setzen sich zusammen aus: 66–59 % Almandin, 29–23 % Grossular, 9–5 % Spessartin und 6–4 % Pyrop. Diese Granate zeigen eine kontinuierliche CaO-Abnahme vom Kern nach außen. Leicht steigende MgO-Gehalte zum Rand hin laufen parallel zum Trend der FeO-Zunahme (Abb. 23).

Interpretation: Das Wachstum verlief unter prograden Metamorphosebedingungen. Auf Grund der Gefügebeziehungen ist ein präalpidisches Wachstum anzunehmen.

Zu PE 2: Analytierte Proben: Zentralgneise M21, R15:

Die Granate setzen sich zusammen aus: 58–38 % Almandin, 54–32 % Grossular, 23–3 % Spessartin und 5–0 % Pyrop. Die Granate sind relativ uneinheitlich aufgebaut. Besonders fällt die Schwankungsbreite von Grossular und Spessartin auf. Der CaO-Gehalt zeigt zum Teil eine steile Elementabnahme vom Kern nach außen. Der MnO-Gehalt steigt vom Kern zum Rand an. FeO zeigt nur eine schwache Zonierung (Abb. 23).

Interpretation: Wachstumsphase unter nahezu konstanten, möglicherweise prograden p-T-Bedingungen. Alle Granate sind vermutlich alpidischen Alters, da diese idiomorph gesproßt sind und sich in retrograd zerfallenden Feldspäten befinden.

Ostalpin

Zu OA 1: Kleiner Granat: Analytierte Proben: Granat-Glimmerschiefer E11, E12:

Die Granate setzen sich zusammen aus: 77–65 % Almandin, 23–5 % Grossular, 4–1 % Spessartin und 17–8 % Pyrop. Die Granate der beiden Proben zeigen einen diskontinuierlichen Aufbau. Der Kernbereich erscheint nahezu unzonierte (CaO ≈ 2 %). Der Anwachsraum wird gekennzeichnet durch einen sprunghaften Anstieg von CaO auf ≈ 6 %. Die meisten Granate sind in diesem Stadium des Wachstums eingefroren. Granate aus der Matrix zeigen vereinzelt ein Weiterwachsen mit Abnahme der CaO-Gehalte nach außen. Gegenläufig zur CaO-Entwicklung verhalten sich FeO und MgO (Abb. 23, Abb. 24a).

Interpretation: Der Anwachsraum ist unter anderen Metamorphosebedingungen (niedrigere T, höherer P) im Bezug zum Kern gesproßt. Ein Zonarbau des Randes ist nur vereinzelt oder nicht entwickelt. Daraus wird auf eine rasch gestoppte Blastese geschlossen. Alpidisches Wachstum des Anwachsraumes erscheint möglich. Da der Kernbereich keinen Zonarbau aufweist, wird eine Kristallisation unter medium grade Bedingungen und/oder Homogenisierung eines primär angelegten Zonarbaus vermutet. Der Bildungszeitpunkt für den Kern dürfte voralpidisch sein.

Zu OA 2: Großer Granat: Analytierte Proben: Granat-Glimmerschiefer E13, E1:

Die Granate setzen sich zusammen aus: 85–73 % Almandin, 13–1 % Grossular, 7–0 % Spessartin und 21–8 % Pyrop. Ähnlich wie bei den vorher beschriebenen Proben (E11, E12) kann ein Kern und ein Anwachsraum unterschieden werden. Der Kern zeigt eine schwache Zonierung in der CaO-Verteilung (Abnahme vom Kern nach außen). Der Anwachsraum ist durch einen sprunghaften Anstieg im CaO-Gehalt von ≈ 0,5 % auf ≈ 5 % gekennzeichnet. Im Gegensatz zum Rand von OA 1 sinken hier die hohen CaO-Gehalte in allen untersuchten Granaten zum Rand wieder ab. Die FeO-Gehalte entwickeln sich gegenläufig zum CaO-Gehalt. Die MgO-Gehalte nehmen im Kern und Anwachsraum nach außen hin leicht zu. Generell sind die relativ hohen Pyropgehalte auffallend (Abb. 23).

Interpretation: Das Wachstum des Anwachsraumes fand unter anderen Metamorphosebedingungen im Bezug zum Kern statt. Vermutlich herrschten tiefere Temperaturen und höhere Drücke im Vergleich zum Kern. Der Kern ist vermutlich voralpidisch gesproßt. Die Zonierung des Anwachsraumes spiegelt eine prograden Metamorphoseentwicklung wieder.

Zu OA 3: Großer Granat, diaphthoritisch: Analytierte Proben: L9, H4:

Die Granate setzen sich zusammen aus: 80–60 % Almandin, 28–12 % Grossular, 13–0 % Spessartin und 8–3 % Pyrop. Die Granate zeigen eine überwiegend kontinuierliche Entwicklung. Die CaO- und MnO-Gehalte nehmen vom Kern nach außen stetig ab. Im Gegensatz dazu zeigen die MgO- und FeO-Gehalte eine gegenläufige Tendenz. Deutliche Hinweise auf einen Anwachsraum konnten nicht gefunden werden. Auffallend ist der relativ hohe CaO-Gehalt für ostalpine Granat-Glimmerschiefer (Abb. 23, Abb. 24b,c).

Interpretation: Unter prograden Metamorphosebedingungen einphasig gewachsener Granat. Eine Parallelisierung mit dem Kern von OA 2 erscheint wahrscheinlich.

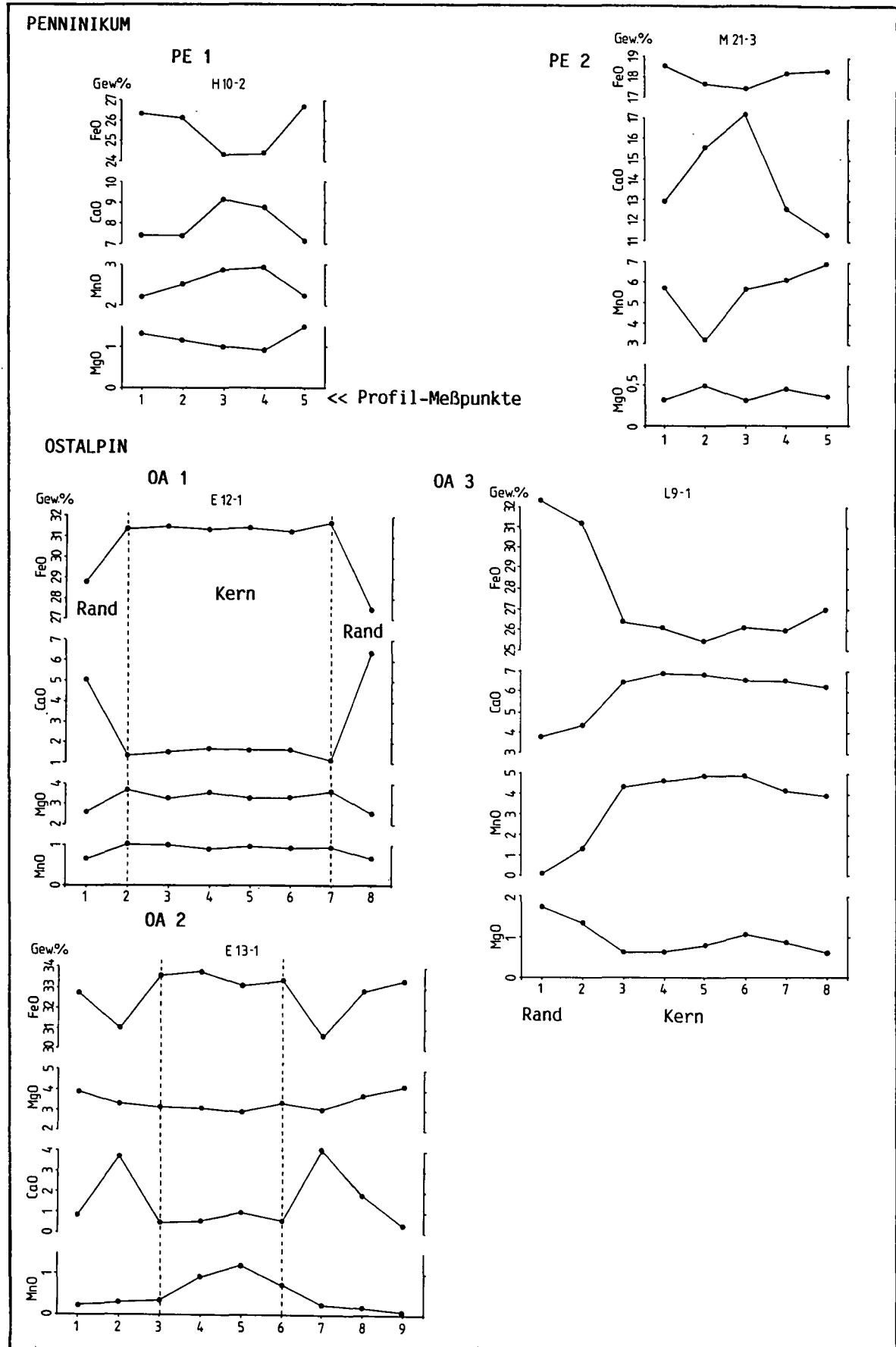


Abb. 23.

Ausgewählte Elementverteilungskurven der EDX-Analysen.

Die Granat-Typen des Penninikums unterscheiden sich in der CaO- und FeO-Elementverteilung. Im Ostalpin können in OA 1 und OA 2 deutlich zwei Granatgenerationen unterschieden werden. Bei OA 3 handelt es sich um einen einphasig zonar gebauten Granat. Nähere Erläuterungen siehe Text. Beachte unterschiedliche Maßstäbe bei den Elementen.

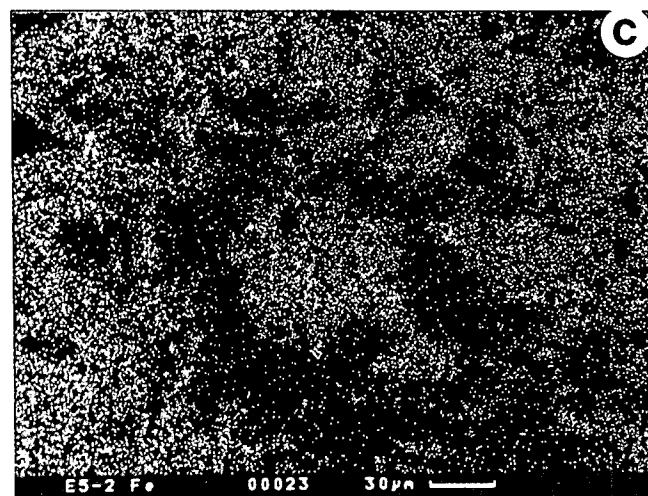
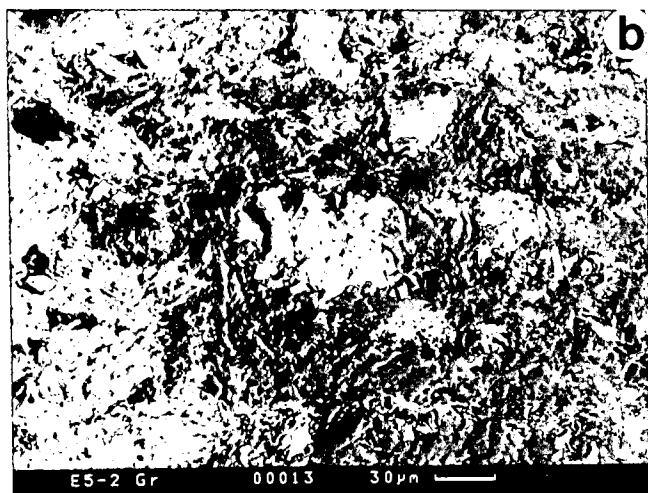


Abb. 24.

EDX-Untersuchungen an ostalpinem Granat.

- Rückstreu-Elektronenbild eines zonargebauten Granates. Der etwas dunklere Rand zeigt den höheren Grossularanteil vom Anwachsraum an. Der hellere Kern besteht aus almandinbetontem Granat. Granat-Typ OA 2. Probe E11, Granat-Glimmerschiefer.
- Rückstreu-Elektronenbild eines zersetzten Granates. Heller Bereich Mitte = Granat; dunkelgrau = Serizit; hellgrau = Chlorit. Granat-Typ OA 4. Probe E5, Glimmerschiefer.
- Das Elementverteilungsbild für Fe zu Abb. 24b läßt deutlich das almandinbetonte Granatrelikt und den Mg-Fe-Chlorit erkennen.

Zu OA 4: Granatrelikte: Analysierte Proben: mylonitische Glimmerschiefer aus dem Liesertal E5, E7, R10, L4:

Die Granate setzen sich zusammen aus: 80–71 % Almandin, 16–9 % Grossular, 8–1 % Spessartin und 9–5 % Pyrop. Falls die Granatbruchstücke eine detaillierte Untersuchung zugelassen haben, kann eine kontinuierliche Abnahme des CaO-Gehaltes nach außen hin festgestellt werden. Ausnahme R10: Dieses Granatrelikt fällt durch seine außergewöhnlich hohen MnO-Gehalte (Spessartinkomp. 20 %) auf. Eine Zuordnung zu einem Zonarbau ist auf Grund der schlechten Erhaltung des Granates nicht möglich.

Zusammenfassung

Die Granate im Penninikum haben folgende Kennzeichen:

- Optisch ist kein Zonarbau erkennbar.
- Der chemische Zonarbau beider Granat-Typen deutet auf prograde Metamorphosebedingungen hin.

Voralpidischer Granat

- Die Almandinkomponente ist wesentlicher Anteil der Mischkristallzusammensetzung (66–59 %).

Alpidischer Granat

- Die Grossularkomponente ist wesentlicher Anteil der Mischkristallzusammensetzung (54–32 %).
- Uneinheitliche Elementverteilung (bes. Mn) bei verschiedenen Granaten innerhalb einer Probe.

Granate im Ostalpin haben folgende Kennzeichen:

- Optisch ist bereits ein Zonarbau erkennbar.
- Neben der Hauptkomponente Almandin ist Pyrop ein wichtiger Anteil der Mischkristallzusammensetzung.
- Der Kern ist z.T. zonar gebaut, z.T. homogenisiert. Sein Kristallisationsalter ist wahrscheinlich voralpidisch.
- Der Anwachsraum ist im Wachstum gestoppt, z.T. ist ein Zonarbau entwickelt. Sein Alter ist wahrscheinlich alpidisch.
- Kern und Anwachsraum sind unter prograden Bedingungen gewachsen.

5.2.3. Diskussion der Analysenergebnisse

Der alpidisch gesproßte Granat ist klein, klar und undeformiert. Geochemisch ist er gekennzeichnet durch seinen merklichen Calcium-Gehalt (Abb. 25a). Diese deutliche Differenz im Calcium-Gehalt zwischen dem variszischen Granat und alpidischen Granat erklärt DROOP durch die Umwandlung von Anorthit in Albit. Die Analysenergebnisse der Granate im Penninikum stimmen mit der Beobachtung von DROOP (1981) überein.

Der Granatchemismus hängt neben den Metamorphosebedingungen bei der Bastese auch von der Ausgangszusammensetzung des Eduktes ab. Da sich die Untersuchungen in ostalpinen Kristallin auf neue p-T-Untersuchungen und Altersdatierungen von SCHIMANA (1986) stützen können, ist zumindest für die Glimmerschiefer in der Umgebung eine Parallelisierung mit den eigenen Ergebnissen der Granatuntersuchungen angebracht. Es sind große Ähnlichkeiten der Analysenergebnisse erkennbar.

Nach eigenen Untersuchungen ergaben sich allerdings nur zwei Granatgenerationen. Granat 1 und 2 von SCHIMANA (1986) entsprechen bei meinen Untersuchungen jeweils dem Granat-Kern. Diese Granate ordne ich

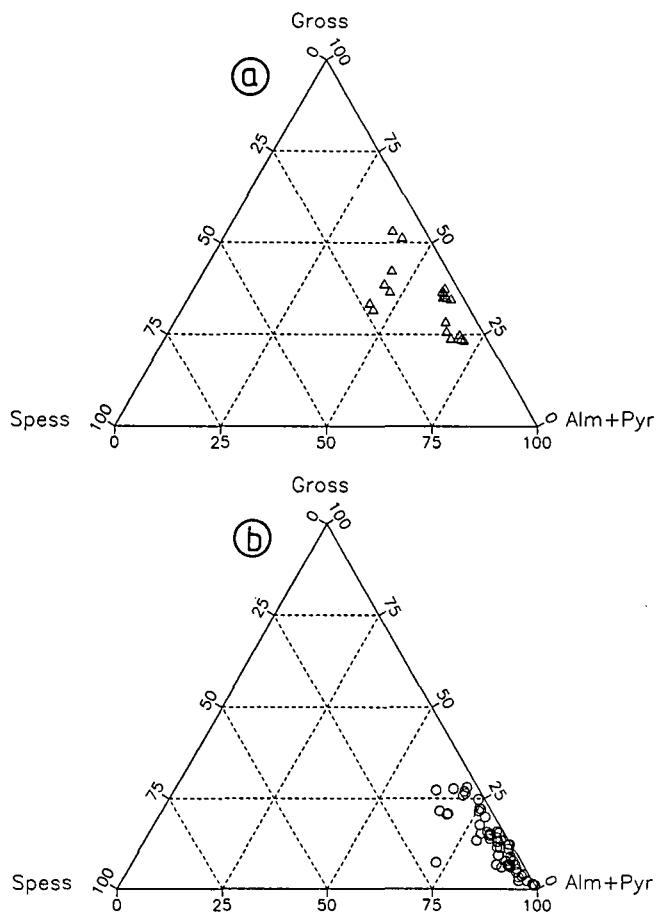


Abb. 25.

Konzentrationsdreiecke für die Mischkristallzusammensetzung der gemessenen Granate.

- a) Mischkristallzusammensetzung für das Penninikum. Die Grossarkomponente der penninischen Granate ist deutlich höher als bei den ostalpinen Granaten.
 b) Mischkristallzusammensetzung für das Ostalpin. Die ostalpinen Granate werden deutlich von der Almandin-Pyropkomponente geprägt.

analog zu SCHIMANA (1986) einer prograden, vermutlich variszischen Metamorphose zu. Diese Metamorphose hatte auf Grund der beginnenden Homogenisierung die mittlere bis obere Amphibolitfazies erreicht. Der Anwachssaum entspricht Granat 3 von SCHIMANA. Eigene Untersuchungen bestätigen einen sprunghaften Ca-Anstieg vom Kern zum Rand. Alpidisches Alter des Anwachssaumes ist wahrscheinlich (Kapitel 6.3.). Auch die Unterteilung der Granate in zwei Gruppen kann nachvollzogen werden: mehrphasiger Granat mit calcium-reicherem Rand; einphasiger Granat.

Für die Probe E11 bei Leoben war eine Druck- und Temperaturangabe möglich, da SCHIMANA (1986) an diesem Ort bereits geothermobarometrische Untersuchungen der Granate des ostalpinen Kristallins durchgeführt hat. Aus dem Datenvergleich ergeben sich für die Anwachssäume der Granate aus Probe E11 Temperaturen von 520–550°C und Drucke von ca. 7–8 kbar (nach GHENT & STOUT, 1981) (vgl. Kapitel 6.2.).

Durch die Beprobung von Bereichen, in denen SCHIMANA (1986) geochronologische Untersuchungen durchgeführt hat, ergibt sich die Möglichkeit, die Mineralblastese und Gefügeentwicklung zeitlich einzuordnen. Der Probe E11 bei Leoben entsprechen K-Ar Alter von Muskovit mit 93 ± 4 Ma und für Biotit K-Ar Alter von 101 ± 4 Ma (vgl. Kapitel 6.3.). Das höhere Biotit-Al-

ter trotz niedrigerer Schließungstemperatur beruht nach SCHIMANA auf einem Überschuss von Argon.

Wendet man diese Daten auf die eigenen Untersuchungen an, so ergibt sich eine Zuordnung für das letzte Metamorphoseereignis (Ca-Zonierung im Granat) im ostalpinen Kristallin zum alpidischen Zyklus.

Da bis auf wenige Ausnahmen abgesehen einphasiger Granat im untersuchten Gebiet nicht gefunden werden konnte, muß im Liesertal auf die Abtrennung der einphasig metamorphen Radentheiner Serie nach SCHIMANA (1986) verzichtet werden. Vielmehr sind im Bereich einer möglichen Radentheiner Serie die Granate so stark zersetzt, daß eine Aussage über verschiedene Phasen der Kristallisation nicht mehr möglich war. Darüber hinaus kann in allen Schriffen und Aufschlüssen eine polyphase Deformation (Crenulation, isoklinale Faltung von Quarzkauern etc.) festgestellt werden.

Zusammenfassung

- Alpidischer Granat im Penninikum ist grossularbetont.
- Der alpidische Metamorphosehöhepunkt im Ostalpin liegt bei 520–550°C, 7–8 kbar. Altersdatierungen ergaben eoalpine Werte.
- Einphasiger Granat der Radentheiner Serie kann sowohl alpidisch als auch variszisch gesproßt sein.
- Eigene Gefügeuntersuchungen an den Schiefen der Radentheiner Serie im Liesertal zeigten Spuren einer polyphasen Deformation.

5.3. Amphibol-Analytik

Die Grüngesteine der Habach-Serie ließen bei mikroskopischen Untersuchungen Hinweise auf verschiedene Amphibolgenerationen erkennen (vgl. Kapitel 3.1.2.2.). Bei der Habach-Serie des östlichen Tauernfensters handelt es sich nach VAVRA & FRISCH (1989) um Metabasalte und Metavulkanite (Metarhyolite) einer Inselbogen bis Backarc-Becken Position. An 3 Grünschieferproben (Prasinit, Granatamphibolit) der Habach-Serie wurden 19 Amphibolanalysen angefertigt um den Chemismus der Amphibolgenerationen zu entschlüsseln. Die Mineralformel wurde aus den EDX-Analysen nach LEAKE (1978) mit 23 Sauerstoffen pro Formeleinheit berechnet. Die Nomenklatur erfolgte nach dem Fließschema von MOGESSIE & TESSADRI (1982).

Zwei Amphibolgenerationen können bereits u.d.M. unterschieden werden. Große Amphibolkristalle zeigen einen braun gefärbten Kernbereich und einen blaßgrün bis kräftig grün gefärbten Randbereich. Die Matrixamphibole sind deutlich kleiner und von nadeliger bis rautenförmiger Kristallform. Sie entsprechen im Pleochroismus und der Doppelbrechung den Randbereichen der großen Kristalle.

Durch die Analytik konnte die Untergliederung in zwei Generationen bestätigt werden. Bei dem Kernbereich handelt es sich um einen Fe-Mg-Amphibol, der auf Grund des Auslöschungsschiefe als Cummingtonit angesprochen werden kann. Die Randbereiche und Hauptmasse (Schieferung) der Amphibole bestehen aus der Aktinolith-Tschemakit-Mischkristallreihe. Weitere größere Hornblendekristalle zeigen eine chemische Zonierung vom Kern zum Rand über Magnesio-Hornblende zu Aktinolith. Der Zonarbau der Amphibole weist auf

eine Metamorphose unter annehmenden Druck- und Temperaturbedingungen hin.

Die im Kern braungefärbten Fe-Mg-Amphibole mit aktinolithischem Randbereich werden als uralitisierter Pyroxen interpretiert. Als Ausgangsmineral dürfte ein Orthopyroxen (Enstatit, Bronzit etc.) in Frage kommen. Dieser Orthopyroxen wurde wahrscheinlich während der variszischen Metamorphose in einen Cummingtonit umgewandelt. Für einen Teil der Amphibolite kann somit ein mafischer bis ultramafischer Vulkanit (Basalt) oder Plutonit (Gabbro, Norit, Pyroxenit) als Edukt angenommen werden (WIMMENAUER, 1985). Die aktinolithischen Randbereiche werden dem alpidischen Metamorphosegeschehen zugeordnet (vgl. Kapitel 6.1.).

Große Magnesiohornblenden, wie sie ebenfalls nachgewiesen werden konnten, werden üblicherweise als Pseudomorphosen nach Klinopyroxen interpretiert (HÖCK & PESTAL, 1990).

Tschemakit oder tschemakitische Hornblende wurde in Amphiboliten mit almandinbetontem Granat (Granat-Typ 1 des Penninikums) gefunden. Er ist ein typisches Amphibol der amphibolitfaziellen Metamorphose. Gemeinsam mit Almandin ist er ein fazieskritisches Mineral der Albit-Epidot-Almandin Subfazies und kann damit als Hinweis auf die Höhe der variszischen Metamorphose dienen. Die jüngere schieferungstragende, aktinolithische Amphibolgeneration wird dem alpidischen Metamorphosegeschehen zugeordnet.

Zusammenfassung

Zwei Generationen von Amphibol können unterschieden werden:

- Fe-Mg-Amphibole entstanden durch Uralitisierung von Orthopyroxen.
- Magnesiohornblenden entstanden durch Umwandlung von Klinopyroxen.
- Ausgangsgesteine waren mafisch-ultramafische Vulkanite und Magmatite.
- Tschemakit und Granat dient als Hinweis auf die Albit-Epidot-Almandin-Subfazies.
- Amphibole der Matrix gehören der Aktinolith – Tschemakit Mischkristallreihe an.

- Der Zonarbau deutet auf eine Metamorphose unter retrograden Bedingungen hin. Tschemakitische Hornblende und Granat (PE 1) könnten gemeinsam eine Paragenese gebildet haben.

5.4. Feldspat-Analytik

Im Penninikum können mikroskopisch klare (= neugesproßte) und gefüllte (= alte) Feldspäte unterschieden werden. Die Feldspatporphyroklasten sind zum überwiegenden Teil symmetrisch ausgelängt und können Deformationszwillinge aufweisen (KRUHL, 1987). Vereinzelt sind klare Anwachsäume um alte getrübbte Feldspäte erkennbar (Abb. 26). Bei den Anwachsäumen wird von mir eine alpidische Blastese angenommen.

Die Plagioklasanalysen im Penninikum ergaben mit Ausnahme einer Probe (R15) eine albitische Zusammensetzung. Die Plagioklasse der Probe R15 sind Oligoklasse. Die Feldspatanalysen dokumentieren, daß im Randbereich des Tauernfensters nur die p-T-Bedingungen einer low grade Metamorphose erreicht wurden. Im Zentralbereich hingegen wird die Oligoklas-Isograde überschritten, etwa gemeinsam mit beginnendem Granatwachstum und der beginnenden Rekristallisation von Feldspat (vgl. Kapitel 4., 5.3.3., 6.1.). Diese Ergebnisse ermöglichen es, die für den Zentralbereich des Tauernfensters festgelegten Isograden (HÖCK, 1980; FRANK et al., 1987) nach Osten weiter zu verfolgen (vgl. Kapitel 6.1.).

EDX-Untersuchungen an den Feldspäten des deformierten ostalpinen Kristallins ergaben ausschließlich eine albitische Zusammensetzung. Dies dokumentiert, daß die Feldspäte des ostalpinen Kristallins vollständig auf die Bedingungen des low grade umgestellt wurden. Der Zeitpunkt der Umstellung der Feldspäte muß offen bleiben, da die Albitisierung einerseits bereits auf dem retrograden Ast der eoalpinen p-T-Schleife erfolgt sein kann; andererseits fand jungalpidisch eine retrograde Überprägung im Randbereich des Kristallins statt (vgl. Kap. 8.3.).

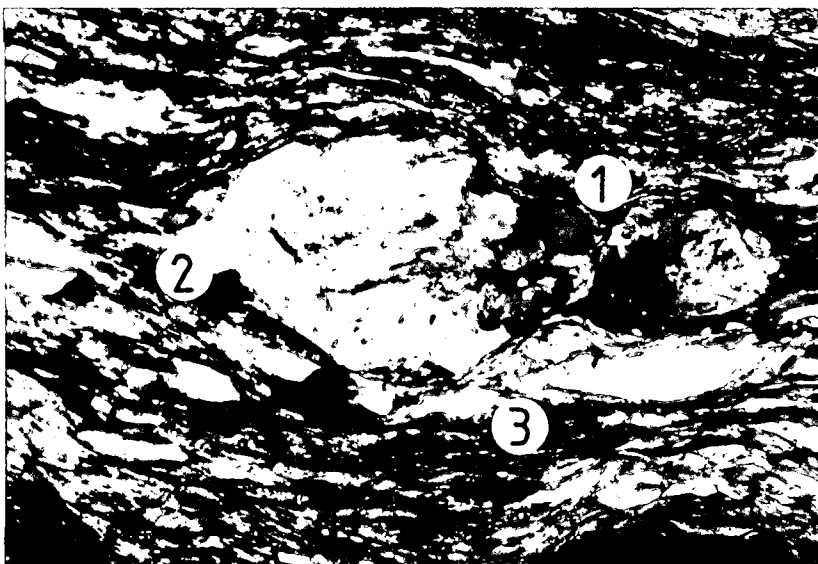


Abb. 26.

Albit mit graphitischer Pigmentierung. Der Feldspat wurde zerrissen (1) und zeigt einen jüngeren Anwachsraum (2). Die Quarze sind zu Bänderquarzen überprägt und randlich rekristallisiert (3). Probe 8811, Habachphyllit, Radlgraben-Nordflanke, 1280 m Wegende oberhalb Goldbergwerk.

6. Metamorphose

6.1. Metamorphose im Penninikum

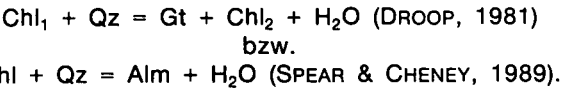
Die Sedimentation der Bündner Schiefer im Penninikum dauerte vom Jura bis zur Oberkreide. Nach FRISCH (1980) wurden die Bündner Schiefer zwischen 80–90 Ma der Ablagerung durch Subduktion bzw. Überschiebung entzogen. CLIFF et al. (1985) nehmen eine Überschiebung des Penninikums durch den ostalpinen Deckenstapel erst bei 65 Ma an. Erst nach der Überschiebung bzw. Stapelung des Penninikums konnte eine metamorphe Überprägung stattfinden. Ein Teil dieser Gesteine (Altes Dach) hat bereits eine voralpidische Metamorphose erlebt (vgl. Kapitel 5.3.).

EDX-Untersuchungen (vgl. Kapitel 5.) an Granat und Amphibol der Habach-Serie ergaben Almandin-Grossular-Mischkristalle und tschermakitische Amphibole, die beide gemeinsam auf die Albit-Epidot-Almandin-Subfazies hinweisen. Auf Grund der geochemischen Zusammensetzung, der beginnenden Chloritisierung des Granates und der Einregelung aktinolithischer Amphibole (Schieferung) handelt es sich bei dieser Subfazies vermutlich um Relikte eines voralpidischen Metamorphoseereignisses. Relikte polysynthetisch verzwilligter Plagioklase lassen den Schluß auf Plagioklas mit höherem Anorthitgehalt (z.B. Oligoklas oder Andesin) zu (Abb. 27). Druck- und Temperaturabschätzungen für die voralpidisch überprägten, gebänderten Gneise und die Habach-Serie sind auf Grund der intensiven alpidischen Deformation (vgl. Kapitel 7. Strukturgeologie) und Überprägung der Randbereiche des Tauernfensters nur bedingt möglich. Es läßt sich mit den dargelegten Beobachtungen die erreichte Mindesthöhe der voralpidischen Metamorphose abschätzen. Nach WINKLER (1979) ergibt sich so im Arbeitsgebiet für die variszische Metamorphose der almandine low grade, also die obere Grünschiefer-Fazies bis niedrige Amphibolit-Fazies. Nach FRASL (1958), HÖCK & PESTAL (1990) wurde ein Teil der Gesteine des Penninikums (= Altkristallin) im Oberkarbon bis Perm bei der Intrusion der Zentralgneise kräftig voralpidisch metamorph überprägt.

Alpidisch gesproßter Granat zeichnet sich durch seine deutlich höhere Grossularkomponente im Vergleich zum variszisch gesproßten Granat und durch seine kleine, idiomorphe Kornform aus (vgl. Kapitel 5.). Gemeinsam mit dem alpidisch gesproßten Granat tritt vermutlich alpidisch gesproßter Oligoklas und eine Rekristallisation von Plagioklas auf. Alle drei Indizien können

für eine Einengung des Metamorphosehöhepunktes herangezogen werden (Abb. 27). Duktil deformierte und rekristallisierte Quarze dokumentieren die Phase der retrograden Metamorphose. Nach WINKLER (1979) ist mit dem Auftreten von Granat (Almandin) und Oligoklas mit Amphibol, die Obergrenze der low grade Metamorphose definiert. Der alpidische Metamorphosehöhepunkt kann damit für den Randbereich des östlichen Tauernfensters auf höhere Grünschieferfazies bis niedrige Amphibolitfazies eingeschränkt werden. Eine genauere Bestimmung der Metamorphosebedingungen ist mangels fazieskritischer Minerale nicht möglich.

Im südöstlichen Tauernfenster wurden von DROOP (1981, 1985.) 3 Mineralzonen unterschieden: Granat-Chlorit Zone, Chloritoid-Biotit Zone (nicht immer vertreten) und Staurolith-Biotit Zone. Im Arbeitsgebiet wird im Grenzbereich der Zentralgneise zu den gebänderten Gneisen des penninischen Altkristallins die Granat-Chlorit Zone erreicht. Sie entspricht nach p-T Berechnungen von DROOP (1985.) einer Temperatur von 490±50°C und Drucken von 7±1 kbar. Die Mineralreaktionen liefen nach folgendem Schema ab:



Dies sind im Penninikum des Arbeitsgebiet die Bereiche mit der höchsten alpidischen Metamorphose. Die restlichen Gesteine haben keine Granatsprossung erlebt. Das bedeutet, sie verblieben während der gesamten alpidischen Metamorphose im Bereich der low grade oder grünschieferfaziellen Metamorphose.

Das dominierende Metamorphoseereignis im Tauernfenster ist die Tauernkristallisation. Sie erreichte Temperaturen um 600°C und Drucke zwischen 6–7 kbar im Kernbereich des Tauernfensters (DROOP, 1981; VAVRA, 1989). Zu den Rändern hin nehmen die Temperaturen ab auf Werte unterhalb der Oligoklas-Isograden (HÖCK, 1980; FRANK et al., 1987). Dies bedeutet, daß die Metamorphose an den Rändern nur das low grade Stadium erreicht hat. DROOP (1981) äußert die Vermutung, daß die thermale Aufheizungsgeschichte zu den Rändern inhomogen wird. Der Metamorphosehöhepunkt der alpidischen Regionalmetamorphose war vor ca. 35–40 Ma, nach der alpidischen Krustenstapelung (DROOP, 1981; CLIFF et al., 1985.). Anhaltspunkt dafür sind die kaum deformierten Isograden. Sie wurden im

	VORALPIDISCH	ALPIDISCH
Metamorph.	Regionalmeta.	Hochdruck Regionalmeta.
Zeit	Variszisch	Eoalpin Tauernkrist. Jungalpidisch
Tektonik		Stapelung Hebung
Granat	—Granat 1— min. 500°C/4 kbar	? —Granat 2— max. 490°C/7kbar
Amphibol	-Cum., Mg-Hbl., Tscher.	? Aktinolith >Chlorit
Plagioklas	—Plg. 1— metamorph + magmatisch	? —Plg. 2— Kataklyse Rekristallisation
Kalifsp.	—magm.—	? Schach.ab. Kataklyse

Abb. 27. Kennzeichnende Mineralentwicklung im Penninikum. Alpidisch kann im Tauernfenster ein Hochdruck-Ereignis und eine Regionalmetamorphose (Tauernkristallisation) unterschieden werden.

Hochalm-Ankogel-Kern durch Hebungstektonik in die Subvertikale rotiert. Im Gegensatz dazu erfuhren die Isograden im Sonnblick-Kern eine Faltung (DROOP, 1981).

Hinweise auf ein eoalpines Subduktionsereignis, wie sie für das mittlere und westliche Tauernfenster durch das Auftreten von Eklogiten und Blauschiefern vorliegen (SEVERSTONE et al., 1984; DROOP, 1985), sind im östlichen Tauernfenster selten und unsicher. DROOP (1985) spricht von möglichen Lawsonitpseudomorphosen in Amphiboliten der Äußeren Schieferhülle. Diese werden von ihm einem eoalpinen Blauschieferstadium mit $T < 450^{\circ}\text{C}$ und $P < 12$ kbar zugeordnet. Diese Relikte stellen im südöstlichen Tauernfenster eine Ausnahme dar. Im untersuchten Gebiet konnten keinerlei Hinweise für ein Hochdruck-/Tiefemperaturereignis gefunden werden.

Aus den Druckabschätzungen für die Mineralzonen nach DROOP (1982, 1985) ergibt sich für das mittlere Tertiär eine Überlagerung des Tauernfensters um 26 ± 4 km ($p = 7 \pm 1$ kbar). Für das eoalpine Blauschieferereignis werden Drucke bis zu 12 kbar gefordert. Auf Grund dieser Tatsachen postuliert DROOP (1985.), daß die gesamte tektonische Krustenverdickung im östlichen Tauernfenster vor der eoalpinen Metamorphose stattfand. Die Krustendicke im mittleren Tertiär betrug vermutlich 60–70 km. Die heutige Krustendicke unter dem Tauernfenster beträgt nach ANGHEISTER et al. (1972) 40–50 km.

Es fragt sich, woraus sich die Differenz aus 25 km Krustenmächtigkeit zusammensetzen könnte. 12–15 km Mächtigkeit werden von DROOP (1985) dem ostalpinen Kristallin zugeordnet, den Rest der verdickten Kruste sollen die Grauwackenzone und die nördlichen Kalkalpen abdecken.

Zusammenfassung zur Metamorphose-Geschichte im Penninikum

- Die Sedimentation der Bündner Schiefer erfolgte im Jura bis zur Oberkreide.
- Am Südostrand des Tauernfensters sind nur geringe Hinweise auf ein hoch p/tief T-Stadium zu finden.
- Der Metamorphosehöhepunkt wird im Alttertiär (Tauernkristallisation) nach der Deckenstapelung erreicht.
- Im Arbeitsgebiet werden maximal die p/T-Bedingungen der Granat-Chlorit Zone = 490°C , 7 kbar erreicht. Die übrigen Abfolgen im Penninikum sind nur low grade metamorph.
- Die voralpidische Metamorphose hat mindestens die almandine low grade Metamorphose erreicht.

6.2. Metamorphose im Ostalpin

Die siliziklastischen Abfolgen wurden vermutlich im Ordovizium bis Silur (SCHÖNLAUB et al., 1976) sedimentiert, können aber auch älter sein. Damit ist für diese Gesteine, wie für das übrige ostalpine Kristallin, eine variszische Deformation und Metamorphose anzunehmen. Aus Serienvergleichen wird für das ostalpine Kristallin eine tektonische Stapelung und Deformation zu variszischer Zeit (DEUTSCH, 1988; SCHIMANA, 1986) und eine posttektonische Metamorphose angenommen. Die Serien wurden dabei amphibolitfaziell (medium grade) überprägt (HOKE, 1990).

Aus der EDX-Analytik (vgl. Kapitel 5.) ist bekannt, daß manche Granatkerne (variszisch) eine Homogenisierung erfahren haben. Daraus läßt sich zumindest für einen Teilbereich des ostalpinen Kristallins auf eine Temperatur von 600–640°C schließen (Abb. 28). Diese variszische Metamorphose nimmt von S nach N zum Katschberg hin ab, da nach THEINER (1987) in der Aineck-Teuerlnock Serie niemals Temperaturen der amphibolitfaziellen Metamorphose erreicht wurden.

Der alpidischen Metamorphose wird der Anwachsraum der Granate, Biotit und Paragonit zugeordnet. Diese Paragenese ist nur in nicht retrograd überprägten ostalpinen Glimmerschiefern erhalten. Der überwiegende Teil der von mir untersuchten ostalpinen Schiefer wurde jedoch deutlich retrograd überprägt. Druck-Temperatur-Bestimmungen von SCHIMANA (1986) und THEINER (1987) lagen für die alpidische Metamorphose zwischen 480°C (am Katschberg, Aineck-Teuerlnock Serie), 520°C (bei Leoben, Priedröf Serie) und nach HOKE (1990) für die Polinik Einheit (Altkristallin südlich des Tauernfensters) bei 600°C und 6–7 kbar. Im Raum Radenthein wurden Temperaturen bis 600°C für die eoalpine Prägung bestimmt (SCHIMANA, 1986). Generell läßt sich ein Einfallen der alpidischen Isograden nach E in Richtung Stangalm (Gurktaler Decke) feststellen (THEINER, 1987).

Der alpidische Metamorphosehöhepunkt im Ostalpin wird mit ca. 86–92 Ma (SCHIMANA, 1986; HEJL, 1984; HAWKESWORTH et al., 1975.) bestimmt und von HOKE (1990) mit 105 Ma angegeben. Es handelt sich somit im Kristallin um eine eoalpine Prägung. Dies ist ein wesentlicher Unterschied zum Penninikum. Alle Bereiche des ostalpinen Kristallins am Tauernfensterrand haben eoalpin Temperaturen über 300°C erreicht, wodurch eine Angleichung der Glimmeralter stattfand (siehe auch: Kreuzeck-Gruppe, HOKE, 1990, und Goldeck-Gruppe, DEUTSCH, 1988, vgl. Kapitel 6.3.).

	VORALPIDISCH	ALPIDISCH
Metamorph.	Regionalmeta.	Regionalmeta.
Zeit	Variszisch	Eoalpin Tauernkrist. Jungalpidisch
Tektonik		Eineng. ? Transpression
Granat	—Granat 1— ca. 600-640°C	—Granat 2— ? Pseudomorphosen 480-520°C nach Granat
Plagioklas	—Plg 1—	—Plg 2—>Albit ? Katakklase
Biotit		—Chlorit ? Eisenhydroxid
Amphibol		—Epidot, Chlorit ?

Abb. 28.
Kennzeichnende Mineralentwicklung im Ostalpin.

Die mesoalpidische Phase (Tauernkristallisation) ist im ostalpinen Kristallin östlich des Tauernfensters nicht mit einem Metamorphosepeak repräsentiert. Die alpidischen Gleichgewichte sind jedoch im Arbeitsgebiet am Ostrand des Tauernfensters trotzdem nicht erhalten.

Bei den Dünnschliffauswertungen des ostalpinen Kristallins im Randbereich zum Tauernfenster können Rekristallisation und undulöse Auslöschung von Quarz, Zersatz von Biotit zu Eisenhydroxiden, Leukoxen, Chlorit und Kaolinit, sowie die Albitisierung der Feldspäte erkannt werden. Paragonit und Kaolinit kommen nach WINKLER (1979) bereits in der very low grade Metamorphose vor. Unter höheren Drucken kommt Kaolinit auch in der niedrigen Grünschieferfazies (low grade) vor. Paragonit kann in Al-reichen Gesteinen von der very low grade bis zur medium grade Metamorphose vertreten sein. Beide Minerale können damit retrograde Metamorphosebedingungen darstellen. Ansonsten enthalten die Mineralparagenesen keine fazieskritischen Mineralgesellschaften, die eine exaktere Aussage über die posteoalpinen Metamorphosebedingungen zulassen würden.

Über Deformations- und Kristallisationsgefüge von Quarz, eine fehlende Rekristallisation von Biotit und die nicht erfolgte Umstellung der radiometrischen Alter läßt sich nach VOLL (1976) auf eine posteoalpine, retrograde Überprägung mit Temperaturen um 300°C schließen. Durch Einwirkung einer fluiden Phase werden die Deformationsvorgänge begleitet. Diese fluide Phase dürfte durch die Entwässerung der mesozoischen Sedimente, die am Ende der Oberkreide zugeschoben wurden, geliefert worden sein (FRANK, 1987). Dadurch kann es vereinzelt zur Bildung von Mischaltern im Randbereich des Tauernfensters gekommen sein.

Der Zuschub des Penninikums wird durch ein unterschiedliches Schwermineralspektrum in der Oberkreide der nördlichen Kalkalpen (WINKLER, 1988), durch das Ende der Sedimentation der Bündner Schiefer und durch eine rapide Abkühlung des amphibolitfaziellen bis grünschieferfaziellen ostalpinen Stapels angezeigt (WINKLER, 1988). Das Abkühlungsalter des Ostalpins wird durch K-Ar-Schließungsalter der Biotite (ca. 300°C) auf 70–65 Ma bestimmt (HAWKESWORTH et al., 1975). Während der Abkühlung des Ostalpins muß es zu einer schwachen Aufbeulung oder Verkipfung der Isograden gekommen sein, da nach Daten von THEINER (1987) und SCHIMANA (1986) die Glimmerschiefer am Katschberg weniger metamorph sind (ca. 490–500°C), als in der Umgebung von Radenthein (ca. 600°C).

Im Kontaktbereich ostalpines Kristallin-Penninikum und der näheren Umgebung fanden Umkristallisationen von Quarz, Biotit und Plagioklas (Albit) statt. Serizite und Feldspäte erfuhren eine kataklastische Kornverkleinerung (weitere Erläuterungen siehe Kapitel 8.3.). Die Aineck-Teuerlnock Serie im N, Priedröf Serie und Radentheiner Serie im S können im Kontakt- und Deformationsbereich zum Penninikum nicht voneinander unterschieden werden (vgl. Kapitel 4.). Das ostalpine Kristallin wurde also nach der eoalpinen Metamorphose durch Deformationen und Kristallisationen unter Bedingungen der niedriggradigen Metamorphose (ca. 250–350°C) bis zu seiner Unkenntlichkeit verändert. Eine Voraussetzung für diese Vorgänge ist die mineralogische Zusammensetzung der Ausgangsgesteine. Quarzreiche Glimmerschiefer und Granat-Glimmerschiefer ergeben im deformierten Zustand ein wenig

spezifisches Gestein, das gerne in der Vergangenheit als Quarzphyllit bezeichnet wurde. Aus diesem Grund wurden in der Vergangenheit diese Gesteine zu einer eigenen tektonischen und stratigraphischen Einheit (unterostalpinen Quarzphyllit) zusammengefaßt (vgl. Kapitel 4., 8.3.).

Zusammenfassung zur Metamorphose-Geschichte im ostalpinen Kristallin

- Die Intensität der variszische Metamorphose nimmt von S nach N ab, max. Temp. 600–640°C.
- Die eoalpine Metamorphose erreichte die obere Grünschiefer- bis niedrige Amphibolit-Fazies, Temp. 480–520°C, 5–7 kbar.
- Abkühlung auf 300°C zwischen 70–65 Ma (K-Ar-Biotit).
- Deformation im Grenzbereich Ostalpin-Penninikum nach dem eoalpinen Metamorphosehöhepunkt.
- Umkristallisation des ostalpinen Kristallins im Kontaktbereich zum Penninikum durch Deformation und Einwirkung einer fluiden Phase (vgl. Kapitel 8.3.).

6.3. Altersdaten

Die diskutierten Altersdatierungen beruhen größtenteils auf K-Ar- und Rb-Sr-Datierungen von Glimmern, die aus der Literatur zusammengestellt wurden. Im Penninikum wird der Metamorphosehöhepunkt vor 35–40 Ma erreicht, wenn man die Randbereiche betrachtet. Im Zentralteil und im südwestlichen Tauernfenster wird der Kulminationspunkt der Metamorphose etwas später mit ca. 20–25 Ma erreicht (CLIFF et al., 1985; FRANK et al., 1987). Dieser wird unmittelbar gefolgt von Heraushebung und Abkühlung. Insgesamt wurden ca. 25 km Kruste in 25 Ma herausgehoben und abgetragen (vgl. Kapitel 6.1.). Die Hebungsrates liegt zwischen 1–5 mm/a, je nach untersuchtem Ort und Zeitabschnitt. So lag die Abkühlungsrate in den Zentralgneisen bei 50°C/Ma im Gegensatz zu 10°C/Ma in den Randbereichen (CLIFF et al., 1985.). Die Druck-Temperatur-Zeitpfade zeigen keinerlei Versatz zwischen Metamorphosehöhepunkt und Dekompression. Das bedeutet, daß Metamorphose und Uplift (Erosion) nahezu zeitgleich Hand in Hand gehen.

Betrachtet man die Zusammenstellung der radiometrischen Altersdatierungen in Abb. 29, so fällt auf, daß das Ostalpin den Metamorphosehöhepunkt vor 105–86 Ma erreichte, während im Penninikum noch die Bündner Schiefer sedimentiert wurden (siehe auch Kapitel 6.1., 6.2.). Der thermische Kulminationspunkt wird im Penninikum erst in einem Zeitraum von 40–20 Ma erreicht. Eine weiterreichende Zusammenstellung der radiometrischen Altersdaten im Bereich des Ostalpin und südöstlichen Tauernfensters findet sich bei HOKE (1990).

K-Ar- und Rb-Sr Altersdatierungen an Glimmern und Gesamtgestein des ostalpinen Kristallins am Südostrand des Tauernfensters streuen zwischen 65–100 Ma. Die große Streuung wird auf Ar-Verluste zurückgeführt, die durch eine thermische Beeinflussung während des Tauernaufstieges entstanden ist (SCHIMANA, 1986). Weiter entfernt vom Tauernfenster liegen die Alterswerte konstant bei etwa 80–90 Ma. Rb-Sr-Analysen für Kleinbereichsisochronen von DEUTSCH (1988) und SCHIMANA (1986) ergaben für das ostalpine Kristallin südlich und

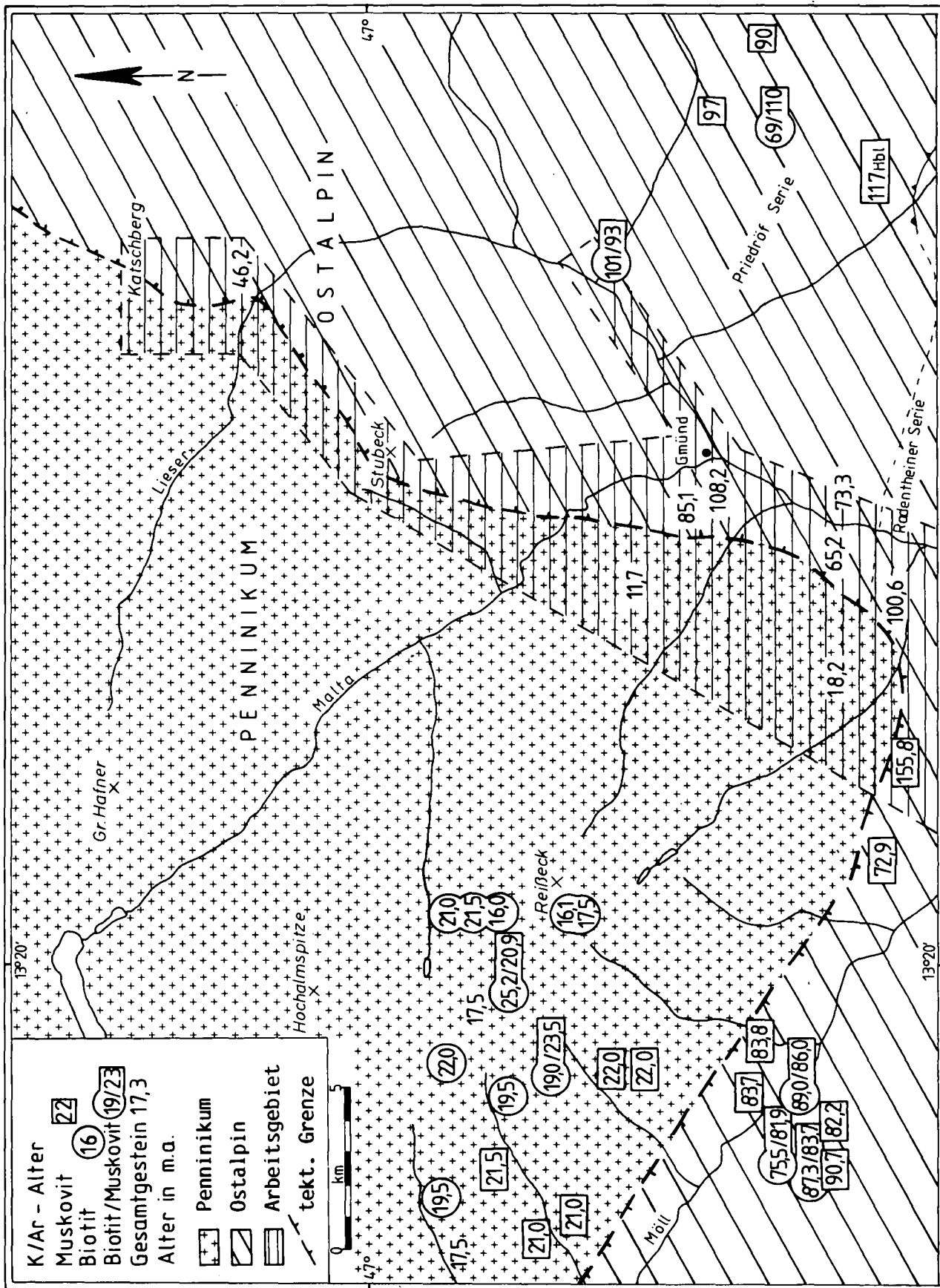


Abb. 29.
Gegenüberstellung ausgewählter, radiometrischer Altersdatierungen aus Penninikum und ostalpinem Kristallin, zusammengestellt nach CLIFF et al. (1971) und SCHIMANA (1986).
Ähnliche Dokumentation bei HOKE (1990).

östlich des Tauernfensters Alter von $75,7 \pm 3,7$ Ma und 88 Ma. Diese Alter werden beide als Kristallisationsalter interpretiert. K-Ar-Glimmeralter mit Schließungstemperaturen zwischen 300–400°C, die bisher als Abkühlungsalter interpretiert wurden, sollten daher nach Ansicht DEUTSCH's (1988) neu überdacht werden.

Die enge zeitliche Abfolge der Kristallisation (ca. 600°C) und Abkühlung (ca. 300–400°C) erfordert eine rasche Hebung. Bereits HAWKESWORTH (1976) stellte ein nahezu gleichzeitiges Schließen der einzelnen Phasen des Sr-Isotopenaustausches fest.

Das Ostalpin östlich der Tauernfensters wurde offensichtlich nicht von der Tauernkristallisation erfaßt. Wäre das benachbarte ostalpine Kristallin unmittelbar auf dem Penninikum gelegen, so wäre eine gravierende Verjüngung der K-Ar-Altersdaten zu erwarten. Es existieren jedoch bisher nur undeutliche Hinweise auf eine radiometrische Verjüngung der Minerale (Glimmer) im Kristallin östlich und südöstlich des Tauernfensters. Daraus folgt, daß Altkristallin und Tauernfenster zum Zeitpunkt der Tauernkristallisation nicht übereinander gelegen haben können. Von HOKE (1990) werden die K-Ar-Alter um 70 Ma als Mischalter der eoalpinen und mesoalpinen Metamorphose angesehen. Es wird jedoch außer Acht gelassen, daß das ostalpine Kristallin eine jungalpidische Deformation und retrograde Metamorphose erfahren hat, die eine Verjüngung der Altersdaten bewirkt haben kann.

Apatit-Spaltspurenalter als Zeugen der jungen Hebungsgeschichte dokumentieren, daß die beiden benachbarten Einheiten Ostalpin und Penninikum erst die jüngste Abkühlungsgeschichte (20–6 Ma) gemeinsam erlebt haben (STAUFENBERG, 1987). Die durchschnittliche Abkühlungsrate für beide Einheiten beträgt ca. 6°C/Ma. Für das Tauernfenster läßt sich während der jüngeren Hebungsgeschichte im Westen mit 0,5 mm/a eine stärkere Upliftrate als im Osten (0,15 mm/a) verzeichnen (STAUFENBERG, 1987; GRUNDMANN & MORTEANI, 1985).

Stellt man eine Verbindung zwischen Bouguer-Anomalie-Messungen (vgl. Kapitel 8.1.) und Apatit-Spaltspurendatierungen her, so fällt auf, daß die jüngsten Spaltspurenalter mit den Bereichen der größten, negativen Schwereanomalien zusammentreffen. Diese Tatsache impliziert eine enge Beziehung zwischen Hebungsraten und Dichteunterschieden in der Kruste.

Das Abkühlungsverhalten von Penninikum (CLIFF et al., 1985.) und Ostalpin zeigt einen ähnlich steilen Gradienten. Gegen eine rasche Aufbeulung des ostalpinen Kristallins mit gleichzeitiger Erosion und Abkühlung, wie dies im Penninikum stattfand, spricht jedoch die

fehlende deutliche Wölbung der Isograden. Ein ebenso schneller Aufstieg könnte jedoch auch durch Abgleiten von auflagernden Decken oder durch das metamorphe Kernkomplexmodell (WERNICKE & BURCHFIELD, 1982) erklärt werden.

Aus der Zusammenstellung der radiometrischen Altersdatierungen des südöstlichen Tauernfensters ist deutlich der zeitliche Unterschied in der metamorphen Überprägung des Ostalpins und des Penninikums zu erkennen. Es läßt sich daraus ableiten, daß das ostalpine Kristallin der Schauplatz der eoalpinen Kompressionsgeschichte war. Die jungalpidischen Ereignisse betreffen vorwiegend das Penninikum.

Eine ähnliche Situation liegt im Bereich des Engadiner Fensters und dem daran angrenzenden, ostalpinen Silvretta-Kristallin vor. Der Metamorphosehöhepunkt wurde im Silvretta-Kristallin bei 110–85 Ma erreicht. Danach folgt eine Aufdomung des ostalpinen Kristallins bei ca. 80 Ma. Diese hatte eine rasche Abkühlung des Ostalpins zur Folge (HURFORD et al., 1989). Die Aufdomung des penninischen Engadiner Fensters vollzog sich aber erst im Miozän.

Zusammenfassung der Ergebnisse der Altersdatierungen

- K-Ar Glimmeralter = Abkühlungsalter im Penninikum etwa 20 Ma, Metamorphosehöhepunkt bei ca. 35–40 Ma in den Randbereichen, bzw. um 25 Ma im Kern.
- K-Ar Glimmeralter = Abkühlungsalter im ostalpinen Kristallin etwa 100–65 Ma, Metamorphosehöhepunkt bei ca. 105–86 Ma.
- Gemeinsame Abkühlung und Hebung von Penninikum und Ostalpin am südöstlichen Tauernfenster erst in jüngster Vergangenheit zwischen 20–6 Ma.

*

Unter der Annahme, daß die von SCHIMANA (1986) und HOKE (1990) ermittelten Druckdaten verlässlich sind, fand die eoalpine Kollision innerhalb des Ostalpins und nicht am Rand des Penninikums statt. Dies wäre eine mögliche Erklärung für das Fehlen der Hochdruckphasen im östlichen Tauernfenster. Aus der Zusammenschau der Daten in Kombination mit Gefügeuntersuchungen und Geländeaufnahmen wird ein völlig neues geotektonisches Konzept für das südöstliche Tauernfenster erforderlich.

7. Strukturgeologie

7.1. Geologische Karte und Formlinien-Karte

Die penninischen Serien zeigen klar durchlaufende Horizonte (Abb. 30), die sich augenscheinlich über größere Distanzen verfolgen lassen. Die Gesteine fallen im Arbeitsgebiet annähernd hangparallel ein und ergeben so gebuchtete Ausbühlungen. Einzelne Lagen und Serien dünnen aus und tauchen an anderer Stelle erneut auf (Anhang: Geologische Karte). Diese Strukturen werden

als isoklinale Faltenzüge gedeutet. Generell sind die Gefüge straff geregelt (Abb. 31). Dieses Kartenbild wird als das Resultat duktiler Dehnung interpretiert.

Die Gipfelregionen sind von kataklastischen Abschiebungen zerschnitten (Abb. 30), die jeweils eine Hebung der Westflanke (Zentralgneise) und Senkung der Ostflanke zu Folge hatten. Die Abschiebungen werden von Blattverschiebungen versetzt, welche parallel zum Mölltal-Lineament WNW–ESE verlaufen (Abb. 30, Anhang: Geol. Karte, Kapitel 7.2.).

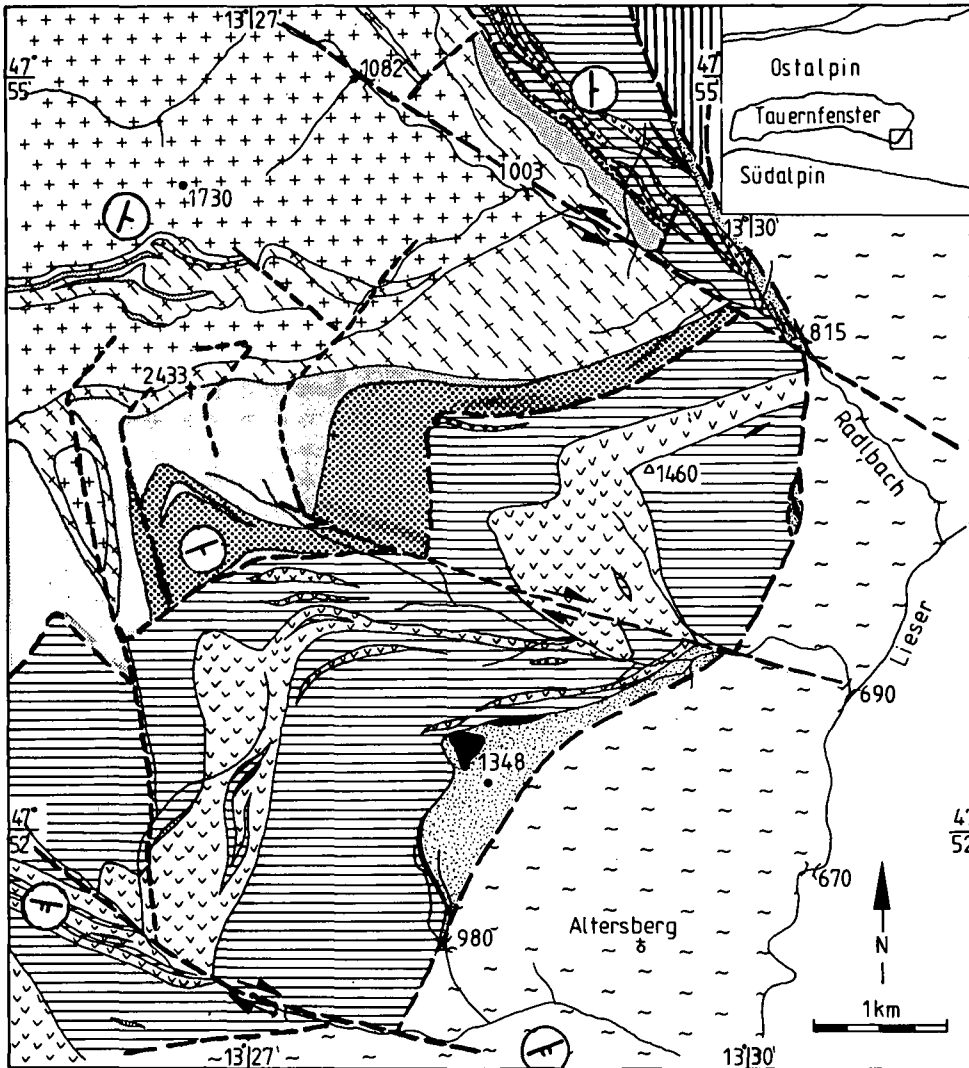


Abb. 30.
Abgedeckte geologische Karte des kartierten Bereiches.
Die originale geologische Karte befindet sich im Anhang.
Einfällen: 1 Querstrich = 0–30°; 2 Querstriche = 31–60°; 3 Querstriche = 61–90°.

Die Gefüge des ostalpinen Kristallins stoßen im Liesertal diskordant an die straff geregelten penninischen Abfolgen (Abb. 31). Die Strukturprägung des Ostalpins ist wesentlich inhomogener als diejenige des Penninikums (vgl. Kapitel 4). Gefüge verschiedenen Alters überlagern sich. Große Rutschmassen (z.B. Tschiernock) komplizieren zusätzlich das Bild.

Im Mölltal ist das Streichen und Fallen des Ostalpins dem Penninikum angeglichen (Abb. 31, 20a,b).

In der Formlinienkarte wurde wegen des geringen Absolutbetrages des Versatzes an den Störungen darauf verzichtet, dies im Formlinienverlauf zum Ausdruck zu bringen. An einer gedachten Linie zwischen Gmeineck und Lieserhofen kann ein Umbiegen der straff N–S geregelten Schieferhüllgesteine zu einem WNW–ESE Streichen festgestellt werden (Abb. 10, 16, 20). Dieses Phänomen wurde bereits von EXNER (1984) beschrieben und als Tauernwalze bezeichnet. Die Foliation und die Lineation werden durch die Tauernwalze überprägt (Abb. 32b,c). Es handelt sich dabei eine Halbkuppel-Struktur am äußersten Südostrand des Tauernfensters. Die Schieferflächen im östlichen Tauernfenster (vom Maltaberg bis in den Steinbrückenbach) ordnen sich auf einem Kleinkreis mit großem Öffnungswinkel an (Abb. 32b). Dadurch ähnelt die Verteilung einer Großkreis-Anordnung. Die Durchstoßpunkte der Lineationen und B-Achsen liegen ebenfalls auf einem Kleinkreis mit großem Öffnungswinkel (Abb.

LEGENDE zur abgedeckten geologischen Karte

- Kalkglimmerschiefer, Bündner Schiefer
- Prasinit, Grünschiefer, Serizit-Chloritschiefer
- Serpentin
- Marmor
- Quarzit
- Wustkogel-Serie
- Habach-Serie
- Altkristallin des Penninikums
- Zentralgneis
- Quarzphyllit, Katschbergphyllit, diaphthoritische Glimmerschiefer, granatführende Glimmerschiefer und Gneise
- Gesteinsgrenze
- Tektonische Grenzen und Störungen

32c). Daraus ergibt sich eine steile Aufdommungsachse (vgl. Kapitel 8.2., Abb. 44). Aufgrund der Symmetriebeziehungen wird geschlossen, daß die Spannungstensor ihre Lage nicht grundlegend geändert haben. Es wäre daher sinnvoll, die Entwicklung der prägenden Schieferung und der Tauernwalze einem Deformationsakt (= Aufdommung) zuzuordnen. Andererseits besteht auch die Möglichkeit, daß durch die Anisotropie der

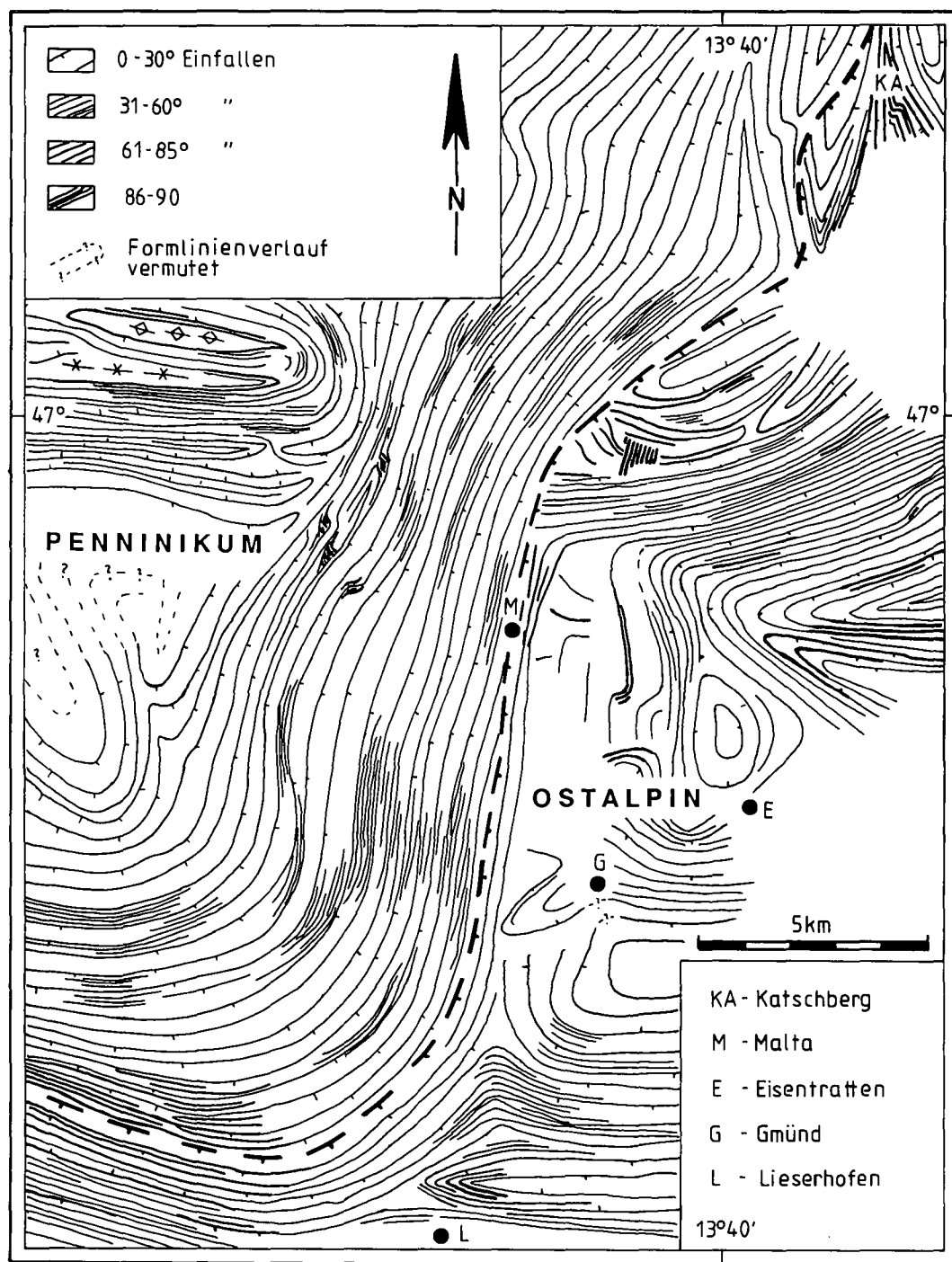


Abb. 31.
Formlinienverlauf
zwischen Katschberg
und Lieserhofen.
Die Streich- und Fallwerte
wurden z.T. selbst ermit-
telt, z.T. stammen sie aus
EXNER (1980). Die Einfalls-
werte wurden in 4 qualita-
tive Gruppen zusammen-
gefaßt. Die Bruchtektonik
wurde vernachlässigt, da
sie keinerlei Auswirkungen
auf den Formlinienverlauf
zeigt. Der Formlinienverlauf
im Randbereich des Penni-
nikums ist straff geregelt.
Die Formlinien im Ostalpin
sind nur in einem schmalen
Randbereich dem Pennini-
kum angeglichen. Der un-
regelmäßige Verlauf der
Formlinien im Ostalpin wird
auf Überlagerungsstruktu-
ren zurückgeführt. Im Be-
reich der Tauernwalze ver-
laufen die Formlinien von
Ostalpin und Penninikum
parallel.

vorangegangenen Deformation die Richtung der nachfolgenden Deformation kontrolliert wurde (SCHULZ, 1988).

Die tektonische Begrenzungsfläche zwischen Ostalpin und Penninikum zeichnet in etwa den Formlinienverlauf der penninischen Einheiten nach. Die ostalpinen Schiefer sind nur in einer schmalen Zone dem Flächengefüge des Penninikums angenähert (Abb. 31, Kapitel 4). Im allgemeinen zeigen die beiden benachbarten Einheiten, die nach bestehender Lehrmeinung übereinander liegen, wenig Gemeinsamkeiten in der strukturellen Prägung. Nach BOYER & ELLIOTT (1982) kann man davon ausgehen, daß benachbarte Einheiten bei der Überschiebung eine durchgreifende gemeinsame Gefügeprägung erfahren. Da diese gemeinsame Gefügeprägung offensichtlich fehlt, gehe ich davon aus, daß die gemeinsame tektonische Prä-

gung nicht durchgreifend war, sei es auf Grund zu niedriger Druck- und Temperaturbedingungen, sei es auf Grund zu geringer tektonischer Einwirkung.

Die tektonische Trennfläche zwischen beiden Einheiten steht steil und läßt neben duktilen Gefügen eine junge kataklastische Deformation erkennen (vgl. Kapitel 4.3., 4.5., 4.6.). In jüngster Vergangenheit wurde diese Fläche von Blattverschiebungen zerschnitten (vgl. Kapitel 7.2.). Ein unterschiedliches Einfallen der Abschiebung, wie es sich aus der Kartierung ergibt, wird durch Schleppung entlang den Blattverschiebungen und durch postglaziales Hanggleiten erklärt.

Auf eine Anwendung der cut-off und Verzweigungslinien (BEHRMANN, 1990; BOYER & ELLIOTT, 1982) zur Bestimmung von Überschiebungsrichtungen wurde verzichtet, da die jungalpidische Tektonik im Arbeitsgebiet mögliche eoalpine Stapelungskörper überprägt hat. Zu-

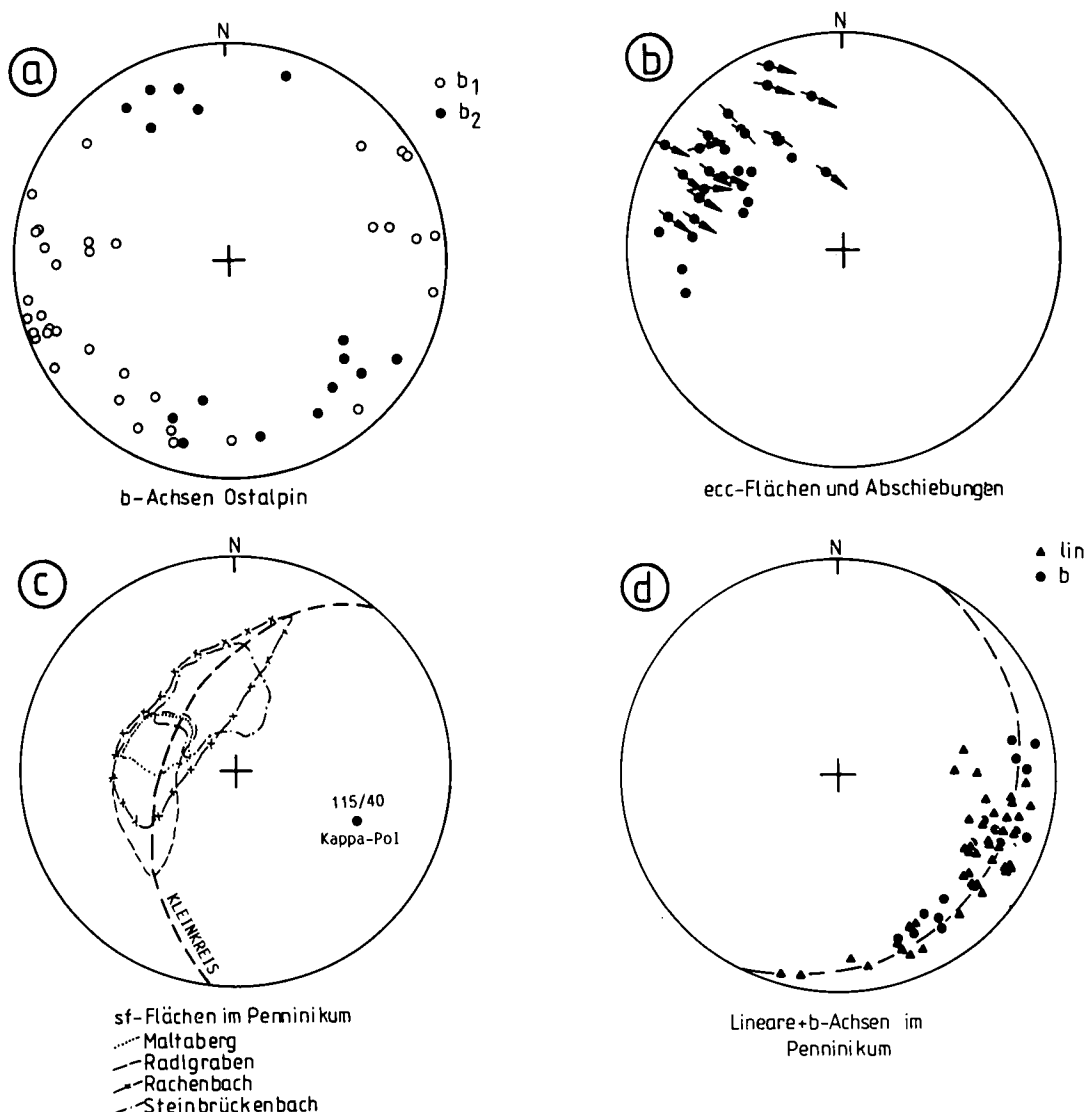


Abb. 32.

Schmidt'sche Netze.

- a) Zusammenstellung der gemessenen b-Achsen im metamorphen Ostalpin; b_1 ist vermutlich kogenetisch mit der prägenden Schieferung; bei b_2 handelt es sich um jungalpidische Schieferungen.
- b) Zusammenstellung der im Arbeitsgebiet gemessenen ecc-Flächen und Abschiebungen, wovon der überwiegende Teil im Penninikum aufgenommen wurde.
- c) Zusammenstellung der Schieferung im Penninikum (Einzeldaten vgl. Kapitel 4). Die Werte bilden einen Kleinkreis mit großem Öffnungswinkel (nahe Großkreis). Der Kappa-Pol der Kegelfläche des Tauerndoms (= Tauernwalze) liegt bei 115/40.
- d) Zusammenstellung der im Arbeitsgebiet gemessenen b-Achsen und Lineare im Penninikum. Die Werte liegen auf einem Kleinkreis mit großem Öffnungswinkel.

dem kann im bearbeiteten Gebiet bei einer kleinräumigen Serienverdopplungen eine isoklinale Faltung nicht ausgeschlossen werden. Inwieweit Überschiebungskörper mit ramp-flat-Strukturen am Aufbau des östlichen Tauernfensters beteiligt sind, kann wegen der randlichen Lage des Arbeitsgebietes und der jungalpidischen Gefügeprägung nicht entschieden werden.

Zusammenfassung

- Straffer Formlinienverlauf im Penninikum.
- Die Strukturen in Ostalpin sind indifferent und stoßen senkrecht auf die Strukturen des Penninikums.
- Die Grenze Ostalpin zu Penninikum steht steil, damit liegt das Ostalpin nicht auf dem Penninikum.

7.2 Lineamentauswertungen

Zur Lineamentauswertung wurden photographische Vergrößerungen der Westermann-Satellitenkarte: „Die Alpen“ verwendet. Ein Ausschnitt zwischen Ennstal-Linie im N und Periadriatischem Lineament im S wurde auf den Maßstab 1 : 500.000 vergrößert. Es wurden alle auf der Vergrößerung erkennbaren Lineamentstrukturen ausgewertet (Abb. 33). Zum Vergleich der ausgewerteten Lineamente wurden die Landsat-Bildlineamente-Karte von Österreich (BUCHROITHNER, 1984), die Luft-

bildauswertungen von CLIFF et al. (1971) und eigene Geländebeobachtungen herangezogen. Die Lineamente wurden nach Häufigkeit und Gesamtlänge in Richtungsrosendarstellung ausgewertet (Abb. 34a,b).

Die Lineamentkarte wird beherrscht von zwei unterschiedlichen Lineamentgruppen:

- 1) Kurz abgesetzte Lineamente mit NNE-SSW-Richtung (= Nebentäler).
- 2) Lang durchhaltende Lineamente mit WNW-ESE- bis NW-SE-Richtung (= Haupttäler).

Dieses Ergebnis steht in völliger Übereinstimmung mit den Untersuchungen von CLIFF et al. (1971) und mit den Luftbildauswertungen von Photolineamenten des Kartenblattes 156 von HAUSLER (1990).

Bei der Zuordnung der Lineamente zu einem Deformationsplan hilft die vereinfachte genetische Skizze der an Blattverschiebungen auftretenden Störungsbeigleitegefüge nach HANCOCK (1985) (Abb. 34c).

Zu 1) Die kurzen NNE-SSW-Lineamente werden einem früheren Deformationsereignis zugeordnet, da diese von den jüngeren Blattverschiebungen abgeschnitten werden (Abb. 33). Auf Grund der lokalen Ortskenntnis aus der Kartierung sind mir diese Lineamente zum Teil als Bruchstörungen mit Schollenabsenkung bekannt (vgl. Kapitel 4). Ich ordne diese älteren Brüche einem Span-

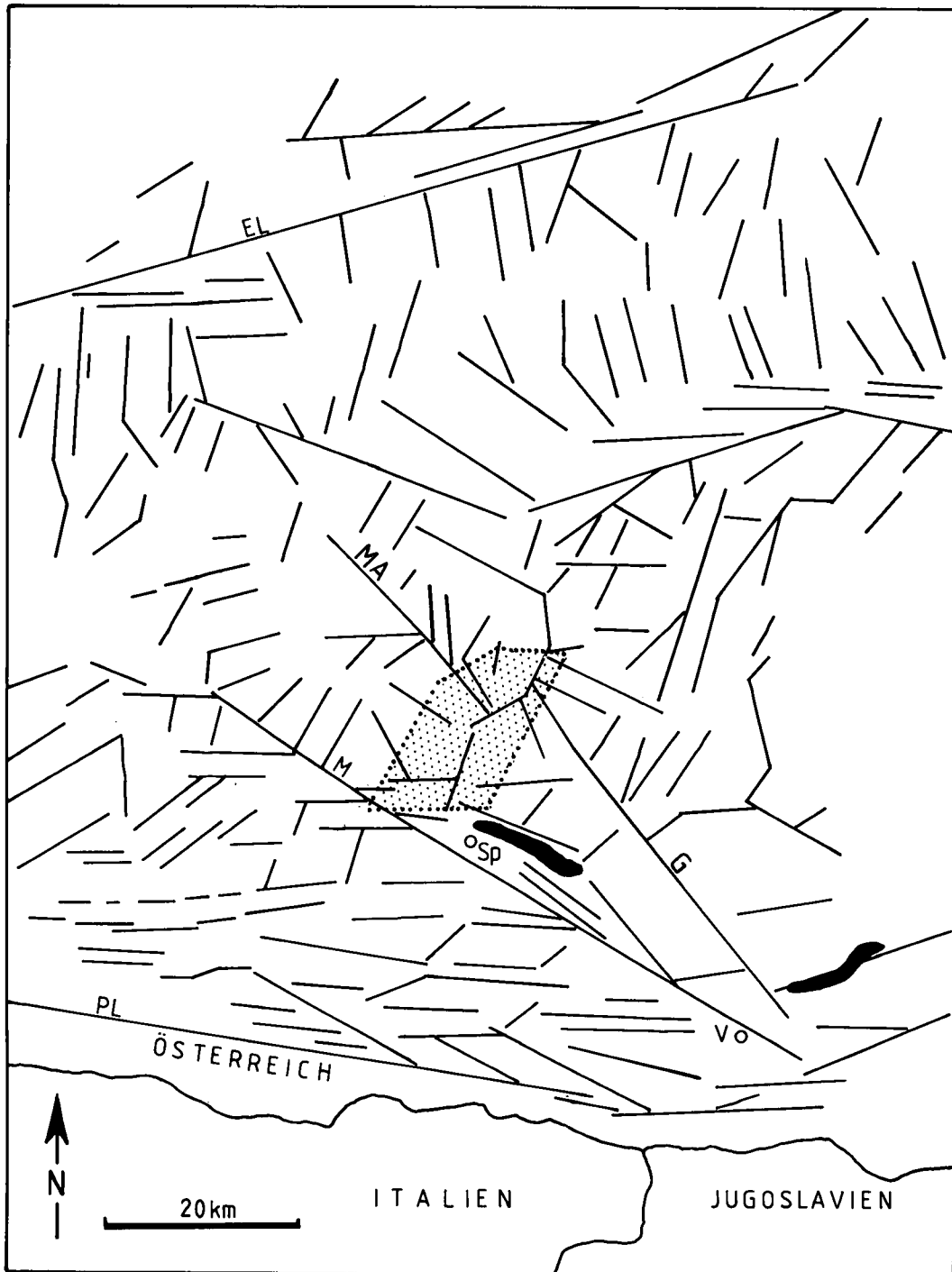


Abb. 33.
Lineamentkarte nach Vergrößerungen der Westermann-Weltraumbildkarte „Die Alpen”.
Gepunkteter Bereich = Arbeitsgebiet; EL = Ennstal-Linie; G = Gegendtal-Linie; M = Mölltal-Linie; MA = Maltatal; PL = Periadriatisches Lineament; SP = Spittal a.d. Drau; V = Villach.

nungsfeld mit annähernd N-S-(NNE-SSW-)gerichtetem σ_1 und WNW-ESE gerichtetem σ_3 zu. Eine weiterreichende Interpretation dieses Störungssystems erfolgt in Kapitel 8.2. Modellbetrachtungen.

- Zu 2) Das Periadriatische Lineament als südliche Begrenzung der Ostalpen ist in der Satellitenbildauswertung eine gut erkennbare Hauptstruktur. Es hat durch seine lang anhaltende Aktivität eine weit ausstrahlende Wirkung auf seine Umgebung, was die Koppelung großer Riedelbrüche mit Blattverschiebungskomponente an dieses Lineament zur Folge hat. Dem Periadriatischen Lineament werden mehrfach wechselnde Bewegungsrichtungen zugeordnet (SCHMID et al., 1989; SPRENGER & HEINISCH, 1990); als letztes

prägendes Ereignis tritt ein bruchhafter, dextraler Versatz auf.

Die Mölltal-Linie, die im PL mündet, kann als synthetische Riedelstörung (R) (Abb. 34c) mit dextralem Versatz interpretiert werden (SCHMID et al., 1989). Im Kartiergebiet fand sich eine Vielzahl parallel zur Mölltal-Linie verlaufender Störungen (Radlgraben, Rachenbach, Steinbrückenbach). Der Bewegungssinn beschränkt sich im Radlgraben nicht nur auf einen lateral Versatz.

Darüber hinaus kann auch eine vertikale Bewegungskomponente mit Hebung der Südflanke festgestellt werden (vgl. Kapitel 4.5., Abb. 16c).

Es ergibt sich daraus ein transpressiver Charakter der Blattverschiebungen.

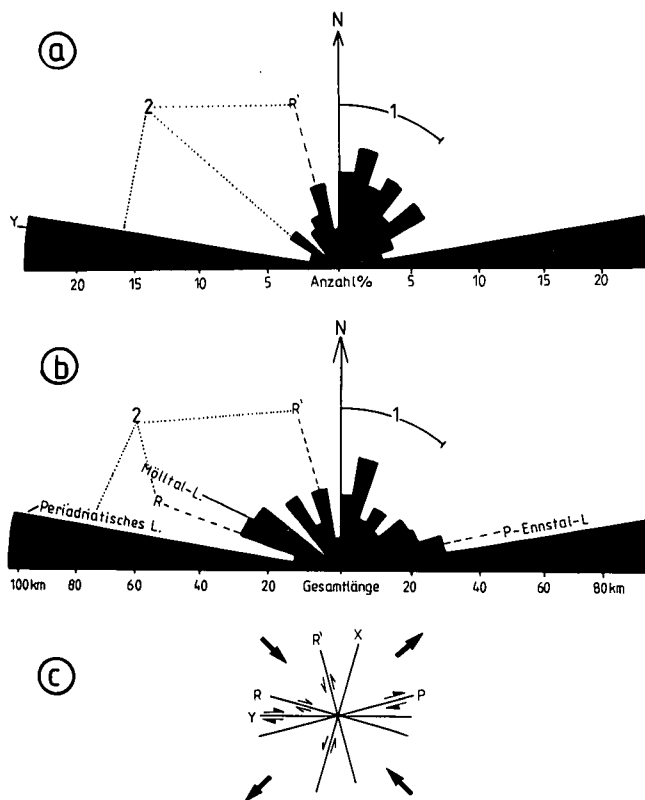


Abb. 34.

Lineamentverteilung als Richtungsrosen-Darstellung.

1 = Kurz abgesetzte NNE-SSW-streichende Lineamente werden von 2 abgeschnitten; 2 = Periadriatisches Lineament und zugeordnete Riedelflächen.

a) Richtungsrose sortiert nach der Häufigkeit; Lineamentsystem 1 und 2 können gut voneinander unterschieden werden.

b) Richtungsrose sortiert nach der Gesamtlänge; Störungssystem 2 dominiert über Störungssystem 1.

c) Schemadiagramm zur Entwicklung von Scherflächen nach HANCOCK (1985): Y = Hauptscherfläche, R = synthetischer Riedel, R' = antithetischer Riedel, X und P = nachgeordnete Scherflächen.

Die Gegendal-Maltatal-Linie, die östlich von Villach mit der Mölltal-Linie zusammentrifft (Abb. 33), ist möglicherweise ebenfalls dem periadriatischen Riedelsystem zuzurechnen. Eine Einordnung in das Blattverschiebungsmuster ist auf Grund fehlender Hinweise über die Bewegungsrichtung schwierig, obwohl die Lagerstätte Radenthein von dem Störungssystem abgeschnitten wird (GÖD 1981). Möglicherweise könnte es sich bei der Gegendal-Maltatal Linie, wegen des steilen Winkels zur Hauptscherfläche (= PL) um eine antithetische Riedelstörung R' mit einem sinistralen Versatz handeln (HANCOCK, 1985.).

Das hier dokumentierte periadriatische Störungssystem mit seinen konjugierten Riedelbrüchen (R und R') läßt auf ein Paläo-Spannungsfeld mit NW-SE- (ca. 150° - 330°) gerichtetem σ_1 und NE-SW-gerichtetem σ_3 schließen. Paläo-Spannungsuntersuchungen von SPRENGER & HEINISCH (1990) ergaben für den letzten Deformationsakt am PL ein NNW-SSE-gerichtetes Spannungsfeld.

Versucht man den Versatz an der Mölltal-Linie zeitlich etwas einzuengen, stellt man fest, daß an der Mölltal-Linie die jüngeren K-Ar-Glimmeralter des Penninikums von den älteren Glimmeraltern im Ostalpin getrennt werden (vgl. Kapitel 6.3, Abb. 29). Betrachtet man die Apatit-Spaltspurenalter, so sind keinerlei

Sprünge in der Altersentwicklung feststellbar (STAUFENBERG, 1987). Dies bedeutet, daß entlang der Mölltal-Linie in den letzten 10 Ma kein bedeutender Vertikalversatz stattgefunden haben kann. Die Bewegungen müssen daher zwischen 20 Ma und 10 Ma abgelaufen sein (vgl. Kapitel 6.3., 8.2.).

Zusammenfassung

- Älteres Spannungsfeld: σ_1 NNE-SSW, σ_3 WNW-E-SE, NNE-SSW-streichende Extensionsbrüche.
- Jüngeres Spannungsfeld = periadriatisches System: σ_1 NNW-SSE, σ_3 ENE-WSW, komplexes Blattverschiebungsmuster mit Hauptscherfläche, synthetischen und antithetischen Riedel-Flächen.
- Vertikalbewegungen an der Mölltal-Linie zwischen 20 Ma und 10 Ma.

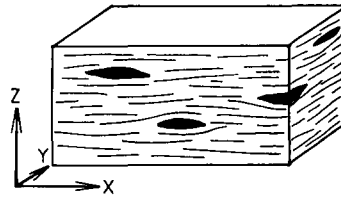
7.3. Mesoskopisch erkennbare Gefüge

Penninikum

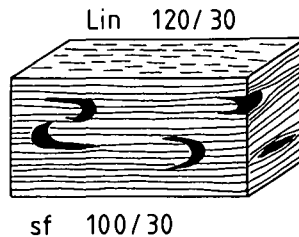
- 1) Anlage von Quarzbändern (Abb. 35/1).
- 2) Das dominierende Gefügeelement ist eine alpidische Foliation, die von Phyllosilikaten getragen wird. Sie fällt nach E bis SE ein und ist kogenetisch mit der Minerallineation (vgl. Kapitel 7.1.). Zum Teil ist die prägende Schieferung als Achsenflächenschieferung einer engen bis isoklinalen Faltung zu identifizieren (Abb. 35/2). Zeitlich dürfte die prägende Deformation in den Randbereichen des Penninikums syn- bis postmetamorph einzuordnen sein, da entlang der Schieferflächen eine Chloritisierung und dynamische Kornverkleinerung von Quarz feststellbar ist und keinerlei Hinweise auf ein statisches Mineralwachstum vorliegen. Die Gefügeprägung ist also jünger als max. 40 Ma. Die einheitlichen Maxima der Lagenkugelprojektionen unterstützen den Geländebefund. Ob dieser Gefügeprägung eine umfangreiche Deformation vor dem Metamorphosehöhepunkt vorangegangen ist wie dies bei KRUHL (1991) für die Silbereckmulde beschrieben wurde, kann aus den vorliegenden Strukturen nicht entschieden werden, da diese im Randbereich der östlichen Hohen Tauern vermutlich weitgehend ausgelöscht sind.
- 3) Ein häufiges Gefüge im Aufschluß, Handstück und Dünnschliff sind Scherbänder und ecc's (vgl. Kapitel 4, Abb. 35/3a, 36a-c), die die Hauptfoliation zerschneiden. Sie haben dieselbe Streichrichtung wie die Schieferung, jedoch fallen die Scherbänder deutlich steiler ein (ca. $120/50$) (Abb. 32b). Nicht überall konnten Scherbänder oder ecc's angelegt werden, so lassen sich neben den ecc's auch Scherfalten mit deutlichen Lang-Kurz Beziehungen in den Faltenschenkeln (Abb. 35/3b) erkennen. War die Scherfaltung sehr intensiv, kommt es gelegentlich zur Ausbildung einer Bruchschieferung (Abb. 35/3c).
- 4) Das Penninikum wird von Vertikalstörungen durchschnitten. Diese Störungen sind als spröde Brüche mit kataklastischer Deformation der Gesteine ausgebildet (vgl. Kapitel 4). Die Schollenbrüche haben eine N-S- bis NNE-SSW-Orientierung (vgl. Kapitel 7.2.). Manchmal sind an den Verschiebungsflächen Schleppepfalten und Harnischlineare erhalten. Sie weisen auf eine Hebung der Westflanke und eine Absenkung der Ostflanke hin.

PENNINIKUM

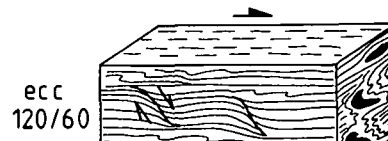
1. Diagenese, Kompaktion, erste Quarzgänge



2. Prägende alpidische Schieferung, Minerallinear, jünger als max. 40 Ma



- 3a. Häufig zu erkennen: Scherbandgefüge, kleinere Schlepfpalten. Im Zentralgneis duktile Scherbahnen und Augengneistextur.



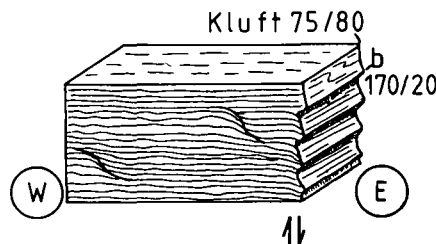
- 3b. Manchmal zu erkennen: enge Falten mit Parasitärfaalten



- 3c. Selten zu erkennen: spröde Bruchschieferung



4. Schollenbrüche mit Hebung der W-Flanke und Absenkung der E-Flanke



5. Blattverschiebungen: Periadriatisches System

Abb. 35.
Deformationsabfolge
im Penninikum.

- 5) Die Vertikalstörungen werden durch Blattverschiebungen abgeschnitten. Genetisch sind diese Blattverschiebungen vermutlich mit dem periadriatischen Riedelsystem verknüpft.

Deformationsstrukturen im Penninikum

- D₁ Diagenese, Kompaktion.
- D₂ Prägende Schieferung mit isoklinaler Faltung und Minerallineation, syn- bis postmetamorph < 40 Ma, Tauernwalze.
- D₃ Scherbandgefüge, enge Faltung und selten Bruchschieferung.
- D₄ Schollenbrüche mit jeweiliger Hebung der Westflanke.

- D₅ Überregional: Blattverschiebungen PL und Mölltal Linie.

Ostalpin

Die Problematik bei der Aufstellung einer Deformationsabfolge im ostalpinen Kristallin beruht auf folgenden Punkten: Es können nicht alle Deformationsereignisse an einem Aufschluß nachvollzogen werden, da jeweils geschonte Partien auftreten. Andererseits sind die Gefüge eines vorangegangenen Deformationsaktes manchmal auch durch eine intensive nachfolgende Zerschierung ausgelöscht. Auf Grund rheologischer Kontraste können sich verschiedene Gefüge nebeneinander entwickeln. Einzelne Deformationsschritte gehen

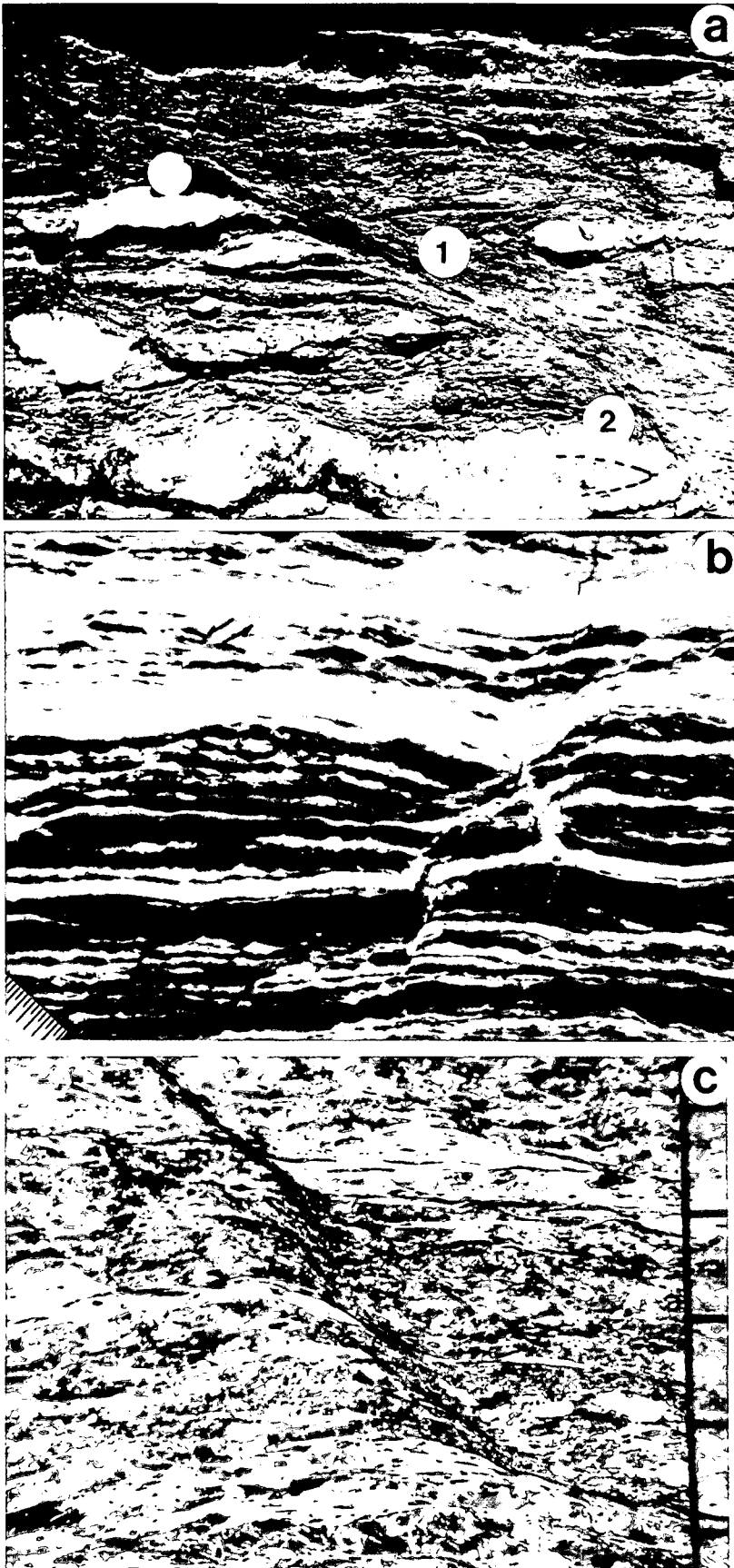


Abb. 36.

Ecc-Gefüge in penninischen und ostalpinen Gesteinen.

- a) Ecc = D_3 (1) in Kalkglimmerschiefern des Penninikums (Bündner Schiefer). Es erfolgte eine Abschiebung nach E. Isoklinale Faltung = D_2 (2) von Quarzkauern.
Forststraße Sparberkopf 1220 m.
- b) Ecc in quarzitischen Myloniten im Kontaktbereich Ostalpin-Penninikum, Abschiebung nach Osten ($X = 100/35$).
Probe R1, Radlgraben Brücke 811 m, ca. 50 m bachaufwärts.
- c) Ecc-Gefüge in quarzitischen Glimmerschiefern (Ostalpin) im Grenzbereich zur Tschaneck-Schollenzone. Abschiebung nach ENE. Entlang dem Scherband kommt es bevorzugt zu dynamischer Rekristallisation.
Probe KA1, 1970 m Skipiste südlich Tschaneck.

fließend ineinander über. Die vorgenommene Reihung beschränkt sich daher auf die Strukturen, die zweifelsfrei in einem Großteil der Aufschlüsse anzutreffen sind.

Die Lagenkugelprojektionen von Schieferungsflächen des Ostalpins zeigen nur einen geringen Grad der Re-

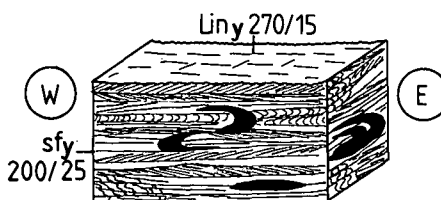
gelung (vgl. Kapitel 4). Die Meßwerte streuen stark. Ein Teil der Streuung ist ein Effekt von Hanggleitungen und Bergrutschen, wie sie für das Liesertal nachgewiesen sind (Učík, 1974).

OSTALPIN

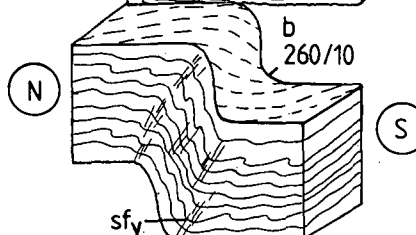
1. Voralpidische Schieferung mit gefalteten Quarzknuern



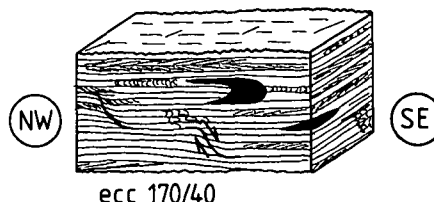
- 2a. tieferes Stockwerk: prägende alpidische Schieferung (ca. 100 Ma) unterschiedlich straff ausgebildet, mehrfach gefaltete Quarzbänder



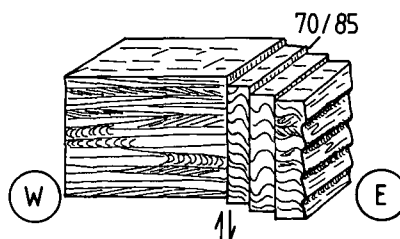
- 2b. höheres Stockwerk (Tschirnock): enge S-vergente Falten



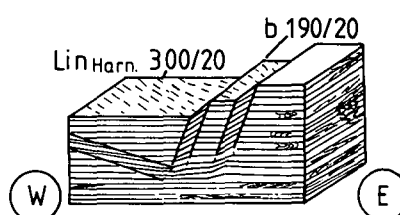
3. Grenze Ostalpin / Penninikum: Scherbandgefüge



- 4a. Schollenbrüche mit Hebung der W-Flanke und Absenkung der E-Flanke



- 4b. Als begleitende Gefüge der Sprödeformation: Knickband-Gefüge



5. Blattverschiebungen: Periadriatisches System

Abb. 37.
Deformationsabfolge
im Ostalpin.

- 1) Den alpidischen Deformationen geht eine nicht näher bekannte Anzahl voralpidischer Kristallisations- und Deformationsereignisse voraus, die ein komplexes Ausgangsgefüge hinterließen (Abb. 37/1).
- 2) Auf Grund der nicht übersehbaren Anzahl der vorangegangenen Deformationen (Abb. 38a) möchte ich die letzte prägende Schieferung als sf_y bezeichnen. Die prägende Foliation ist als Achsenebenenschieferung einer isoklinalen Faltung zu verstehen (Abb. 37/2a). Sie zerschneidet die eng gefaltete Schieferung sf_x . Das Gefüge ist meist linsig ausgeprägt; ein einheitlicher Schersinn ist nicht festzustellen. Isoklinale Falten von wenigen cm bis m

Größe sind im Liesertal üblich. In einem höheren Krustenstockwerk mit geringerer Deformation (Tschirnock) können auch offene Scherfalten mit kleinen Parasitärfaleten beobachtet werden (Abb. 37/2b). Die Falten zeigen eine Vergenz nach Süden an. Das Gefüge des Handstücks wird von sich überschneidenden Schieferungsflächen und Faltenzügen geprägt. Die Lineation ist überwiegend als Überschneidungs- oder Crenulations-Linear ausgebildet. Ehemalige Quarzgängchen sind zerrissen; die Scharnierbereiche sind gut zu erkennen. Die heute sichtbare, prägende Foliation dürfte dem eoalpinen Deformationsereignis zugeordnet werden (letzter Metamorphosehöhepunkt, vgl. 6.2.).

- 3) Als eigenständigen Deformationsschritt betrachte ich die Scherbandgefüge, die bevorzugt im Grenzbereich Ostalpin-Penninikum zu finden sind (Abb. 37/3, 36c). Auf Grund ihrer Nähe zum Tauernfenster nehme ich eine zeitgleiche Entstehung der Scherbandgefüge im Penninikum und Ostalpin an.
- 4) Ebenso wie im Penninikum sind im Ostalpin Schollenbrüche mit einer Hebung der Westflanke zu erkennen (Abb. 44/4a). Gekoppelt mit diesem Deformationsakt sind im ostalpinen Kristallin häufig Knickband-Gefüge bzw. Biegegleitfaltungen mit Harnischstriemungen zu finden (Abb. 38c). Die Knickband-Ebenen fallen nach E bzw. W ein, die Knickachse ist nahezu N-S-orientiert. Nach Westen einfallende Knickzonen treten häufiger auf, zum Teil gehen diese Knickzonen in

ke zu erkennen (Abb. 44/4a). Gekoppelt mit diesem Deformationsakt sind im ostalpinen Kristallin häufig Knickband-Gefüge bzw. Biegegleitfaltungen mit Harnischstriemungen zu finden (Abb. 38c). Die Knickband-Ebenen fallen nach E bzw. W ein, die Knickachse ist nahezu N-S-orientiert. Nach Westen einfallende Knickzonen treten häufiger auf, zum Teil gehen diese Knickzonen in

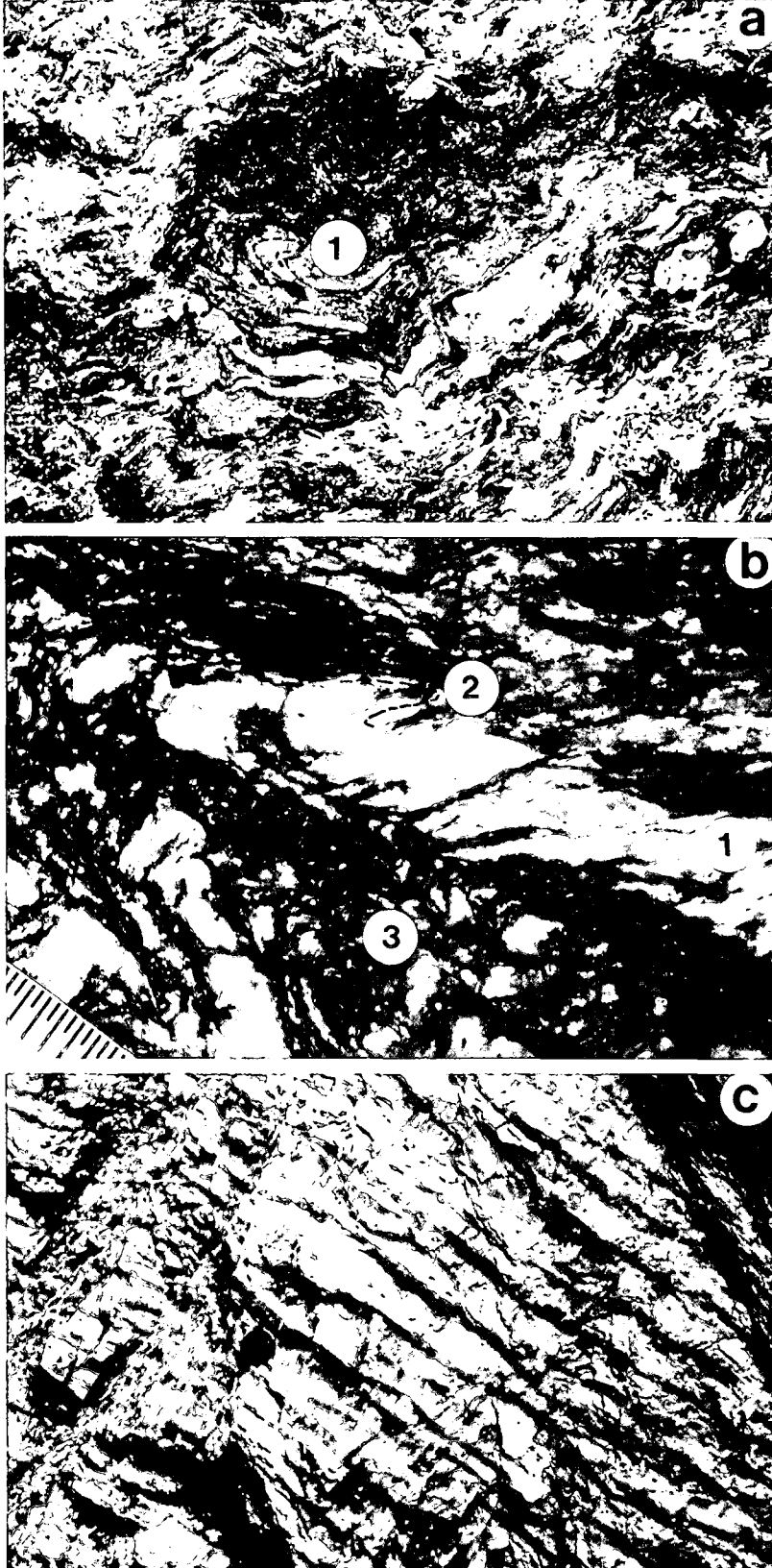


Abb. 38.

Deformationsgefüge im Ostalpin.

- a) Mehrfache, isoklinale Faltung (1) von Quarzbändern in Glimmerschiefern des Ostalpins.
Umgebung Probe 8850, 2300 m Grat Torscharte-Stubeck.
- b) Mehrfach deformierte und gefaltete Granat-Glimmerschiefer des Ostalpins.
1 = Quarzbänder D_1 ; 2 = isoklinale Faltung und prägende Schieferung D_{11} ; 3 = ecc-Flächen D_{12} .
Probe R6, Profil Radlgraben.
- c) Knickband-Deformation in Quarzphylliten am Katschberg.
b = 190/35; lin = 300/20. Auswertung im Schmidt'schen Netz Abb. 9c.
Probe KA11, Aufschlußwand hinter dem Hotel Hubertus am Katschberg.

Falten mit Harnisch-Lineationen (ca. 300/30) über. Die Knickband-Strukturen sind besonders schön am Katschberg und Saraberg entwickelt. Die Auswertungen der Knickbänder im Schmidt'schen Netz nach RAMSAY & HUBER (1987) und EISBACHER (1991) deuten auf eine späte, bruchhafte W-E-Einengung hin.

- 5) Im Mölltal wird das ostalpine Kristallin von den Blattverschiebungen des periadriatischen Systems zerschnitten.

Deformationsabfolge im Ostalpin

- D_x Voralpidisch: voralpidische Schieferung sf_x , vermutlich gekoppelt mit einer isoklinalen Faltung.
 D_{y1} Alpidisch: prägende Foliation sf_y , isoklinale Faltung der voralpidischen Schieferung sf_x , im höheren Stockwerk enge Falten, Lin 270/15.
 D_{y2} Scherbanddeformation der randlichsten ostalpinen Einheiten, selten!!!
 D_{y3} Zerböckung durch Hebung des Tauernfensters, Knickband-Gefüge, W-E-Einengung.
 D_{y4} Überregional: Blattverschiebungen an PL und Mölltal Linie.

7.4. Strainanalyse

Ziel der Strainanalyse war es, die Strainentwicklung zu dokumentieren und den Deformationstyp mit Hilfe des Flinn-Diagrammes einzugrenzen. Zur Anwendung kam die R_f/Φ -Methode, R_s und R_l wurden rechnerisch nach Bereinigung der Ausreißerwerte (max. 3) nach der Formel von RAMSAY & HUBER (1983) bestimmt:

$$R_s = (R_{lmax} \times R_{lmin})^{1/2}$$

$$R_{lmax} = (R_{lmax}/R_{lmin})^{1/2}$$

Für eine exakte Erfassung des Strain-Betrages fehlt in allen untersuchten Gesteinen die primäre isometrische Ausgangsgestalt der Körner vor dem letzten Deformationsereignis. Die Strainanalyse stellt daher keine quantitative Aussage über den finiten Gesamtstrain dar. Alle in den nachfolgenden Untersuchungen gemessenen Werte sind nur als Teilstrain zu verstehen und nur für dieses Gestein an diesem Ort gültig. Auf Grund der Viskositätskontraste der Matrix zu den Quarzbändern und der unterschiedlichen Zusammensetzung der Matrix ist es schwierig, die einzelnen Strainbeträge miteinander zu vergleichen. Dem Teilstrain wird jedoch eine qualitative Signifikanz für die Art der Deformation zuerkannt.

Die R_f/Φ -Methode ist anwendbar für ellipsoide Körper mit regelloser Ausgangsverteilung. Mikroskopisch erkennbare Quarzausscheidungen, die meist parallel zur Schieferung während eines vorangegangenen Deformationsaktes angelegt wurden, dürften in XZ- und YZ-Schnittlagen nahezu statistisch verteilt sein. Eine Vorzugsregelung parallel zur Schieferung muß jedoch angenommen werden, sodaß Strainanalysen an diesen Quarzkörpern immer Maximalwerte ergeben. Für die Strainanalyse wurden jeweils die größten noch nicht rekristallisierten, in der prägenden Schieferung liegenden Quarzbänder ausgewählt. Besondere Sorgfalt war bei der Auswahl von Quarzbändern in den Quarzphylliten nötig. Proben mit einem möglichst niedrigen Glimmergehalt (Drucklösung) und Proben, die keine Faltungsgefüge im YZ-Schnitt aufwiesen, erhielten den Vorzug bei der Strainanalyse.

Penninikum

R_s wurde jeweils im XZ-Schnitt (senkrecht Schieferung und parallel zum Linear) ermittelt.

- Zentralgneis: $R_s = 6,4; 5,1$. Ein Klasten-/Matrixeffekt macht sich in diesen Werten bemerkbar. Die Deformation findet daher bevorzugt auf den duktil deformierbaren Quarzbändern statt.
- Feldspatgneis: $R_s = 5,1$.
- Quarzite bzw. Glimmerschiefer: $R_s = 4,7; 6,2$.
- Kalkglimmerschiefer: $R_s = 4,1$ Calcit als das verformungsweichere Mineral nimmt den Strain auf.

Ostalpin

R_s wurde jeweils im XZ-Schnitt (senkrecht Schieferung und parallel zum Linear) gemessen.

- Granat-Glimmerschiefer, eoalpin kristallisiert und geschiefert E2: $R_s = 2,1$.
- Glimmerschiefer, postmetamorph deformiert E4: $R_s = 3,9$.
- Quarzreicher Glimmerschiefer oder Quarzphyllit R5, M7: $R_s = 4,7; 4,2$.

Die Strainwerte zeigen eine Abnahme der Deformation (R_s 6,4→2) vom Randbereich der Zentralgneise zu den eoalpin kristallisierten Granat-Glimmerschiefern ohne nachfolgende Temperung an. Daraus wird deutlich ersichtlich, daß die Deformationen im ostalpinen Kristallin nach dem eoalpinen Metamorphosehöhenpunkt stattgefunden haben, denn auch die ostalpinen Schiefer wurden deformiert. Das Gleiche gilt für die Deformation im Penninikum, auch sie fand nach dem Metamorphosehöhenpunkt (40–25 Ma) statt. Unter der

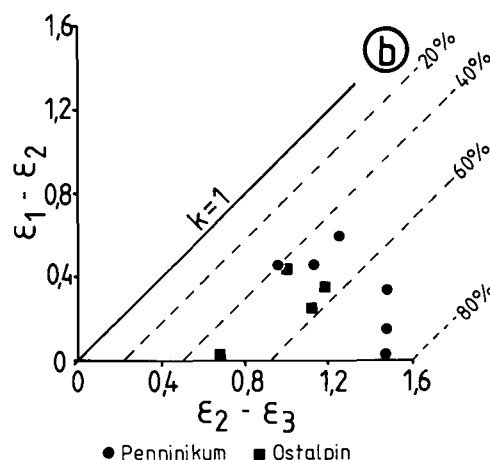
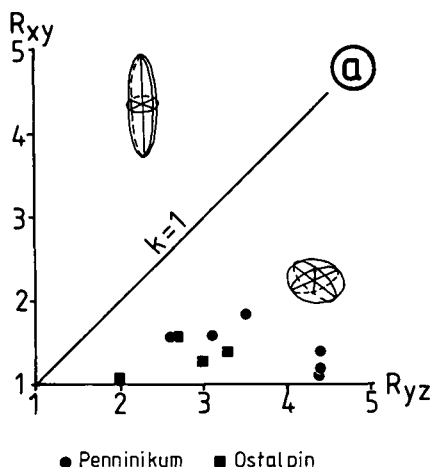


Abb. 39.

Strainanalysen.

- a) Die Straindaten für Ostalpin und Penninikum (bestimmt nach der R_f/Φ -Methode) plotten im Flinn-Diagramm in den Bereich der oblaten Deformation.
 b) Die Darstellung des natürlichen Strains nach RAMSAY & WOOD (1973) dokumentiert deutliche Volumensverluste von ca. 50 %.

Voraussetzung, daß die hier ermittelten Strainwerte einem gemeinsamen Deformationsereignis zuzuordnen sind, läßt sich der Zeitpunkt der gemeinsamen Deformation mit max. 40 Ma oder jünger angeben.

Die ermittelten Strainwerte plotten im Flinn-Diagramm alle im Bereich der scheinbaren Plättung (Abb. 39a). Werden die XY-/YZ-Achsenverhältnisse als $\ln R_s$ (natürlicher Strain = ϵ) aufgetragen (Abb. 39b), ergeben sich Hinweise auf Volumenveränderungen während der Deformation (RAMSAY & WOOD, 1973; HOBBS, MEANS & WILLIAMS, 1976). Der überwiegende Teil der Daten liegt dann in einem engen Streubereich um eine Gerade mit 45°-Steigung. Eine Gerade mit 45°-Steigung mit Ursprung im Nullpunkt entspricht der Plane-Strain-Geraden ($k=1$), die den Bereich der scheinbaren Streckung vom Bereich der scheinbaren Plättung trennt. Durch einen Volumenverlust (im Arbeitsgebiet: ca. 50 %) in der YZ-Richtung wird die Plane-Strain-Gerade in den Bereich der scheinbaren Plättung (RAMSAY & WOOD, 1973) verschoben. Die Angaben über den Volumenverlust sind streng genommen nur bei koachsialer Deformation (plane-strain) anwendbar. Sie sind stets ein Hinweis darauf, daß ein beachtlicher Anteil der Deformationen von Volumenveränderungen begleitet waren. In den meisten Proben lassen sich Drucklösungsgefüge von Quarz entlang der Schieferung feststellen (Abb. 45b). Der gelöste Quarz wird in Druckschattenhöfen und in Quarzgängen und -knauern, die im Gelände sichtbaren sind, wieder ausgefällt. Die angegebenen Volumenverluste, die sich allein auf foliationsbezogene Marker erstrecken, stellen daher Maximalwerte dar. Für die hier betrachteten Serien gehe ich auf Grund der Dünnschliffgefüge und Geländedaten (Drucklösung, Druckschatten, Quarzgänge etc.) davon aus, daß ein Großteil des in XY-Richtung verlorenen Volumens in Richtung der größten Streckung (XZ) wieder ausgeschieden wurde. Dieser Vorgang muß im Zusammenhang mit duktiler Dehnung gesehen werden. Ein Teil des abgeführten Volumens (vornehmlich Quarz), dürfte auch am Aufbau der alpidischen Kluftfüllungen beteiligt sein.

Durch ein rechnerisches Verfahren (Verkürzung = $(1 - (1/R_s)) \times 100$ %) zur Erfassung der prozentualen Verkürzung nach ONASCH (1984) ergibt sich bei den gefundenen Strainwerten eine subvertikale Verkürzung von 70–80 %. Die Voraussetzung für dieses Verfahren ist eine homogene Plane-Strain-Deformation.

Diese Werte entsprechen in etwa den Angaben von VOLP & BEHRMANN (1990), die im Dachbereich des Hochalm-Ankogelmassivs ebenfalls eine subvertikale Verkürzung von 58–86 % feststellen konnten. Bereits von CLIFF et al. (1971) wurden Strain-Analysen bearbeitet. Für eine Dolomit-Quarzit-Breccie in der äußeren Schieferhülle wird ein natürlicher Strain von $\epsilon = 1,5$ –2,5 angegeben (nach RAMSAY, 1967). Der Deformationstyp liegt im Plättungsbereich. Aus diesen Werten ergeben sich laut CLIFF et al. (1971) max. 75 % Plättung für die äußere Schieferhülle. Für die innere Schieferhülle wurde die Strainanalyse an boudinierten Gängen vorgenommen. Es ergaben sich Werten für den natürlichen Strain von $\epsilon = 0,5$ –1,3, was eine Plättung der inneren Schieferhülle um 40–70 % für die Kernbereiche bedeutet und in den Randbereichen einer Plättung von max. 80 % ($\epsilon = 1,7$ –2,4) entspricht.

Aus diesen Betrachtungen wird ersichtlich, daß in den Randbereichen des Tauernfensters eine duktile

Dünnung, begleitet von einem umfangreichen Stofftransfer stattgefunden hat. Diese duktile Dünnung erklärt die auffallend geringen Mächtigkeiten der einzelnen penninischen Serien. Die Mächtigkeit der penninischen Abfolgen (Altes Dach und Schieferhülle) vom Zentralgneis bis zu den Schieferhüllen des ostalpinen Kristallins beträgt im bearbeiteten Bereich ca. 1000 m. In anderen Teilen des Penninikums sind Mächtigkeiten von 3000–6000 m üblich.

Die Prozentangaben sollen nicht als absolute Zahlen betrachtet werden, sondern nur eine Abschätzung darstellen, um die Vorstellung über die Größenordnungen von Stoffumsatz und duktiler Verformung zu erleichtern.

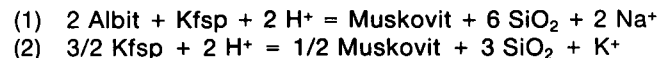
Zusammenfassung

- Strainabnahme von den Randbereichen der Zentralgneise zum ostalpinen Kristallin von R_s 6,4–2,1.
- Deformationstyp: Plättung.
- Natürlicher Strain ergibt Volumenverluste in YZ-Richtung um ca. 50 %.
- Subvertikale Verkürzung bis max. 80 %.

7.5. Volumenverluste

Nicht nur durch die Strainanalysen bekommt man Hinweise auf mögliche Volumenverluste im bearbeiteten Gebiet. Auch bei der Durchsicht der Schliffe des ostalpinen Kristallins fallen Anreicherungen von Eisenhydroxiden (Abb. 45c), Eisenkarbonaten (Abb. 45a), Opakerzen und Leukoxen bzw. Ti-Phasen (Rutil, Titanit ...) auf Schieferungsflächen auf.

Die Wissenschaft schenkte diesem Phänomen gerade in den letzten Jahren besondere Aufmerksamkeit und stellte eine Anreicherung von immobilisierenden Elementen in Myloniten von duktilen Scherzonen fest (O'HARA & BLACKBURN, 1989; ROTH, 1984; STÖCKERT, 1982). Neben der üblichen Anreicherung von Phyllosilikaten wurde von ihnen eine Abnahme des Feldspatgehaltes, eine Reduktion der Korngröße und eine Anreicherung von Ti, Zr, P, Y und V festgestellt. Diese Elemente sind bevorzugt in den Mineralen Apatit, Zirkon, Ilmenit und Epidot in den phyllosilikatreichen Lagen der Foliation zu finden. Beteiligt an diesem Prozeß ist eine fluide Phase, die Alkalien und Silizium wegführt und so zu einer Anreicherung von Muskovit und immobilisierenden Elementen und Mineralen führt. Eine der wichtigsten Reaktionen ist der Abbau von Feldspäten (O'HARA & BLACKBURN, 1989) (siehe auch Kapitel 8.3.):



Wenn aus Gleichung (2) die gesamte entstandene Kieselsäure und alle Alkalien weggeführt werden, kommt es zu einem Volumenverlust von 57 % (O'HARA & BLACKBURN, 1989). Die Kieselsäure findet sich auf Klüften und in Quarzknauern wieder (O'HARA, 1988). Die Quarzknauern sind für den Quarzphyllit namensgebendes Kennzeichen. Diese Volumenreduktion kann zu einem Teil an der vorher diskutierten Volumenveränderung (Kapitel 7.5.) beteiligt sein. Dies gilt am Ostrand des Tauernfensters sowohl für die penninischen, als auch für die ostalpinen Serien.

In den Kalkglimmerschiefern fand eine Volumenreduktion durch Deformation und Drucklösung bevorzugt in den Schwarzschieferhorizonten statt. Ihre Gefüge

sind im Gelände ausgezeichnet durch eine besonders intensive Deformation. Im Labor kann in den Schwarzschieferlagen ein erheblicher Graphitgehalt festgestellt werden. Es könnte sich dabei um den immobilen Lösungsrückstand der Kalkglimmerschiefer handeln. Der wegtransportierte Calcit findet sich in Calcitklüften und Hohlraumfüllungen wieder.

In den Zentralgneisen und Feldspatgneisen sind auf Scherflächen Anreicherungen von Rutil, Titanit und Epidot gemeinsam mit Biotit und Chlorit festzustellen. Auch diese Anreicherungen werden als Hinweis auf Volumenreduktionen gedeutet. Neben dem Abbau der Feldspäte ist im ostalpinen Kristallin auch ein Zerfallen der Biotite zu erkennen. Sie liefern bei ihrem Zersatz die Ti-Phase (MILOTA, 1986). Volumenreduktion stellt somit einen erheblichen Anteil an den Deformationsvorgängen am Ostrand des Tauernfensters.

Zusammenfassung

- Anreicherung mobiler Elemente auf Schieferungsflächen.
- Zusammenbruch von Feldspat und Biotit in ostalpinen Schiefen.
- Drucklösung von Calcit.

7.6. Zusammenschau der Indizien

Nach der Darstellung der erhobenen Daten sollen die mir besonders wichtig erscheinenden Fakten kurz abschließend zusammengestellt werden.

- ① Auf Grund der Kartierung ergaben sich keinerlei Hinweise für einen komplexen Deckenbau, wie dieser von EXNER (1985) und TOLLMANN (1975) für die östlichen Hohen Tauern gefordert wurde. Es besteht ein Intrusionskontakt zwischen Zentralgneisen und Altem Dach. Die Serienabfolge im Penninikum entspricht einer weitgehend intakten, stratigraphischen Abfolge (vgl. Kapitel 3, 4). Kleinere Abscherhorizonte werden in den Habachphylliten bzw. den Biotitschiefern der Habach-Serie, der karbonatischen Trias und in den Schwarzschieferhorizonten der Kalkglimmerschiefer vermutet. Hinweise für eine Serienverdopplung oder Ferndecken (Faziesdifferenzen) fehlen.
- ② In den östlichen Hohen Tauern existieren lithologisch und lithofaziell identische Gesteine zur Habach-Serie. Infolgedessen werden diese Gesteine als Habach-Serie benannt.
- ③ Makroskopisch stoßen im Untersuchungsgebiet zwei Einheiten mit unterschiedlicher Prägung zusammen:
 - Die Gefüge im Penninikum sind straff geregelt. Im gesamten Untersuchungsbereich sind Scherbänder mit Südost-Abschiebungen des Hangenden erkennbar.
 - Das ostalpine Kristallin ist gekennzeichnet von starker Streuung der tektonischen Daten, uneinheitlichen Deformationsgefügen, duktilen Gefügen neben Knickband-Deformation und Kataklyse, inhomogener Deformation auf Grund unterschiedlicher petrographischer Zusammensetzung und unterschiedlicher Rheologie. Dies alles wird überlagert durch Hanggleitungen von gewaltigem Ausmaß.
 - Nur am Südrand der Hohen Tauern werden die Gefüge zwischen Kristallin und Penninikum einander angeglichen.
 - Der Kontaktbereich zwischen metamorphem Ostalpin und Penninikum besteht aus duktilen, quarzitischen Myloniten mit Scherbandgefügen.
- ④ Die Metamorphose hat im Penninikum ein Alter von 40–25 Ma, im Gegensatz zu ca. 100 Ma im Ostalpin. Es besteht also ein Dischronismus der benachbarten Einheiten. Apatitspaltpurendatierungen deuten auf eine getrennte Entwicklung der beiden Einheiten bis vor ca. 20 Ma (vgl. 6.3.).
- ⑤ Die heute erkennbare Kontaktzone zwischen Ostalpin und Penninikum enthält keinerlei Hinweise, daß es sich bei dieser Trennfläche um eine großräumige Überschiebungsfläche handeln könnte. Vielmehr stoßen in diesem Bereich Gesteine verschieden alter Prägung aneinander, ohne eine umfangreiche gemeinsame Deformation erfahren zu haben.
- ⑥ Der duktile, quarzitische, mylonitische Kontaktbereich zwischen Ostalpin und Penninikum läßt durch Scherbänder auf eine Abschiebung des Hangenden nach Südosten schließen. Der überwiegende Teil der Scherbänder im Penninikum ist duktil, daneben sind bruchhafte Abschiebungen und Schollenbrüche erkennbar. Die duktile Gefügeprägung war begleitet von einer duktilen Dünnung und Plättung der Serien (subvertikale Verkürzung bis zu 80 %).
- ⑦ Die Kontaktfläche zwischen Ostalpin und Penninikum bildet eine steile kataklastische Bewegungszone. Sie überprägt die quarzitischen Mylonite von 6.
- ⑧ Die Auswertung der Lineamente erbrachte zwei zeitlich voneinander getrennte Störungssysteme:
 - Das ältere System entspricht den Schollenbrüchen, die vermutlich im Zuge der Hebung der Hohen Tauern entstanden sind.
 - Das jüngere System wird der Periadriatischen Linie und ihren begleitenden Riedelbrüchen zugeordnet.

8. Diskussion der Ergebnisse

8.1. Geophysik am Tauern-Ostrand

An Hand der Bouguer-Schwereanomalien-Karte (Abb. 40) und der Horizontalgradienten ist eine starke Abnahme der Bouguerschwere in Richtung auf die Hohen Tauern festzustellen (MEURERS et al., 1987). Im Penninikum besteht ein Schwereminimum. Das metamorphe Ostalpin ist gekennzeichnet durch ein unruhi-

ges Isolinenbild mit einem verhältnismäßig flachen Horizontalgradienten. Eine rasche Schwereabnahme setzt westlich von Radenthein ein. Der Horizontalgradient erreicht Werte von bis zu 5 mgal/km. Die Bouguer-Anomalie erfährt eine Erhöhung von –40 mgal im Bereich von St. Veit a. d. Glan bis auf –160 mgal im Ankogelgebiet (MEURERS et al., 1981). Eine ähnliche Entwicklung der Bouguerschwere kann in einem N–S Profil auf

der Linie Pölla – Millstätter See beobachtet werden (MEURERS et al., 1981).

RUESS (MEURERS et al., 1981) modellierte nach dem Talwani-Verfahren ein dreidimensionales Bild zu der

beschriebenen Schwereanomalie. Das Modell besteht aus verschiedenen Teilkörpern unterschiedlicher Dichte und geht von der Oberflächengeologie aus (Abb. 41a). Die dabei entstandenen Profile lehnen sich sehr stark

5346000.0

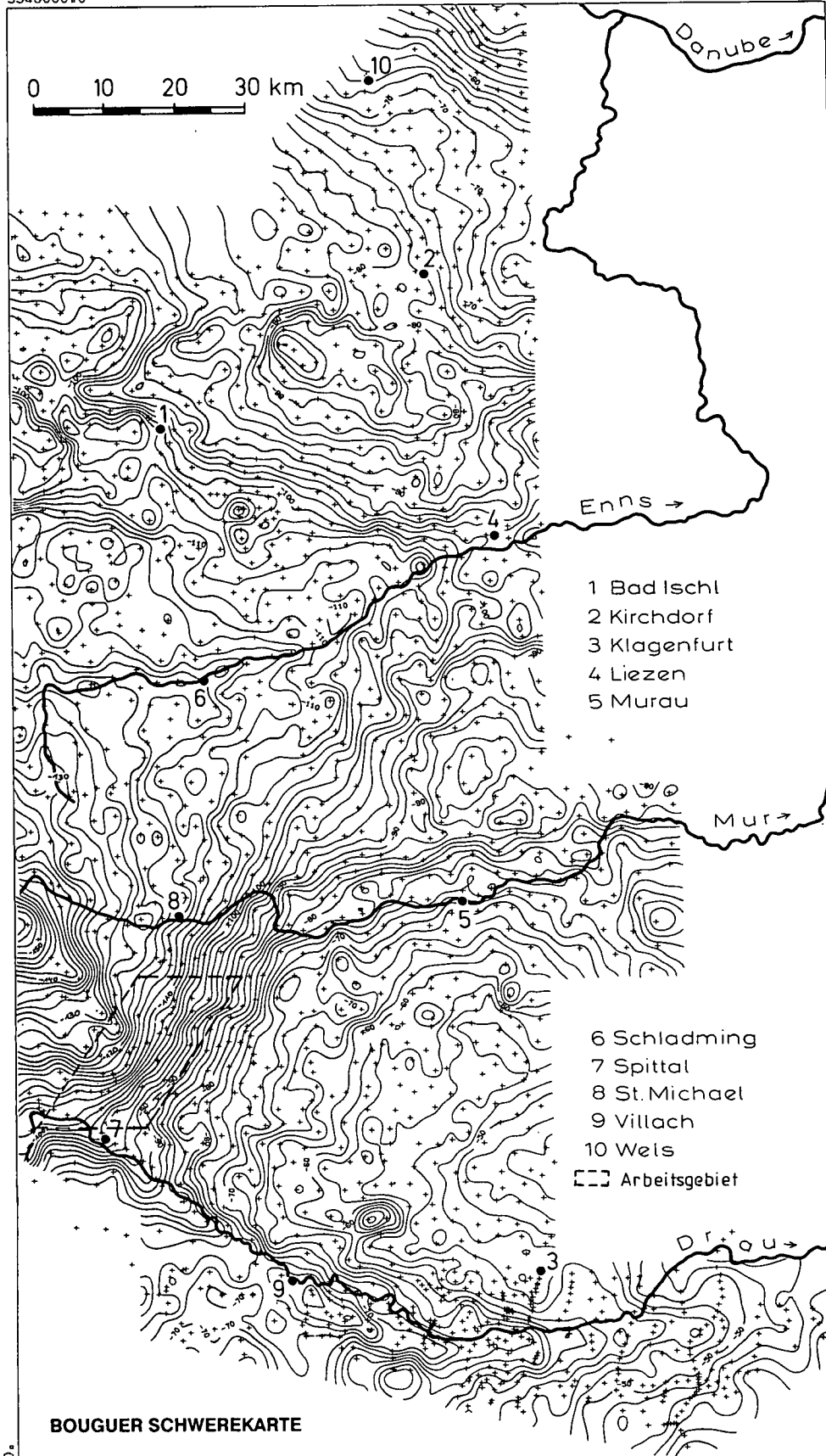


Abb. 40.

Bouguer-Schwerekarte

nach MEURERS et al. (1987).

Im Arbeitsgebiet besteht eine besonders enge Scharung der Iso-
linien.

116000.0

5138000.0

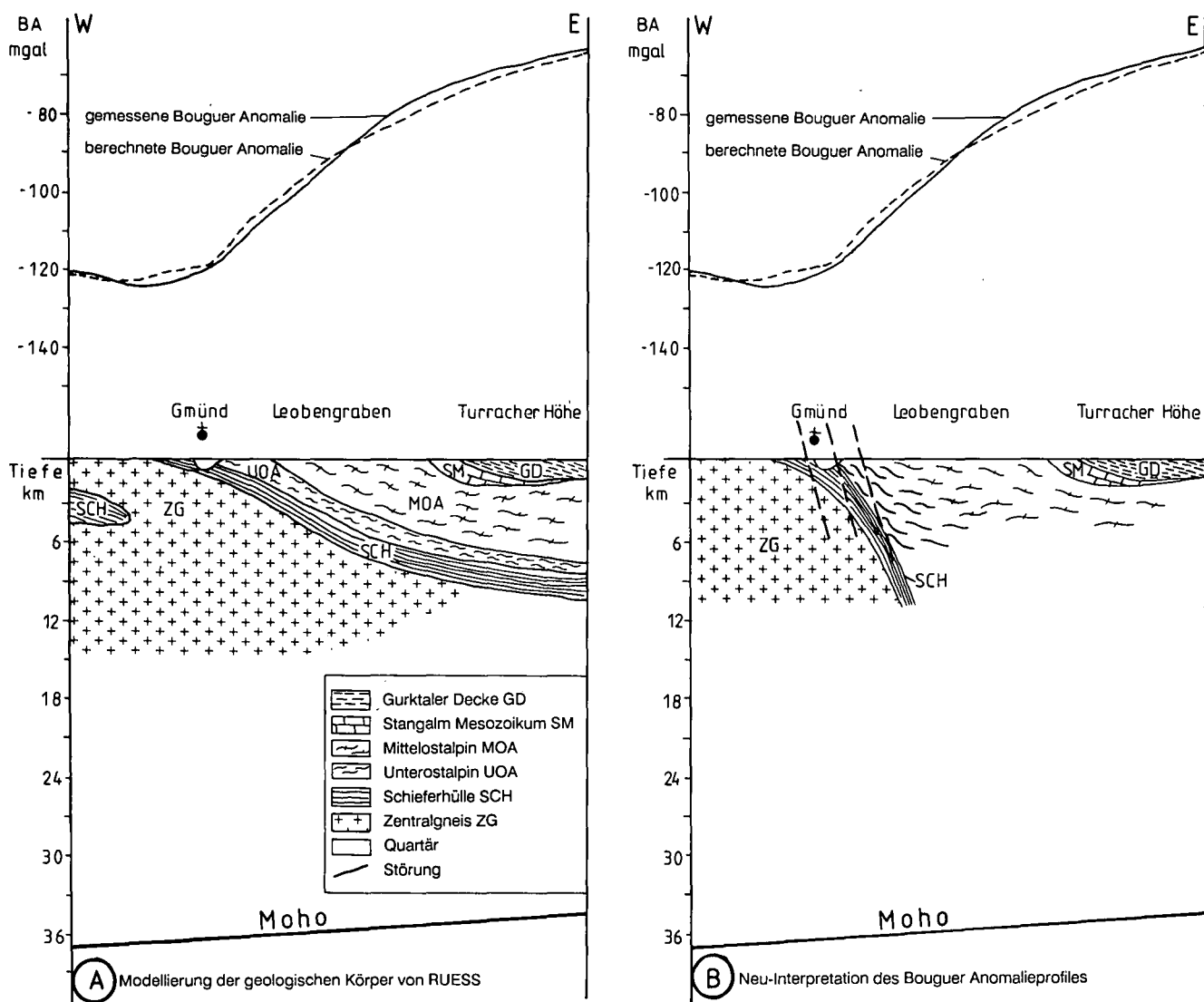


Abb. 41.

Gegenüberstellung der geologischen Interpretation eines Schwereprofils.

- a) Die Modellierung nach RUESS (in: MEURERS et al., 1981) stützt sich auf das geologische Stapelungsmodell nach TOLLMANN (1977). Auf den steilen Horizontalgradienten wird nicht eingegangen.
- b) Eigene Interpretation des Schwereprofils auf Grund neuer Erkenntnisse zur Geologie im Grenzbereich Ostalpin-Penninikum. Der steile Horizontalgradient findet seinen Ausdruck in einem steilen Einfallen der Grenze zwischen den beiden Einheiten.

an das Stapelungsmodell (OOA, MOA, UOA, Penninikum) von TOLLMANN (1977) an. Aus den Modellprofilen von RUESS (MEURERS et al., 1981) ergeben sich folgende Fragen:

- ? Warum besteht im Penninikum der Hohen Tauern noch eine starke negative Schwereanomalie, wenn bereits das ehemals überlagernde Ostalpin aberodiert bzw. abgeschert wurde?
- ? Weshalb wurde in den Hohen Tauern kein isostatischer Ausgleich erreicht?
- ? Warum zeigt das Ostalpin eine geringere Schwereanomalie, obwohl nach Lehrmeinung dort der komplette Stapelungsumfang noch vorliegen soll?

Auf Grund der geänderten Datensituation zur Geologie am Tauern-Ostrand möchte ich eine alternative Interpretation der Bouguer-Daten vorschlagen (Abb. 41b). Das Ostalpin ist relativ isostatisch ausgeglichen mit -40 bis -60 mgal und einem geringen Horizontalgradienten. Das Penninikum ist nur wenig isostatisch ausgeglichen mit bis zu -160 mgal. Ein steiler Horizontalgradient zwischen Penninikum und Ostalpin

macht eine steile Grenze (Abb. 41b) zwischen den beiden Einheiten wahrscheinlich (BERCKHEMER, 1990). Das sanfte Abtauchen der penninischen Abfolgen unter die Gurktaler Alpen in der Modellierung von RUESS (MEURERS et al., 1981) ist wenig geeignet, um den steilen Horizontalgradienten zu erklären.

In der Schwereanomaliekarte (MEURERS et al., 1981) tritt das Maltatal als Schweretrog hervor. Laut STEINHAUSER & RUESS (1979) läßt sich dieser nur teilweise durch Sedimenteintragerungen erklären. Die Strukturen in größerer Tiefe werden als Auflockerungszone einer Störung interpretiert (vgl. 7.2. Lineamentauswertung). Darüber hinaus bestehen trogförmige Schwereanomalien im Nöringgraben und Leobengraben. Beide Anomalien könnten die Verlängerung der Maltatal-Störung sein, die sich im Gegendtal fortsetzt. Auch die Gegendtal-Linie paust sich als Schweretrog durch (MEURERS et al., 1981).

Neueste Untersuchungen zur Lithosphärenmächtigkeit in den Ostalpen von ARIC et al. (1989) ergaben eine maximale Dicke von 220 km (Abb. 42). Teleseismi-

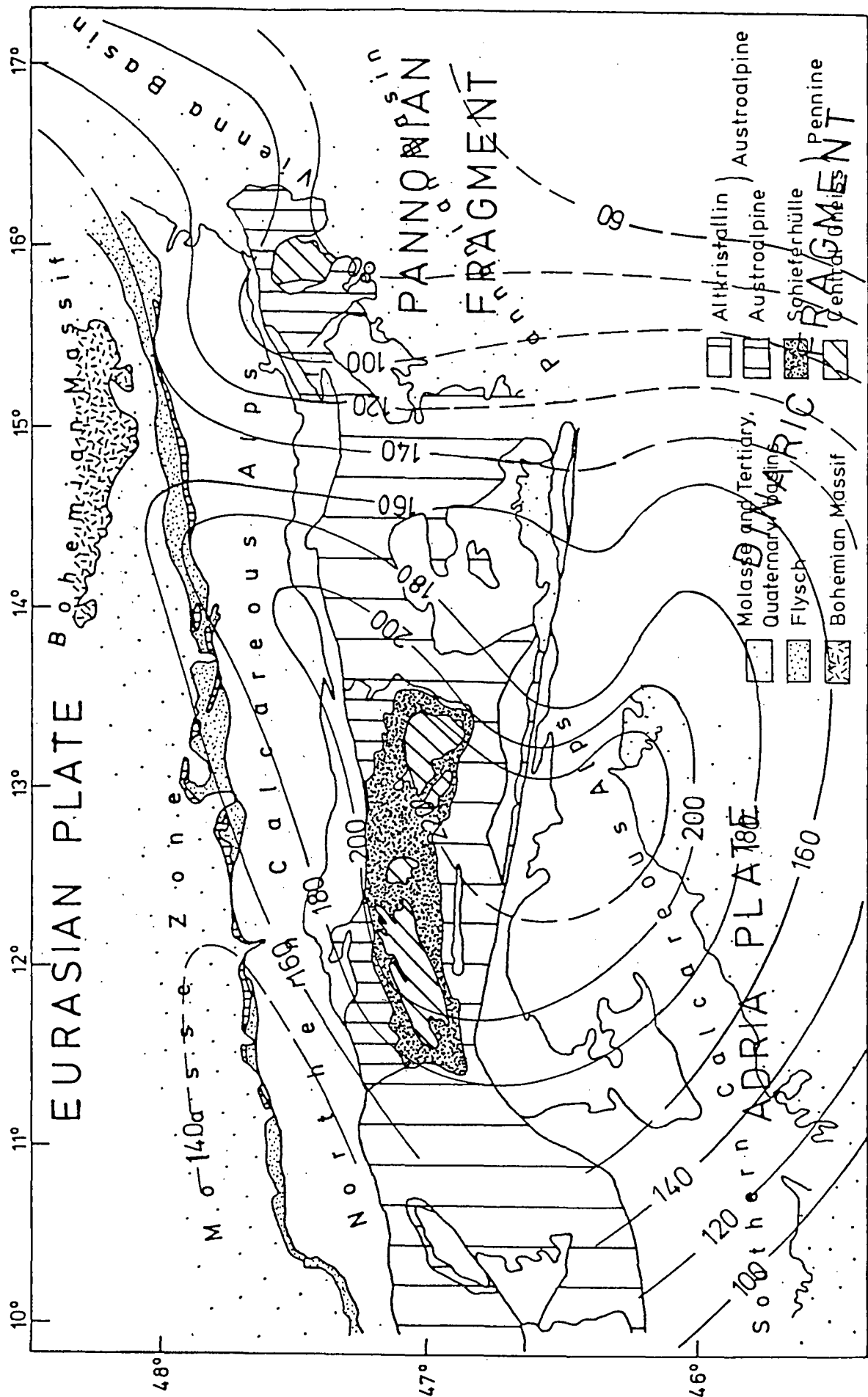


Abb. 42.
Modell der Lithosphärenmächtigkeit in km, erstellt aus repräsentativen, durchschnittlichen P-Wellen-Residuen (Ri), MOHO-reduziert nach Anic et al. (1989), leicht verändert.
Am Tauern-Ostrand steigt die Lithosphärenmächtigkeit auf 200 km an.

sche P-Wellen-Residuen wurden für die Analyse der Lithosphäre verwendet. Die Orte der tiefsten Lage der Lithosphärenwurzel befinden sich unter den östlichen Hohen Tauern und in der Umgebung von Friaul. Die maximale Lithosphärenmächtigkeit verläuft NNE bis NE und begleitet den Tauern-Ostrand. Seismische Aktivität in der oberen Kruste begleitet den Bereich der extremen Lithosphärenverdickung (ARIC et al., 1989). Nach ARIC et al. (1989) ist der Ort einer Subduktion, falls eine solche in den Ostalpen existiert, im Bereich der Lithosphärenwurzel zu suchen. Auf Grund der Analyse der P-Wellen-Residuen kann keine Neigung der Subduktionszone aus der Vertikalen festgestellt werden. Das Modell einer steilen Lithosphärenwurzel, wie es von LAUBSCHER (1983) für die Westalpen entworfen wurde, kann damit auf die Ostalpen übertragen werden (ARIC et al., 1989).

Betrachtet man den Verlauf der 160 km-Isolinie, so fällt eine annähernd dreieckige Form auf. ARIC et al. (1989) begründen diesen dreieckigen Verlauf durch eine schiefe Kollision zwischen der europäischen und adriatischen Platte. Nach eigenen Überlegungen könnte dieser Verlauf auch durch eine unregelmäßige Form der kollidierenden Kontinente verursacht werden. Weiterhin möchte ich darauf hinweisen, daß es sich auf Grund der seismischen Aktivität der Trennfläche und der deutlichen Erkennbarkeit der Struktur um ein junges, vielleicht sogar subrezent bis rezent Ereignis handeln muß, welches diese extreme Tieflage der Lithosphärenwurzel verursachte. Nach bestehenden geophysikalischen Daten verläuft damit am Tauern-Ostrand eine tiefreichende, steile Struktur (vgl. Kapitel 7.), die nicht durch Tektonik der oberen Kruste (= Deckentektonik) erklärt werden kann. Die Untersuchungen zur Lithosphärenmächtigkeit unterstützen die Neu-Interpretation des Schwereprofil von Abb. 41b. Es besteht im Arbeitsgebiet kein Hinweis aus Tektonik und Geophysik, daß das Ostalpin entlang einer Deckenbahn über das Penninikum geschoben wurde. Die Begrenzungsfläche zwischen Ostalpin und Penninikum entstand vermutlich in einem kompressiven Spannungsfeld (vgl. Kapitel 7.7.).

Zusammenfassung

- Ostalpin und Penninikum sind unterschiedlich stark isostatisch ausgeglichen.
- Ein steiler Horizontalgradient zwischen den benachbarten Einheiten läßt sich am leichtesten durch eine steile Grenze zwischen Ostalpin und Penninikum erklären.
- Tektonische Lineamente sind in der Bouguer-Karte als Schwereträger abgebildet.
- Aus Geophysik und Tektonik am Tauern-Ostrand läßt sich weitgehend eine Überschiebung des Penninikums durch das Ostalpin ausschließen.
- Der Tauern-Ostrand fällt mit dem Anstieg der Lithosphären Dicke auf 200 km zusammen. Es handelt sich dabei um eine steile, tiefreichende Trennfläche zwischen Europa und der adriatischen Platte.

8.2. Modellbetrachtungen zur geologischen Entwicklungsgeschichte am Tauern-Südostrand

8.2.1. Die Hohen Tauern als kompressiver metamorpher Dom

Die Hohen Tauern bilden einen metamorphen Dom von nahezu elliptischer Form ähnlich dem Lepontine-Dom (MERLE et al., 1989). Im Kapitel Metamorphose und Altersdatierung (vgl. Kapitel 6.) wurde dargelegt, daß der Metamorphosehöhepunkt ohne Unterbrechung mit der Heraushebung Hand in Hand geht. Davor hat im Penninikum eine umfangreiche Krustenverdickung stattgefunden haben (Abb. 44a). Diese Verdickung der penninischen Kruste, läßt sich durch interne Stapelung und Subduktion erklären, wobei eindeutige Beweise wegen der starken Abtragung nicht zu führen sind. Die Verdickung wäre dann der Motor für die Heraushebung der Hohen Tauern. Während des Aufstieges kam es zu der dominanten syn- bis postmetamorphen Gefügeprägung (straffe Schieferung) am Tauern-Ostrand.

Ich möchte mich auf die experimentellen Untersuchungen und analytischen Modelle an Domstrukturen von WITHJACK & SCHEINER (1982) stützen. Es wurde dabei festgestellt, daß es bei der Aufdomung von Körpern zu signifikanten Störungsmustern kommt. Diese Störungsmuster unterscheiden sich, je nachdem in welchem regionalen Spannungsfeld die Aufdomung erfolgt (Abb. 43). So konnte in elliptischen Domstrukturen unter kompressiven Bedingungen ein relativ komplexes Muster von Störungen erzeugt werden. Im Scharnierbereich und an den Flanken des elliptischen Doms entwickelten sich in erster Linie Bruchsysteme und Abschiebungen, die nahezu parallel zur Einengungsrichtung orientiert waren. In der Peripherie der Domstruktur kommt es zu Aufschiebungen oder Überschiebungen. Sie sind senkrecht zur einengenden Richtung orientiert. Blattverschiebungen wären nach dem Modellversuch in den Flanken des Domes zu erwarten und

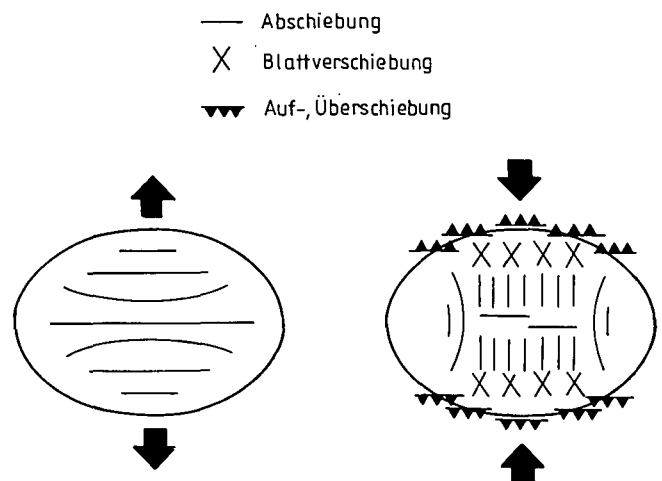


Abb. 43. Modell zum Verlauf von Störungen in einem elliptischen Dom nach WITHJACK & SCHEINER (1982).

- Bei der Aufdomung in einem dehrenden Spannungsfeld entwickeln sich nur senkrecht zur Dehnungsrichtung Brüche bzw. Abschiebungen.
- Herrschen während der Aufdomung kompressive Bedingungen, so entstehen im Kernbereich Brüche bzw. Abschiebungen parallel zur Einengungsrichtung. Randlich wird ein elliptischer Dom von Auf- bzw. Überschiebungen begrenzt.

hätten ein Streichen von ca. 30° zur Kompressionsrichtung. Ist die Aufdomung in einem extensiven Spannungsfeld erfolgt, so beschränkt sich das Stö-

rungrmuster auf Brüche und Abschiebungen parallel zur langen Achse des Doms. Die Orientierung der Brüche ist senkrecht zur Dehnungsrichtung.

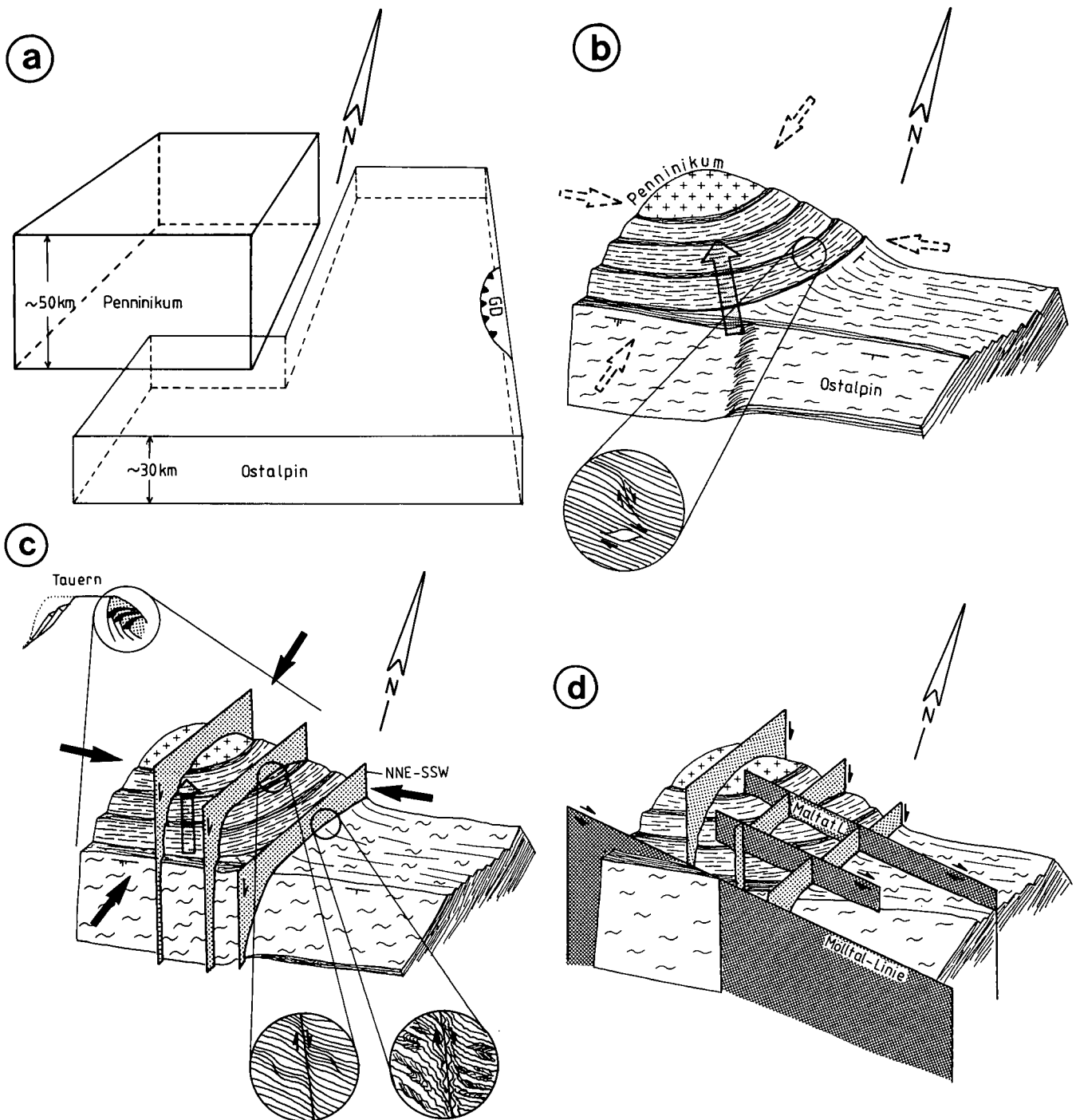


Abb. 44.

Schema der Entwicklungsgeschichte für den Grenzbereich Ostalpin-Penninikum am Tauern-Südostrand.

- Vor ca. 50–60 Ma lagen Ostalpin und Penninikum als getrennte Einheiten vor. Das Ostalpin hatte seinen Metamorphosehöhepunkt vor ca. 90 Ma erreicht. Zum Betrachtungszeitpunkt war das Ostalpin bereits relativ abgekühlt und befand sich vermutlich im isostatischen Gleichgewicht. Die Kruste des Penninikums war durch vorherige Stapelung vermutlich verdickt (nähere Erläuterungen siehe Text).
- Duktile Deformation am Tauernrand von ca. 40–20 Ma: Mit dem Metamorphosehöhepunkt in den Randbereichen des Penninikums vor ca. 40 Ma beginnt die isostatische Hebung. Die penninische Schieferhülle erfährt bei dieser Hebung eine durchgreifende Gefügeprägung. Bei fortgesetzter Deformation kommt es zur Ausbildung von abschiebenden und dehrenden Gefügen. In einer schmalen Randzone wird das diskordant zum Penninikum streichende Ostalpin dem Penninikum angeglichen. Möglicherweise herrschte zu dieser Zeit schon ein NNE–SSW- bis NE–SW-gerichtetes kompressives Spannungsfeld.
- Spröd-Deformation, vermutlich jünger als 20 Ma: Mit der Hebung des Tauerndomes kommt es zur Abkühlung desselben. Dadurch wird der p-T-Bereich der Spröd-Deformation erreicht. Entlang von steilen bis saigeren Brüchen kommt es jeweils zur Hebung der Westflanke und Absenkung der Ostflanke. Auf Grund des Lineamentmusters kann auf ein NNE–SSW- bis NE–SW-gerichtetes kompressives Spannungsfeld geschlossen werden (nähere Erläuterungen siehe Text).
- Im letzten Deformationsakt (vermutlich jünger als 10 Ma) wurde die Domstruktur des Tauern-Ostrand durch das periadriatische System und seine begleitenden Riedelstörungen zerschnitten. Die letzten Bewegungen am Periadriatischen Lineament sind einem Spannungsfeld mit NNW–SSE gerichteter Kompression zuzuordnen (SPRENGER & HEINISCH, 1990).

Welches Störungsmuster kann in den östlichen Hohen Tauern gefunden werden? Aus dem Kapitel Lineamentauswertung (vgl. Kapitel 7.2.) ist uns ein zweiphasiges Lineamentmuster für die östlichen Hohen Tauern und ihre Umgebung bekannt. NNE–SSW orientierte Brüche wurden einer älteren Deformationsphase zugeordnet. Diese Brüche verlaufen fast senkrecht zur Längsachse des Tauerndoms (W–E). Auch der Nord- und Südrand der Hohen Tauern werden von Störungen begleitet. Nach dem Modell von WITHJACK & SCHEINER (1982) entspricht das beobachtete Lineamentsystem dem Verlauf von Störungen, die während einer kompressiven Aufdomung entstehen. Die kurzen NNE–SSW orientierten Brüche entsprechen den Extensionsbrüchen (Abschiebungen) im Modell. Eine Koppelung der NNE–SSW-streichenden Störungen mit einem NNE–SSW gerichteten kompressiven Spannungsfeld liegt nahe. Dieses Kräftefeld liegt jedoch nicht ganz senkrecht zu der elliptischen Domstruktur der Hohen Tauern. Aus diesem Grund kommt es wahrscheinlich am Nord- bzw. Südrand der Hohen Tauern nicht wie im Modell vorgesehen zu einer Aufschiebung des Penninikums auf das Ostalpin, sondern nur zur Ausbildung von Blattverschiebungen mit Vertikalkomponente (z.B. Mölltal-Linie, Radlgraben ...). Diese angelegten Schwächezonen wurden vielfach von jüngeren Deformationsakten genutzt (z.B. Periadriatisches System, continental escape, Salzachtal Störung etc.). Aus diesen Indizien läßt sich ableiten, daß die Hohen Tauern eine Heraushebung unter kompressiven Bedingungen im Sinne von WITHJACK & SCHEINER (1982) erfahren haben. Da das Kräftefeld schräg auf bestehende Strukturen einwirkte, kann von einer transpressiven Einengung gesprochen werden.

Welche Strukturen hinterließ die isostatische Hebung in einem kompressiven Spannungsfeld?

- Die erste Phase der Aufdomung (Abb. 44b) verlief unter duktilen Bedingungen, denn der Metamorphosehöhepunkt war gerade überschritten (vgl. Kapitel 6.1.). Die prägende Schieferung wird vermutlich zu diesem Zeitpunkt gebildet (vgl. Kapitel 7.3.). Die stark verdickte Kruste der Hohen Tauern wird isostatisch gehoben und die randlich gelegenen Serien fließen abwärts (straff geregelte Lineation und Schieferung vgl. Kapitel 7.1.), relativ zum aufsteigenden Material. Es entstehen dabei die duktilen Dehnungsgefüge, die im gesamten Randbereich der östlichen Hohen Tauern zu finden sind, wie z.B. ausgedünnte Serien, geplättete Intrusivkontakte, duktil überscherte Randpartien der Zentralgneise (Augengneise), Boudinage von Amphiboliten, eingeregelter Aktinolithkristalle in der Habach-Serie und den Prasiniten, ebenso wie die straff eingeregelter Serien der Äußeren Schieferhülle. Die Temperaturen dürften sich zwischen 400–500°C bewegt haben, da Granatwachstum und Rekristallisation von Feldspat festgestellt werden kann.

Die prägende Schieferung kann die fortgesetzte Deformation nicht mehr aufnehmen, statt dessen entwickeln sich Scherbänder (= *ecc*) (Abb. 44b) (PLATT & VISSERS, 1980). Sie zerschneiden die vorher angelegte Schieferung in einem Winkel von ca. 30–40° (siehe dazu Kapitel 7.3.). Auf Grund der dynamischen Rekristallisation der Quarzkorngefüge werden Temperaturen von 275–350°C für diesen Deforma-

tionsabschnitt erwartet. Durch die Heraushebung kommt es zur raschen Druckentlastung (isotherme Dekompression DROOP, 1985, vgl. Kapitel 6.1.) und nachfolgend zur Abkühlung.

- Die Hohen Tauern haben durch die Hebung die Grenze zwischen duktiler und spröder Deformation überschritten (Abb. 44c). Die Spannungen durch die isostatische Hebung werden in Bruchsystemen entladen. Es entstehen dabei nicht nur abschiebende NNE–SSW-gerichtete Brüche, sondern es werden auch die Hauptbruchstörungen am Tauern-Westrand (Brennerfurche und Silltal-Störung) und am Ostrand (Katschberg-Linie) angelegt (LAUBSCHER, 1990). Vermutlich werden zu diesem Zeitpunkt auch die Störungen am Nordrand (Tauern-nordrandstörung) und am Südrand (Mölltal-Linie) der Hohen Tauern ausgebildet. Auf Grund des Lineamentmusters (vgl. Kapitel 7.2.) wird nach dem Modell von WITHJACK & SCHEINER (1982) mit einer kompressiven Einengung während des isostatischen Aufstieges gerechnet.
- Im letzten Deformationsakt wurde der Tauerndom vom periadriatischen System und den dazu gehörigen Riedelbrüchen zerschnitten (Abb. 44d). Aus der Lineamentauswertung (Kapitel 7.2.) und der Kartierung (Kapitel 7.1.) ist bekannt, daß die kurzen NNE–SSW-gerichteten, abschiebenden Brüche von lang durchlaufenden WNW–ESE-streichenden Lineamenten abgeschnitten werden. Von SCHMID (1989) wird die Mölltal-Linie als dextrale Riedelstörung zum Periadriatischen Lineament beschrieben.

Der Hebungsvorgang des penninischen Tauerndoms kann somit als lang anhaltender Prozeß betrachtet werden, bei dem eine Gefügeprägung von duktil bis spröde stattfand.

Es wurde erläutert, daß der Tauerndom auf Grund des Störungsmusters, das in Kartierung und Lineamentauswertung ermittelt wurde, zumindest im Bereich der Spröde-Deformation in einem NNE–SSW-gerichteten, transpressiven Spannungsfeld aufgewölbt wurde. Damit hat die Richtung der Einengung schräg auf den sich E–W-erstreckenden Tauerndom eingewirkt. Es kann mit einer Kräfteaufspaltung in eine Normalkomponente senkrecht auf den Tauerndom (= N–S) und in eine Scherkomponente parallel zum Tauerndom (= W–E, sinistrale Blattverschiebung) gerechnet werden (EISBACHER, 1991). Die Auswirkungen der N–S-gerichteten Einengung sind im Bereich des Mölltales in der steil aufgerichteten Schieferung und im Umbiegen der Schieferung in ein W–E-Streichen (Tauernwalze, Kapitel 7.1, Abb. 32c,d) zu erkennen. Die W–E-Scherung ist dokumentiert in der Blattverschiebungskomponente der Mölltal-Linie. Infolge der W–E-wirkenden Komponente kommt es zwischen Penninikum und Ostalpin zu einer Anpressung. Die Knickbänder am Katschberg, die bruchhafte Überschiebung am Maltaberg (Abb. 10d) und die Angleichung der Gefüge zwischen Ostalpin und Penninikum in einer schmalen Zone (quarzitische Mylonite vgl. Kapitel 7.1., 7.7.) werden als Hinweise dafür gerechnet. Die Struktur wird als Anpressung beschrieben, da gleichzeitig mit einer möglichen Aufschiebung des Ostalpins eine intensive Hebung der Hohen Tauern stattfand, sodaß sich beide Bewegungen gegenseitig aufgehoben haben können.

Die Hebung der Hohen Tauern ist an den Metamorphosehöhepunkt vor ca. 25–40 Ma gekoppelt. Das

transpressive Spannungsfeld zur Aufdomung des Tauernfensters kann also maximal vor 40 Ma zu wirken begonnen haben. Es muß auf jeden Fall bis zur Unterschreitung der Spröd-Duktil-Grenze bei ca. 250°C bestanden haben. K-Ar-Schließungsalter für Glimmer (300–350°C) lieferten in den östlichen Hohen Tauern ca. 20 Ma. Als minimale Untergrenze für das transpressive Spannungsfeld ergibt sich damit ein Alter von 15–20 Ma.

SCHULZ (1989) und KLEINSCHRODT (1987) berichten von sinistralen Blattverschiebungen mit geringem Vertikalversatz entlang der Deferegggen-Antholz-Vals-Linie (DAV) durch welche unterschiedlich deformierte Blöcke nebeneinander positioniert wurden. Eine Transpression mit NE–SW-gerichteter Hauptnormalspannung wird als Ursache für diese Deformation angegeben. Das Transpressions-Regime wurde nach KLEINSCHRODT (1987) vermutlich durch einen sinistralen Vorschub der adriatischen Platte (Indenter) nach N bis NE entlang der Judikarien-Linie ausgelöst. Auf Grund der Deformation der periadriatischen Tonalite und homogener Apatit-Spaltspurenalter für beide Blöcke läßt sich die transpressive Phase für das Kristallin südlich der Hohen Tauern zeitlich auf ein Alter von 28–21 Ma einengen.

Die aus eigenen Untersuchungen abgeleitete sinistrale Scherkomponente der Mölltal-Linie und die NNE–SSW-Einengung des östlichen Tauerndomes läßt sich mit den Ergebnissen von SCHULZ (1989) und KLEINSCHRODT (1987) entlang der DAV parallelisieren. Auch die Abschätzung zum Zeitabschnitt der transpressiven Einengung am östlichen Tauernfenster (max. 40 – min. 15 Ma) läßt eine große Ähnlichkeit zum Modell von KLEINSCHRODT (1987) erkennen. Es ergibt sich daraus der überregionale Charakter der NNW–SSE- bzw. NE–SW-gerichteten Transpression. Bereits BECHSTÄDT (1978) forderte einen sinistralen Versatz an der Mölltal-Linie, durch welchen der Drauzug von den nördlichen Kalkalpen getrennt worden sein soll. In jüngster geologischer Zeit wurde die Mölltal-Linie vom Periadriatischen System erneut aktiviert. Sie wurde hierbei als dextraler Riedel zum Periadriatischen Lineament benutzt (SCHMID, 1989).

Zusammenfassung

- Das Tauernfenster entspricht dem Modell eines kompressiven Domes. Die isostatische Hebung fand zumindest im Abschnitt der Spröd-Deformation in einem NNE–SSW-gerichteten Spannungsfeld statt.
- Mit der Hebung des Tauerndomes ging eine lang andauernde und intensive Gefügeprägung einher. Diese begann unter duktilen Verformungsbedingungen und endete mit Spröddeformation.
- Das transpressive Spannungsfeld kann in eine N–S-Komponente und eine W–E-Komponente zerlegt werden.
- Eine zeitliche Kongruenz der transpressiven Ereignisse an der DAV und in den Hohen Tauern ist evident. Es ergibt sich daraus der überregionale Charakter der transpressiven Phase zwischen max. 40 – min. 15 Ma.
- Im letzten Deformationsakt wird der Tauerndom randlich von den Störungen des periadriatischen Systems zerschnitten.

8.2.2. Entwicklungsmodell für das Ostalpin im Grenzbereich zum Penninikum

Auf Grund des Dischronismus der Metamorphose und der Altersdatierungen von Ostalpin und Penninikum, der unterschiedlichen strukturgeologischen Prägung und des unterschiedlichen isostatischen Angeleichen (Geophysik), folgere ich für das ostalpine Kristallin östlich des Tauernfensters eine eigene Entwicklungsgeschichte. Diese ist weitgehend unabhängig vom Penninikum (Abb. 44a). Um die Entwicklungsgeschichte des ostalpinen Kristallins in befriedigendem Umfang lösen zu können, müssen geeignetere Bereiche untersucht werden. Aus der Randposition zum Penninikum können nur Denkanstöße oder Hinweise gegeben werden.

Das ostalpine, metamorphe Kristallin östlich des Tauernfensters wird von TOLLMANN (1977) und SCHIMANA (1986) von N nach S gegliedert in Priedröf, Radentheiner und Millstätter Serie. Von SCHIMANA (1986) wurde eine einphasige alpidische Metamorphose-Überprägung der Radentheiner Serie gefordert. Die übrigen Serien des ostalpinen Kristallins sind im Gegensatz dazu deutlich erkennbar mehrphasig durch Metamorphose und Deformation überprägt worden. SCHIMANA (1986) weist auf Grund der einphasigen Metamorphose auf die große Ähnlichkeit der Radentheiner Serie mit dem Schneeberger Zug hin. Ein eng beprobtes Profil an der Liesertaler Bundesstraße bis zur Straßenabzweigung nach Altersberg (vgl. Kapitel 4.4.), wenig nördlich der Mündung des Steinbrückenbaches in die Lieser, ergab keinerlei Hinweise auf eine einphasig metamorph überprägte Radentheiner Serie (vgl. Kapitel 5.3.4.). Die Granate sind zum überwiegenden Teil so stark serizitisiert, daß eine Aussage über einen Zonarbau unmöglich war. Die übrigen Schlißgefüge wie Crenulation einer älterer Schieferung, Glimmergefüge und Feldspatgefüge zeigen keinerlei Abweichungen vom restlichen Kristallin (vgl. 4.4.2.). Für die randliche Radentheiner Serie, wie für das übrige ostalpine Kristallin östlich des Tauernfensters nehme ich auf Grund dessen eine mehrphasige Überprägung an.

In den vorangegangenen Kapiteln wurde erläutert, daß das Ostalpin wahrscheinlich nicht das Penninikum überlagert hat. Nach der bestehenden Datensituation dürfte das Ostalpin erst vor 40–20 Ma neben dem Penninikum zu liegen gekommen sein.

- Das Penninikum hatte zu diesem Zeitpunkt den Metamorphosehöhepunkt überschritten und kühlte auf Grund der schnelle Hebung rasch aus, sodaß keine Umprägung der radiometrischen Altersdaten des ostalpinen Kristallins erfolgen konnte.
- Das östliche Tauernfenster und das angrenzende Kristallin zeigen erst zwischen 23,4Ma und 6Ma eine gleich verlaufende Abkühlungsgeschichte (STAUFENBERG, 1987).
- Die Kaltdeformation erfaßte Penninikum und Ostalpin gemeinsam.

Das NNE–SSW-wirkende Spannungsfeld verursachte eine Anpressung des nahezu kalten ostalpinen Kristallins an das gerade auskühlende Penninikum. Es wurden bei der Deformation Mylonite gebildet, die auf eine maximale Temperatur von 300–350°C schließen lassen. Durch die Deformation wurden Wegsamkeiten für eine fluide Phase geschaffen. Als Lieferant der fluiden Pha-

se werden die penninischen Sedimente angenommen (FRANK, 1987). Diese bewirkte einen Zersatz und eine retrograde Metamorphose weiter Bereiche des ostalpinen Kristallins. Es wurden dadurch die Granat-Glimmerschiefer und Gneise zu Quarzphylliten umkristallisiert. Drucklösung und Plättungsgefüge im Penninikum und Ostalpin spiegeln die kompressive Deformation im Pressungsbereich wider. Die Knickband-Gefüge und Biegegleitfalten am Katschberg dokumentieren eine letzte W-E-gerichtete Einengung.

Zusammenfassung

- Es gibt keinerlei Hinweise dafür, daß die Radentheiner Serie nur eine einphasige (= alpidisch) Überprägung erfahren hat.
- Das Penninikum wurde an das Ostalpin vor ca. 25–20 Ma im Rahmen eines NNE–SSW-gerichteten transpressiven Spannungsfeldes angepreßt. Die Abkühlungs- und Deformationsgeschichte von Ostalpin und Penninikum verläuft danach parallel.
- Auch auf Grund geophysikalischer Daten steht die Grenze zwischen Penninikum und Ostalpin steil. Eine flache Überschiebung des Ostalpins auf das Penninikum ist unwahrscheinlich.
- Deformation und Einwirkung von fluider Phase bewirkten eine tiefgreifende Umkristallisation im Randbereich des ostalpinen Kristallins.

8.3. Zur Existenz des „Unterostalpins“ am Tauern-Ostrand

Zum Überblick sei auf die regionalgeologische Zuordnung der Quarzphyllite am Tauern-Ostrand hingewiesen. Die oberste Decke der unterostalpinen Radstädter Tauern wird als Quarzphyllit-Decke bezeichnet (TOLLMANN, 1977; SCHÖNLAUB, 1979). Sie soll generell invers liegen. Nach Südosten mündet der unterostalpine Deckenstapel der Radstädter Tauern in die Katschberg-Zone (EXNER, 1980a, 1983; TOLLMANN, 1977). In der Tschaneck-Schollzone finden sich größere Trias-späne, die als Reste der Trias der Radstädter Tauern angesehen werden (EXNER, 1989; TOLLMANN, 1977). Diese Schollzone wird überlagert von den Katschberg-Quarzphylliten mit Karbonatgesteinsschollen von silurischem Alter (Lisabichl-Schollzone, SCHÖNLAUB et al., 1976). Diese Katschberg-Quarzphyllite entsprechen nach dem bisherigen Wissensstand der unterostalpinen Quarzphyllit-Decke (TOLLMANN, 1975, 1977).

Mesozoische Deckenscheider an der Grenze zwischen den unterostalpinen Quarzphylliten und dem mittelostalpinen Kristallin fehlen nach TOLLMANN (1977).

Ein weiteres unterostalpines Element stellt die Matreier Schuppenzone dar. Sie wird als ostalpin-penninische Mischzone gedeutet und stellt nach derzeitigem Kenntnisstand die unmittelbare Fortsetzung der Katschberg-Zone dar (EXNER, 1980, 1989; TOLLMANN, 1977).

8.3.1. Quarzphyllit-Problematik

Nach einer Definition von FRITSCH et al. (1967) ist unter Quarzphyllit folgendes Gestein zu verstehen:

„... Phyllite sind feinkörnige, dünnstriefrige Metamorphite deren blättrige Gemengteile megaskopisch als zusammenhängende Überzüge erscheinen. Der Gehalt an Serizit liegt zwischen 50–90 %. Ge-

steine mit 20–50 % Serizit und mehr als 50 % Quarz werden als Quarzphyllite bezeichnet, unabhängig davon, ob Quarz direkt im Gestein verteilt ist oder in Form von Adern oder Knauern auftritt ...“

Zur Aufklärung der Problematik, welche geotektonische Position der Quarzphyllit einnimmt, sind folgende Fragen zu beantworten:

- ? Welche Fakten kennzeichnen das MOA-Kristallin?
- ? Welche Indizien/Spuren können zur Aufklärung der Quarzphyllit-Herkunft dienen?
- ? Welche Mechanismen bedingen die Schwierigkeiten bei der Ansprache der Quarzphyllite?

8.3.2. Kennzeichen des mittelostalpinen Kristallins

Die Serien bestehen aus Granat-Glimmerschiefern, quarzitischen Glimmerschiefern, Para- und untergeordnet Orthogneisen. Die Gesteinsabfolgen haben eine variszische medium grade Metamorphose, sowie südlich und östlich des Tauernfensters eine altalpidische, grünschiefer- bis amphibolithfazielle Metamorphose durchlaufen. Diese Abfolgen haben neben einer mehrfachen Metamorphose auch eine mehrphasige Deformation erfahren.

Welche Minerale können zur Identifizierung des mittelostalpinen Kristallins dienen?

- Paragonit dient mit Muskovit und Biotit zusammen als Hinweis auf eine höhere low grade Metamorphose. Er ist als Tracer-Mineral bedingt geeignet.
- Biotit kann variszisch und zum Teil alpidisch gesproßt sein. Im retrograden Zustand wird Biotit zu Chlorit, Eisenhydroxid, Titanit und Leukoxen abgebaut. Diese Abbauprodukte finden sich entlang von sf-Flächen. Er kann damit bedingt als Tracermineral verwendet werden.
- Plagioklas rekristallisiert erst ab ca. 500°C, davor geschieht eine Umkristallisation zu Albit, Porphyroklastenbildung, Serizitisierung und Druckzwillingsbildung. Der Plagioklas übersteht also relativ unversehrt die möglichen Deformationsschritte und ist somit als Tracermineral gut geeignet.
- Granat ist variszisch und alpidisch gesproßt. Es können im Idealfall zwei Granat-Generationen unterschieden werden (vgl. 5.3.). Bei der Diaphthorese wird er zu Serizit, Chlorit und Eisenhydroxid zersetzt. Das bedeutet, daß Granat häufig als Pseudomorphose erhalten ist. Granat eignet sich daher gut zur Identifizierung des Kristallins.

8.3.3. Reliktgefüge in den Quarzphylliten

Nach eigenen Beobachtungen handelt es sich bei den Quarzphylliten um ein mehrfach deformiertes Gestein mit einem fischgrätartigen Überschneidungsmuster von verschiedenen alten Schieferungsflächen. Die letzten Umkristallisationen fanden unter retrograden Bedingungen (max. 350°C, vgl. Kapitel 6.2.) statt, verbunden mit Deformation und Durchsatz von fluider Phase (= retrograde dynamische Metamorphose nach STÖCKHART, 1982).

Mineralbestand

- Reliktische Hellglimmer-Teilgefüge (Glimmerbögen, Crenulationsschieferung etc.) geben wichtige Hin-



Abb. 45.
Dünnschliffgefüge im überprägten ostalpinen Kristallin („Quarzphyllit“).

- a) Gedehnter Feldspatklast und mit Eisenkarbonat verheilte Risse (1), vorwiegend von Phyllosilikaten umgeben.
Probe T6, Profil Liesertal.
- b) Feldspat mit reliktschem Interngefüge (1) wird durch jüngere Quarz- und Albitkörner randlich granuliert. Weiter erkennbar sind Glimmerteilgefüge (2), Quarzkristallisation und Undulation, sowie Drucklösung (3).
Probe T7, Profil Liesertal.
- c) Retrograd überprägte Glimmerschiefer des ostalpinen Kristallins sind intensiv mit Eisenhydroxiden durchstäubt.
Einfach polarisiertes Licht, Probe M6, Profil Maltaberg.

weise auf vorangegangene Deformationen (Abb. 45b).

- Paragonit wurde mit dem Röntgendiffraktometer vorwiegend in Gesteinen des mittlostalpinen Kristallins

identifiziert. Er findet sich ebenfalls gehäuft in den Quarzphylliten.

- Biotit ist meist komplett durch Eisenhydroxide und Leukoxen bzw. andere Zerfallsprodukte ersetzt.

Manchmal lassen diese Abbauprodukte noch einen schwachen Pleochroismus erkennen. Die Pseudomorphosen sind meist schieferungsparallel angeordnet (Abb. 45c).

- Plagioklas kann in den meisten Quarzphyllit-Proben als Porphyroklast (-1 mm Durchmesser) gefunden werden. Er ist von gerundeter Kornform, leicht getrübt oder serizitisiert und unterschiedlich kataklastisch überprägt (Abb. 45a).
- Granat ist häufig nur noch zerstückelt (Abb. 22b) und reliktsch in Pseudomorphosen nach Granat (Abb. 22c) erhalten, aber durchgehend nachweisbar.
- Kaolinit wurde mit dem Röntgendiffraktometer in den Quarzphylliten nachgewiesen, vereinzelt tritt dieser auch im mittelostalpinen Kristallin auf. Er kann als Zerfallsprodukt aus Biotit und Feldspat durch Einwirkung fluider Phasen entstehen (TRÖGER, 1969). Seine obere Stabilitätsgrenze liegt bei ca. 400°C.
- Weiterhin auffallend ist eine kräftige Imprägnation der Quarzphyllite mit Eisenhydroxiden und in manchen Bereichen mit Eisenkarbonaten (Abb. 45c).

Nur stabile Reliktgefüge und -Minerale weisen auf das Ausgangsgestein hin. Die ursprünglichen Gefüge wurden weitgehend zerstört. Trotzdem kann zwischen den bisher als „unterostalpinen Quarzphyllit“ beschriebenen Bereichen und dem mittelostalpinen Kristallin eine große Übereinstimmung festgestellt werden. Die Karbonatgesteinsschollen der Lisabichl-Zone sind kein eindeutiger Hinweis für die unterostalpine Stellung des Quarzphyllites. Innerhalb des Mittel- und Oberostalpins treten immer wieder Karbonatgesteinszüge paläozoischen Alters auf (z.B. Gailtalkristallin, Deferegger Altkristallin, Nördliche Grauwackenzone etc.).

Die Karbonate und Quarzite der Tschaneck-Schollenzone (Trias) werden als tektonische Späne der unterostalpinen Radstädter Tauern aufgefaßt (EXNER, 1989). Dies bedingt jedoch nicht zwingend eine unterostalpine Stellung der Quarzphyllite. Es besteht unter anderem die Möglichkeit, daß es sich bei den mesozoischen Karbonatspänen um Reste einer deformierten zentralalpinen Trias handelt.

Zusammenfassung

- Der Mineralbestand des Quarzphyllites unterscheidet sich nur geringfügig von dem des mittelostalpinen Kristallins.
- Karbonatgesteine paläozoischen Alters sind in verschiedenen ostalpinen Einheiten zu finden und geben damit keinen Hinweise für eine unterostalpine Stellung der Quarzphyllite.
- Die Quarzphyllite müssen nicht zwingend in Verbindung mit der möglicherweise unterostalpinen Tschaneck-Schollenzone gesehen werden.

8.3.4. Mechanismen zur Überführung von „Kristallin“ in „Quarzphyllit“

Aus den vorangegangenen Kapiteln ist zu folgern, daß die Quarzphyllite aus dem mittelostalpinen Kristallin hervorgegangen sein können.

EXNER und seine Schüler beschreiben mehrfach die Diaphthorose des mittelostalpinen Kristallins. MEYER (1977) erkennt Phyllonite, die sich aus dem mittelostalpinen Kristallin entwickelt haben und erläutert die Ähn-

lichkeiten zwischen deformiertem Kristallin und den Quarzphylliten. EXNER (1980, 1989) erklärt, wie schwierig es ist, die nach seiner Auffassung progressiv metamorphen Katschberg-Quarzphyllite (UOA) von den diaphthoritischen Quarzphylliten (MOA) zu unterscheiden.

Die Mineralbestände der Glimmerschiefer und Quarzphyllite entsprechen einander weitgehend. Welche Deformations- und Kristallisationsvorgänge führen zur Umwandlung von Glimmerschiefern (mittelostalpinen Kristallin) in einen Quarzphyllit?

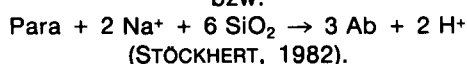
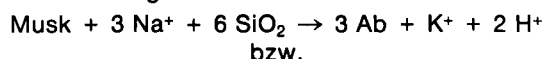
- Quarz erfährt eine plastische und zum Teil kataklastische Kornverkleinerung. Drucklösungsvorgänge führen zu einer weit verbreiteten SiO₂-Mobilisierung (vgl. Kapitel 7.6.), die eine Bildung von Quarzknauren und Quarzit-ähnlichen Myloniten (Serizit-Quarzit 3.2.) zur Folge hat.
- Die Hellglimmer werden durch Deformation und Rekristallisation in den Korngrößen reduziert. Oft werden die Glimmer entsprechend ihrer Orientierung basisparallel zerschert oder sie rekristallisieren eingeregelt in der Schieferung. Streng eingeregelte, subparallel verwachsene Glimmeraggregate sind die Folge. Eine optische Unterscheidung der beiden Deformationsarten ist häufig nicht mehr möglich. Veränderung des Pauschalchemismus in Verbindung mit Deformation führen zu einer Anreicherung bzw. Zufuhr von K⁺. Dieser Vorgang läßt sich sehr leicht an der Zunahme von Hellglimmer in Deformationszonen erkennen (ROTH, 1984). Erfährt K⁺ keine Anreicherung, so bildet sich Kaolinit.
- Biotit wird unter Einwirkung von fluider Phase in Chlorit und bei weiter reichendem Zersatz in Eisenhydroxide, Eisenkarbonate, Leuoxen und Kaolinit umgewandelt (MILOTA, 1986).
- Die Feldspäte im mittelostalpinen Kristallin bilden ein offenes Teilgefüge und überstehen unter anderem aus diesem Grund die Deformationen relativ unverändert. Die Umkristallisation und Deformation von Feldspat ist häufig mit einem Austausch von Alkalien (allochem) gekoppelt (STÖCKHERT, 1982). Das in Scherzonen mobilisierte Na⁺ erzeugt Schachbrettalbite und eine Albitisierung von Plagioklas. Freigesetztes K⁺ aus den Kalifeldspäten kann zu einer Serizitisierung der Feldspäte oder zu einer Anreicherung des Hellglimmeranteiles führen. Darüber hinaus werden die Feldspäte kataklastisch deformiert.
- Granat erfährt unter retrograden Bedingungen eine Chloritisierung. Ein weiterer Zersatz erzeugt die Bildung von Pseudomorphosen aus Chlorit, Serizit und Eisenhydroxiden. Retrograd überprägter Granat kann durch Deformation auch verschiefert werden.

Die physikalischen Bedingungen der Deformation können näher eingegrenzt werden durch das Deformationsverhalten von Quarz und Feldspat. Das spröde Verhalten von Feldspat ohne Hinweise auf Rekristallisation läßt auf eine Temperatur deutlich unter 500°C schließen, das duktile Verhalten von Quarz gibt eine minimale Temperatur von 275°C an; da Biotit nicht rekristallisiert ist (VOLL, 1976), sondern retrograd abgebaut wurde, dürfte der überwiegende Teil der Vorgänge bei Temperaturen um 300°C abgelaufen sein. Die Gefügeprägung der Quarzphyllite ist als unabhängige dynamische retrograde Metamorphose aufzufassen. Die Mylonitisierung eines Gesteins verursacht nicht nur eine signifikante Verkleinerung der Korngröße (Abb. 8c, 11c)

und damit eine Erhöhung der reaktiven Oberfläche, sondern auch einen Stofftransport durch Drucklösung und fluide Phase. Alkalien (Na, K) und Erdalkalien (Ca) weisen bei der Deformation eine hohe Mobilität auf. Der Ionen-Austausch zur Equilibrierung mit der fluiden Phase kann ohne Gitterdiffusion entlang der Grenzflächen erfolgen (STÖCKHERT, 1982). Die Grenzflächen müssen ein offenes System bilden, entlang der die fluide Phase das Gestein durchwandern kann. Die Tendenz zur Reequilibrierung bewirkt permanente Reaktionen mit der festen Phase. Es besteht ein andauerndes Ungleichgewicht (vgl. Kapitel 6.2.). Bestimmende Faktoren für die Reequilibrierung sind Druck, Temperatur und die Zusammensetzung des Mineralbestands. Die Vielfalt und der rasche Lagenwechsel siliziklastischer Gesteine bewirkt eine inhomogene Zusammensetzung der fluiden Phase (STÖCKHERT, 1982:88). Generell führt dies zu einer Anreicherung von Quarz und Phyllosilikaten im Vergleich zum Ausgangsgestein (ROTH, 1984). Es werden also bei einer retrograden dynamischen Metamorphose Gesteine erzeugt, die als Quarzphyllite, Phyllonite, Plattenmylonite etc. bezeichnet werden können.

Das ostalpine Kristallin wurde an einer Vielzahl von Bewegungsflächen deformiert (intrakristalline Bewegungszonen Abb. 11c). Bereiche stärkerer Durchbewegung wechseln mit geschonten Partien ab. Nahezu alle Quarzphyllite können nach der Nomenklatur von HEITZMANN (1985) als Mylonite bezeichnet werden. Die Deformation kann als heterogen bezeichnet werden.

Aus Glimmerschiefern entlang der Liesertaler Bundesstraße kann ein weiteres Phänomen beschrieben werden. Im Bereich einer eng begrenzten Störungszonen (1–10 m) konnte ein rotbräunliches Gestein mit weißen, knotig herauswitternden Mineralen (1–2 mm) gefunden werden. U.d.M. zeigte sich, daß es sich bei den knotigen Mineralen um Albit handelt und Quarz gegenüber den Albiten deutlich zurücktritt. Die Entstehung dieses Phänomens wird von mir auf Deformation und Einwirkung von fluider Phase auf Glimmerschiefer zurückgeführt. Möglicherweise sproßt dabei Albit auf Kosten von Hellglimmer:



Die hier aufgezeigten Schritte weisen daraufhin, daß das ostalpine Kristallin und der Quarzphyllit ein gemeinsames Edukt haben und lediglich durch eine unterschiedlich intensive tektonische Prägung ihr jeweiliges Aussehen und Gefüge erhalten haben. Der Quarzphyllit stellt somit keine eigenständige tektonische Einheit dar, sondern lediglich den stärker deformierten Rand des ostalpinen Altkristallins, bzw. intrakristalline Scherzonen darin. Die dargestellte Genese des Quarzphyllites entspricht damit der Entstehung des Thurntaler Quarzphyllites aus ostalpinem Kristallin nach SCHULZ (1988).

Zusammenfassung der wirksamen Mechanismen

- Heterogene Deformation.
- Hohe Mobilität von Na, K, Ca.
- Anreicherung von Quarz und Phyllosilikat.
- Duktile und kataklastische Deformation überlagern sich.

Folgerung: Die Quarzphyllite sind durch Deformation und Einwirkung von fluider Phase aus dem ostalpinen Kristallin hervorgegangen und damit keine eigenständige tektonische Einheit.

8.3.5. Zusammenfassende Diskussion zum Unterostalpin-Problem

Im vorangegangenen Kapitel wurde festgestellt, daß der Quarzphyllit am Tauern-Südostrand durch duktile Deformationen und retrograde Metamorphose gebildet wurde. Diese Gesteinsumbildung wurde bisher nicht erkannt.

Das nächste offene Problem ist die Existenz der Matreier Schuppenzone (UOA) im Arbeitsgebiet. Vereinzelt Dolomit-, Quarzit- und Serpentinitschollen in den penninischen Bündner Schiefern und Prasiniten lassen eine Zuordnung zur Matreier Schuppenzone als wenig sinnvoll erscheinen. Das Fazies-Modell von FRISCH (1984) und FRISCH et al. (1987) für die Matreier Zone und Bündner Schiefer schlägt die Sedimentation im Bereich eines aktiven Kontinentalrands als trench-slope-Sedimente mit olistholithischen Gleitmassen vor. Nach FRISCH et al. (1987) handelt es sich bei den unterostalpinen Abfolgen der Matreier Zone ausschließlich um unzusammenhängende Einheiten verschiedenster Größenordnung. Sie bilden eine Block-in-Matrix-Struktur.

Im Arbeitsgebiet überwiegen jedoch die Bündner Schiefer gegenüber dem Fremdgesteinsanteil bei weitem. Breccien aller Art fehlen gänzlich. Daraus wird geschlossen, daß die Abfolgen vermutlich nicht im Tiefseegraben oberhalb einer Subduktionszone abgelagert wurden. Eine eigenständige unterostalpine Schubmasse aus karbonatischem und siliziklastischem Material, wie sie von EXNER (1980a, 1983) und TOLLMANN (1975.) angenommen wurde, ist damit am Südostrand der Hohen Tauern nicht notwendig.

Wie in den nachfolgenden Kapiteln noch diskutiert wird, fehlen in den östlichen Hohen Tauern Indizien für echte ozeanische Kruste (= Ophiolithsequenz, MORB-Geochemie der Metabasalte) und Hinweise für eine zweifelsfrei subduktionsbezogene Sedimentation. Vielmehr wird die massige Karbonatentwicklung der Trias in den Radstädter Tauern durch jurassische Breccienbildungen abgelöst. Sie sind ein deutlicher Hinweis auf eine Zerblockung der Karbonatplattform im Zuge von Dehnungstektonik. Dolomitische und karbonatische debris-flows (distale Fazies) verzahnen mit Olisthostromen und Megabreccien (proximale Fazies) an den Flanken von Kippschollen (LEMOINE & TRÜMPY, 1987). Dieses Modell für die Bündner Schiefer bietet die Möglichkeit, daß die karbonatische Trias in der Umgebung des Penninikums in Horstposition erodiert wurde und damit Liefergebiet für die Bündner Schiefer dargestellt hat. Außerdem ist eine Reaktivierung der Schollenbrüche als spätere Duplex- oder Überschiebungsflächen wahrscheinlich (Inversionstektonik).

Auf Grund des Fehlens des Unterostalpins wird die Verwendung des Begriffes „mittelostalpinen Kristallin“ im Arbeitsgebiet sinnlos. Im weiteren Text wird an Stelle dessen allgemein von ostalpinem Kristallin gesprochen.

Zusammenfassung

- Nach FRISCH (1984) wurden die Sedimente der Matreier Zone in einem trench-slope-Bereich abgelagert.
- Die Bündner Schiefer des Arbeitsgebietes führen vereinzelt Karbonatgesteinsschollen; enthalten aber sonst keine Hinweise für eine Sedimentation in einem Tiefseegraben oder für eine tektonische Melange.
- Im Arbeitsgebiet existiert damit keine Abfolge, die der Matreier Zone entsprechen könnte.
- Es gibt kein Unterostalpin am Tauern-Ostrand!
- Die Bezeichnung „mittelostalpinen Kristallin“ wird gegenstandslos.

8.4. Tektonische und nomenklatorische Neugliederung am Tauern-Südostrand

Auf Grund der eigenen Kartierung und Untersuchungen möchte ich zur Vereinfachung und Parallelisierung folgende Gliederung für den Tauern-Ostrand vorschlagen (Abb. 46):

Die Zentralgneis-Intrusionsabfolge nach HOLUB & MARSHALLINGER (1989) dringt in Gesteine des penninischen Altkristallins und Teile der Habach-Serie ein. Die Biotitschiefer und dunklen Albitblastenschiefer der Murtörl-Serie werden von mir auf Grund lithologischer Übereinstimmung als Äquivalent der Habachphyllite betrachtet. Für die Gliederung der basalen Abfolge der östlichen Hohen Tauern sind somit keine Deckenbahnen erforderlich.

Eine Unterteilung der vormesozoischen Amphibolite in Habach-Gruppe, Storz-Gruppe und Stubach-Gruppe

nach VAVRA & FRISCH (1989) erfolgte durch geochemische Kriterien und stellt eine geotektonische Interpretation dar. Zur Definition von Kartiereinheiten sind wertfreie, lithologische Kriterien sinnvoller. Dies erleichtert auch später eine großräumige Parallelisierung verschiedener Einheiten, um mögliche Decken-, Duplex oder Faltenstrukturen entschlüsseln zu können. Aus diesem Grund bezeichne ich Gesteinsabfolgen aus Amphiboliten, Metavulkaniten und Metagrauwacken einheitlich als Habach-Serie. Es handelt sich dabei um Gesteinsabfolgen, die lithologisch kartiert und darüber hinaus mit Sequenzen des zentralen Tauernfensters parallelisiert werden können.

Auf die zum Teil präkambrischen Gesteine der Habach-Serie (GILG et al., 1988) transgredieren die permotriassischen Quarzite und Albitblastengneise der Wustkogel-Serie (= Schrovín-Serie). EXNER (1971) weist auf die Ähnlichkeit zwischen Wustkogel-Serie und Schrovín-Serie hin; die permoskythischen Anteile der beiden Serien entsprechen einander.

Eine Unterteilung der Bündner Schiefer in Brennkogel- und Glockner-Serie nach TOLLMANN (1977) war im Arbeitsgebiet nicht möglich. Auf Grund der starken tektonischen Ausdünnung der Schieferhülle, ist eine zweifelsfreie Identifizierung der im Zentralteil der Tauern definierten unterschiedlichen Faziesbereiche am Tauern-Ostrand nicht mehr möglich. Die Tschaneck-Schollenzone bleibt auf das Tschaneck beschränkt und stellt Ausläufer der unterostalpinen Radstädter Tauern dar.

Bei den Quarzphylliten handelt es sich um retrograd duktil deformiertes ostalpines Kristallin (8.3.). Es bedarf daher keiner weiteren Untergliederung und Einführung einer Deckenbahn zwischen den Quarzphylliten und dem ostalpines Kristallin. Die Lisabichl-Schollenzone

bisherige Bearbeiter	Neugliederung nach eigenen Aufnahmen
OSTALPIN	
Mittelostalpinen Kristallin	Ostalpinen Kristallin mit Quarzphyllit und Lisabichl-Schollenzone
Katschberg-Quarzphyllite mit Lisabichl-Schollenzone und Tschaneck-Schollenzone als UOA	Tschaneck-Schollenzone als UOA
PENNINIKUM	
Kolmdecke	Bündner Schiefer: umfassen Kolmdecke, Glockner-Serie, Brennkogel-Serie und Trias-Schollen
Trias-Schollen als Deckenscheider	
Glockner-Serie	
Brennkogel-Serie	
Schrovín-Serie	Wustkogel-Serie
Murtörl-Serie	Habach-Serie: umfaßt Habachphyllite (Murtörl-S.), Amphibolite und Metavulkanite (Kareck- u. Storz-S.)
Kareck-Serie	
Storz-Serie	
Altkristalline Gesteine des Penninikums	Altkristalline Gesteine des Penninikum
Zentralgneis-Intrusionsfolge	Zentralgneis-Intrusionsfolge

Abb. 46.
Gegenüberstellung der bisher üblichen alten geologischen Gliederung und der Neugliederung des Tauern-Ostrandes nach eigenen Aufnahmen (vgl. Abb. 3).

kann als Olistolith oder als tektonischer Scherspan ostalpinen paläozoischen Karbonate interpretiert werden. Damit fehlt zumindest ab dem Katschberg nach Süden das Unterostalpin, nur am Tschaneck bleiben Reste unterostalpinen Karbonate erhalten.

Auf Grund dieser neuen Gliederung ist deutlich erkennbar, daß nur eine tektonische Grenze zwischen Ostalpin und Penninikum zwingend benötigt wird. Die erkennbaren Gefüge und Strukturen an der Grenze zwischen den beiden tektonischen Einheiten lassen keinen Rückschluß auf eine großräumige Überschiebung zu. Die letzten Bewegungen an der tektonischen Begrenzungsfläche waren auf Grund der Hebung des Tauernfensters abschiebender Natur (ecc, Schollenbrüche vgl. Kapitel 4.). Die letzten Abschiebungen überprägten kataklastisch die primären, duktilen Deformationsstrukturen (Abb. 15c).

Zwischen dem Permomesozoikum der Wustkogel-Serie und den jurassischen Bündner Schiefern kann eine Deckenbahn die triassischen Karbonate tektonisch amputiert haben. Es ist aber genauso ein primär sedimentäres Ausfallen der triassischen Karbonate möglich und in den Faziesmodellen von TOLLMANN (1977) und FRISCH et al. (1987) auch vorgesehen. Damit liegt möglicherweise eine nahezu ungestörte sedimentäre Abfolge in den mesozoischen Schieferhüllgesteinen vor.

Zusammenfassung

- Die Habach-Serie ist auch in den östlichen Hohen Tauern vertreten.
- Es besteht eine stratigraphische Abfolge im Permomesozoikum: Wustkogel-Serie, Bündner Schiefer.
- Am Tauern-Ostrand gibt es nur eine tektonische Begrenzung von überregionalem Charakter.
- Die tektonische Grenze zwischen Ostalpin und Penninikum wurde primär duktil und nachfolgend kataklastisch überprägt.
- Für die Existenz anderer Deckenbahnen konnten keine Beweise gefunden werden.

Nach der geologischen Neuaufnahme des Tauern-Ostrandes kann eine große Ähnlichkeit der geologischen Situation mit dem Tauern-Westrand festgestellt werden. Der Tauern-Westrand wird von einem jungen Verwerfungssystem, dem Brenner-Silltal-Lineament überprägt (PREY, 1989). Entlang dieser Störung wird das Penninikum herausgehoben. Der Druck-Temperatur-Zeit-Pfad für das westliche Tauernfenster (SEVERSTONE, 1985) zeigt ähnliche Metamorphosebedingungen wie für den Hochalm-Ankogel-Bereich.

8.5. Plattentektonische Überlegungen

8.5.1. Besteht eine subduktionsbezogene Entwicklung am Südostrand des Tauernfensters?

Im mittleren Tauernfenster kommen Gesteine vor, die die Existenz einer subduktionsbezogenen Metamorphose wahrscheinlich machen. Eklogite, Glaucophanschiefer und Lawsonitpseudomorphosen werden diesem Ereignis zugeordnet. Die Eklogite und verwandte Gesteine liegen in der mesozoischen Schieferhülle und lassen zum Teil reliktsche Gefüge von Pillowlaven erkennen. Die Grünschiefer werden in diesem Zusammen-

hang als Abkömmlinge einer ophiolithischen Sequenz gedeutet (HÖCK & MILLER, 1987). Weitere Indizien für ein Hochdruck-Niedertemperatur-Ereignis sind Phengite, Crossite und barroisitische Amphibole (FRANK et al., 1987). Meines Wissens liegen für diese Gesteine noch keine Altersdatierungen vor, weshalb die absolute Alterseinstufung der Metamorphose noch offen ist; selbst die Möglichkeit einer Zuordnung zum präalpidischen Alten Dach ist nicht ganz auszuschließen. Aus dem östlichen Tauernfenster liegen keine sicheren Hinweise auf eine Hochdruck-Metamorphose vor.

Am Tauern-Südostrand sind keine oder nur selten Hinweise für eine Ophiolithsequenz zu finden. Es sind nur Prasinite und selten Serpentinlinsen aufgeschlossen (HÖCK & MILLER, 1987). Daraus läßt sich schließen, daß entweder keine ozeanische Kruste vorgelegen hat, oder diese in unterschiedlichem Umfang, zum Teil nahezu komplett verschluckt wurde.

Die Bündner Schiefer wurden von FRISCH (1976) zu Sedimenten eines Subduktionstrogos erklärt. Die Bündner Schiefer des Arbeitsgebietes bestehen aus „geordneten“, karbonatischen Klastika einer „geschichteten“ Ablagerungssequenz. Ihr sedimentologisches Erscheinungsbild läßt auf eine ruhige Ablagerung schließen. Sie enthalten nur ganz untergeordnet Späne von Fremdmaterial, die sowohl tektonischer als auch sedimentärer Natur sein können (vgl. Kapitel 3.1.3.).

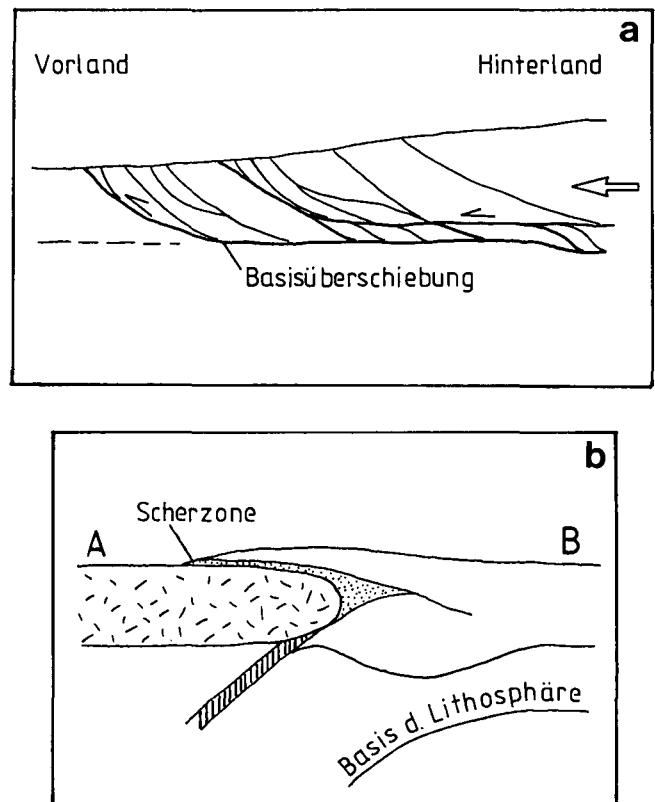


Abb. 47.

Mögliche tektonische Überschiebungsmodelle.

a) Idealisierte Überschiebungskörper nach BOYER & ELLIOTT (1982). Der Überschiebungskörper entwickelt sich vom Hinterland zum Vorland.

b) Schematische Darstellung zur Abscherung von Krustenspänen nach CONDIE (1989).

A und B = unterschiedliche Platten; während der Subduktion wird Kruste von B abgeschernt und auf A gestapelt. Wendet man dieses Modell auf die Alpen an, würde B der adriatischen Platte entsprechen und A den europäischen Anteil ausmachen. Nur müßte dann entgegen der Lehrmeinung eine Subduktion nach N erfolgen.

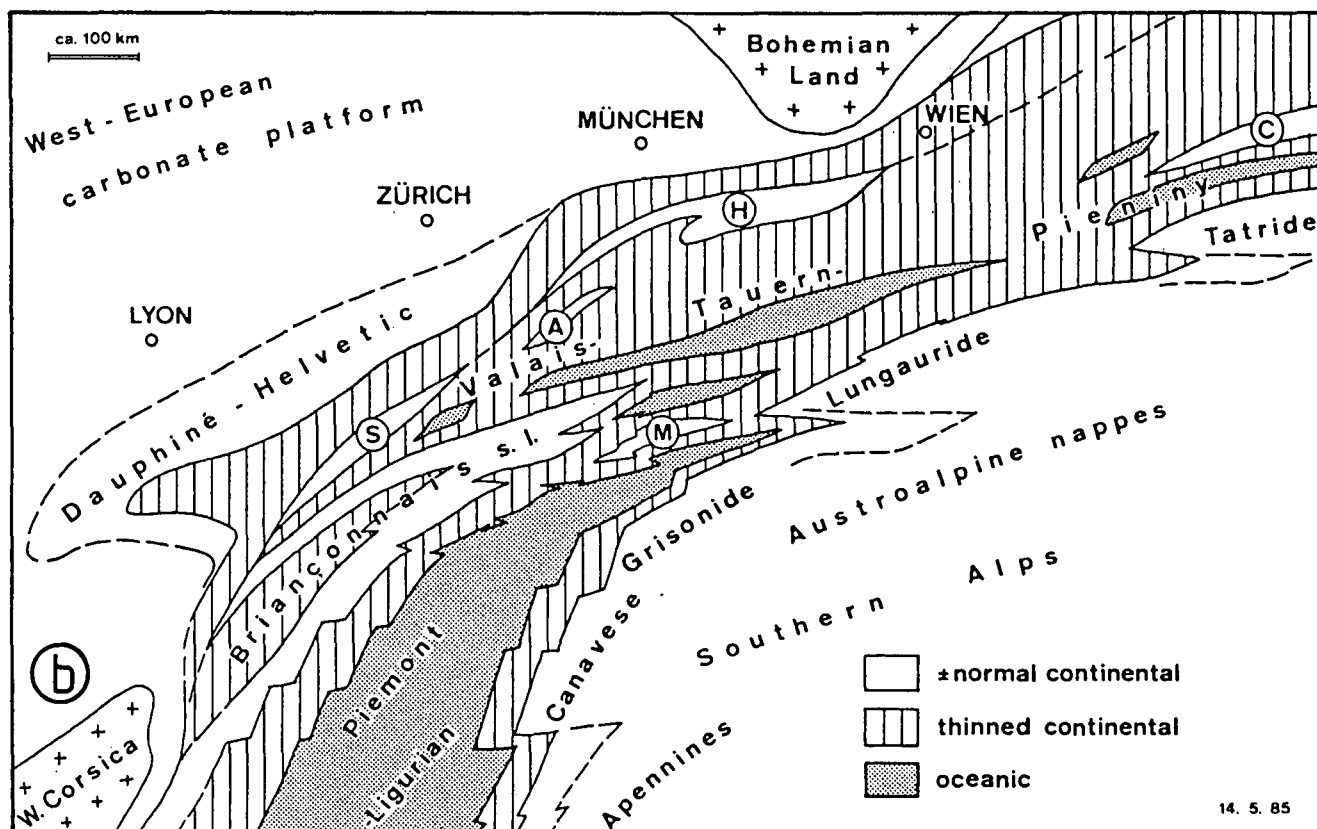
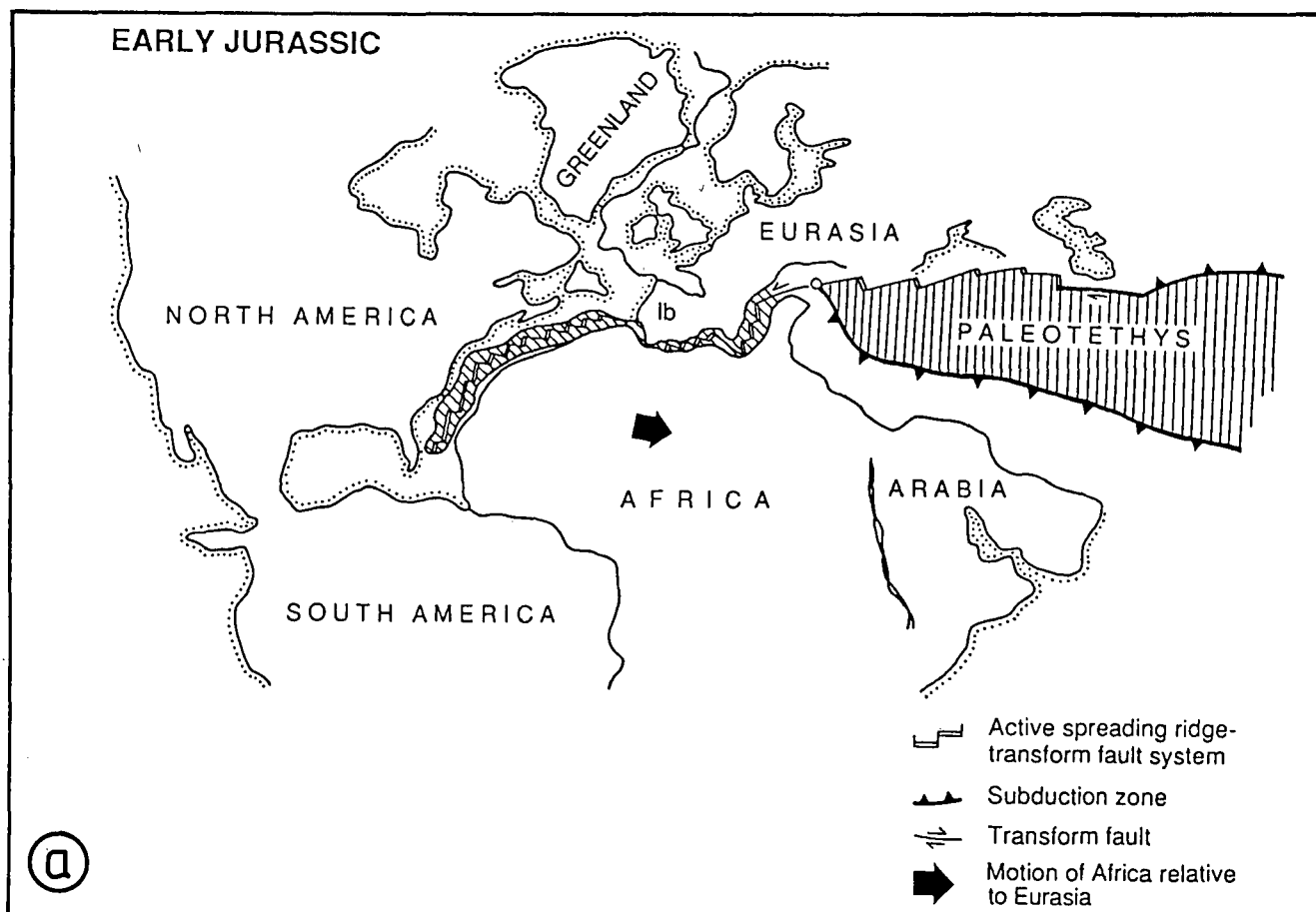


Abb. 48.

Paläogeographische Modelle.

a) Rekonstruktion der Pangäa und der Paläotethys zu frühjurassischer Zeit.

Gepunktete Linien = rezente Küstenlinien; durchgezogene Linien = Kontinentränder; gestreifte Bereiche = ozeanische Kruste.

Abbildung nach DILEK et al. (1990).

b) Palinspastische Rekonstruktion des alpinen Raums für den späten Jura nach LEMOINE & TRÜMPY (1987).

A = Adula-Rücken; C = Czorstyn-Rücken; H = Hochstegen; M = Margna-Rücken; S = Randkette und Cordillere Tarine.

In dieser Rekonstruktion wird der Tauernozean als Fortsetzung des nordpenninischen Valais-Trogs betrachtet.

Zwanglos lassen sie sich durch extensionsgebundene Gleitungen aus marinen Reliefzonen erklären.

Damit liegen am Tauern-Südostrand keine Indizien für die Existenz einer Subduktionszone oder einer ozeanischen Kruste vor.

8.5.2. Paläogeographische Positionen und ihre Auswirkungen bei Konvergenz

In Kapitel 8.2. (Tauerndom-Modell) wurde auf Grund der Datenerhebung eine Nebeneinanderpositionierung von Ostalpin und Penninikum erwogen. Welche paläogeographischen Bedingungen können dieses strukturelle Phänomen vorgeprägt haben? Ein typischer Orogenzyklus besteht aus der Anhäufung von Sedimenten (klastischer wie vulkanischer Art), intensiver Deformation und Plutonismus, begleitet von Heraushebung und Vulkanismus. Diese Ereignisfolge ist selten vollständig und klar dokumentiert. Die Abfolge der Ereignisse variiert deutlich in Abhängigkeit der Interaktionen der konvergierenden Plattenränder. So beeinflussen das subduzierte Material (ozeanische Kruste, Inselbogen, back arc-Becken), eine Anisotropie der Kruste, das Alter der Kruste, der Einfallswinkel der Subduktionszone und die Richtung der Einengung die Entwicklung der Kollisionszone mit.

Bei der Kollision entstehen große Überschiebungen und Decken, deren Überschiebungsrichtungen gewöhnlich auf den undeformierten Kontinent hingerrichtet sind (Entwicklung vom Hinterland zum Vorland) (CONDIE 1989:192, BOYER & ELLIOTT, 1982) (Abb. 47a). In manchen Fällen ist es jedoch möglich, daß dünne Späne vom Top der abtauchenden Platte abgeschert werden und als Decke über die konvergierende Platte gleiten (CONDIE, 1989) (Abb. 47b).

Im klassischen Sinne fand in den Ostalpen eine Stapelung der Einheiten nach Norden statt (TOLLMANN, 1977, 1987). Nach allgemeiner Vorstellung (z.B. TOLLMANN, 1977) sind in den Ostalpen die Decken beider Kontinente auf dem europäischen Kontinent gestapelt. Der europäische Kontinent (= Molasse, Helvetikum) hat eine Stapelung im Sinne von BOYER & ELLIOTT (1982) (Abb. 47a) erfahren, d.h. Vorrücken des Überschiebungssystems durch Anlegen ständig neuer Überschiebungen im Vorland. Auch die ostalpinen nördlichen Kalkalpen, welche auf die Molasse aufgeschoben wur-

den, wurden nach diesem Prinzip gestapelt (HEISSEL, 1977). Würden die nördlichen Kalkalpen zur Nordplatte gehören, ergäbe sich eine „normale“ Entwicklung (EISBACHER, 1991:61) eines Überschiebungsgürtels.

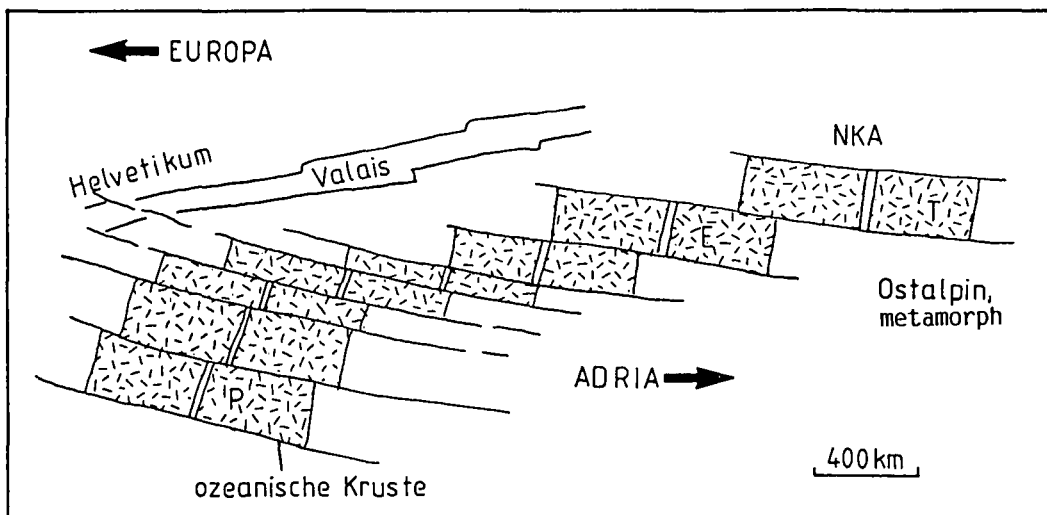
Bisher wurde die nach Norden gerichtete Stapelung beider Kontinente durch eine N-S Kompression erklärt als Folge einer Subduktion der Europäischen Platte unter die Afrikanische Platte (HAWKESWORTH et al., 1975.) oder in entgegengesetztem Sinne nach OXBURGH (1972). Unklar ist der Stapelungsmechanismus für das Ostalpin nach modernen Gesichtspunkten von bilanzierten Profilen (balanced cross section). Geschah z.B. die Stapelung nach dem Modell von CONDIE (1989) (Abb. 47b) durch Krustendelamination, dann kann die klassisch angenommene Subduktionsrichtung nach Süden nicht zutreffen.

Wie zu Beginn des Kapitels erläutert, kann auch die paläogeographische Verteilung von kontinentalem und ozeanischem Material die Strukturen, die bei der Konvergenz entstehen, mitbeeinflussen. Aus verschiedenen paläogeographischen Rekonstruktionen (ZIEGLER, 1987, LEMOINE & TRÜMPY, 1987, etc.) ist bekannt, daß der Kontinentalrand von Afrika nicht geradlinig verläuft, sondern unregelmäßig gebuchtet ist. Bei allen paläogeographischen Rekonstruktionen spielen Blattverschiebungen eine entscheidende Rolle. Die Tethys und die beiden Kontinentränder werden zerschnitten von einem Transform-System, das in Verbindung mit dem sich öffnenden Atlantik steht (Abb. 48a,b). Transform-Bewegungen oder Blattverschiebungen versetzen die ozeanischen Rücken und führen so zu einer Staffelung von Dehnungsbereichen. Bei der Kollision gliedert sich der Kompressionsbereich in Abschnitte aktiver Subduktion und Bereiche mit Blattverschiebungen. Beide Deformationsarten können fließend ineinander übergehen. Ähnliche Strukturen entstehen durch schräge Einengung (Transpression), wie sie von RATSCHBACHER (1986) gefordert wird.

WEISSERT & BERNOULLI (1985), COWARD & DIETRICH (1989) zeigen für die paläogeographischen Rekonstruktion des südpenninischen Ozeans eine N-S- bis NE-SW-Orientierung der mittelozeanischen Rücken,

Abb. 49. Vorschlag zur paläogeographischen Rekonstruktion am Nordrand des ligurisch-piemontesischen Troges für den Ober-Jura in Anlehnung an WEISSERT & BERNOULLI (1985) und COWARD & DIETRICH (1989). E = Engadiner Becken; NKA = nördliche Kalkalpen; P = ligurisch-piemontesischer Ozean; T = Tauern-Becken.

Die Rekonstruktion sieht das Tauern-Becken als Fortsetzung des ligurisch-piemontesischen Ozeans. Durch eine Kette von pull-apart-Becken, die entlang von Transform-Störungen versetzt werden, entsteht ein unregelmäßig geformter Kontinentalrand. Die ab der Kreide erfolgte Einengung der ozeanischen Becken geht mit einer Rotation der adriatischen Platte einher.



während des späten Jura (Abb. 49). Ein Set aus NW-SE gerichteten Transform-Störungen und lateralen Rampen versetzt die einzelnen Dehnungsbecken mit z.T. ozeanischer Kruste. Die Randverwerfungen verlaufen nach COWARD & DIETRICH (1989) parallel zu den paläozoischen Strukturen im Untergrund und stellen möglicherweise reaktivierte variszische Störungssysteme dar. ZIEGLER (1987) macht keine Aussagen über die Lage und Existenz eines mittelozeanischen Rückens im penninisch-piemontesisch-ligurischen Ozean, sondern spricht von einer transtensionalen Öffnung des Ozeans im Oberjura. LEMOINE & TRÜMPY (1987) stellen den Tauerntrag zum Valais-Gürtel, der über komplexe Transform-Störungen das nördliche Ende des Ligurischen Ozeans mit dem nördlichen Ende des Vardar-Ozeans verbindet (Abb. 48b). Bei diesen Betrachtungen wird deutlich, daß die Tethys im alpinen Bereich in Abschnitte mit gedünnter kontinentaler Kruste, mit ozeanischer Kruste und echter kontinentaler Kruste (Mikrokontinente) gegliedert ist, die ein komplexes paläogeographisches Muster ergeben (LEMOINE & TRÜMPY 1987, PLATT, 1986).

Aus den westlichen und zentralen Hohen Tauern sind Bereiche mit Ophiolithsequenzen (HÖCK & MILLER, 1987) bekannt, auch Melangestrukturen können in den Bündner Schiefern angetroffen werden. Am Tauern-Ostrand fehlen beide Strukturen.

Als denkbare Ursache für die auffallend undeutliche Ausprägung und unvollständige Entwicklung der plattentektonischen Phasen im Penninikum der Hohen Tauern kann der große Einfluß blattverschiebender Kräfte genannt werden. Sie verhinderten die Öffnung eines ausgeprägten mittelozeanischen Rückens, oder verursachten die Bildung kleinräumiger, separater Becken vom pull-apart Typus im Bereich des Ostalpins (AYDIN & NUR, 1982; CHANNELL et al., 1990). Ähnlich wie die spätere, einengende Transpression keine deutlichen subduktionsbezogenen Indizien aufkommen ließ (z.B. fehlender magmatischer Bogen), konnten sich in einem transtensionalen Spannungsfeld nur wenige Strukturen eines Riftsystems entwickeln.

8.5.3. Wurde das Penninikum vom ostalpinen Deckenstapel überfahren?

Aus den Datenerhebungen von Strukturgeologie, Metamorphose und Geophysik ergaben sich keinerlei Hinweise für eine Überschiebung bzw. Überlagerung des Penninikums durch das Ostalpin. Die palinspastischen Rekonstruktionen (vgl. 8.6.2.) zeigen, daß das Penninikum der Hohen Tauern nicht zwingend von den ostalpinen Einheiten bzw. von den nördlichen Kalkalpen und seinem Basement überfahren worden sein muß (FRANK, 1987; CHANNELL et al., 1990).

Aus den vorangegangenen Erläuterungen läßt sich folgern, daß die Deformation und Metamorphose des Ostalpins getrennt von der thermischen und strukturellen Entwicklung des Penninikums gesehen werden muß. Die Einengung und Stapelung im Ostalpin erfolgte, bei Betrachtung der relativen zeitlichen Abfolge, vermutlich parallel mit dem Ende der Sedimentation der Bündner Schiefer im penninischen Ablagerungsbecken.

In den Arbeiten von FRANK (1983, 1987) wird umfassend dokumentiert, daß fazielle Unterschiede, wie sie

von TOLLMANN (1977) beschrieben wurden, keineswegs eine Position der nördlichen Kalkalpen als südlichste Einheit der triassisch-jurassischen Karbonatplattform nötig macht. Es wird von FRANK (1983, 1987) ein Modell erstellt, das die Position der nördlichen Kalkalpen nördlich des Mittelostalpins glaubhaft darstellt. Dadurch wurde das Stapelungsmodell der Ostalpen in Frage gestellt. Dieser Gedankenanstoß gab den Weg frei für neue Ideen zur Entwicklungsgeschichte des Ostalpins.

Im Kapitel 8.5. wurde versucht, die plattentektonische Position des Penninikums der Hohen Tauern und seiner Umrahmung zu beleuchten. Ich möchte hier einen Vorschlag für eine alternative palinspastische Anordnung der Ablagerungsräume anschließen. Die Grundidee baut auf der palinspastischen Karte für die Ostalpen (Prä-Kreide Tektonik) von FRANK (1987:400) und auf der paläogeographischen Rekonstruktion des ligurisch-piemontesischen Ozeans (Jura) von WEISSERT & BERNOULLI (1985:676) auf (Abb. 49).

Der Hauptteil des penninischen Ablagerungsraums liegt westlich der Karbonatplattformen von Trias und Unter-Jura. Möglicherweise handelt es sich im Penninikum der Hohen Tauern um einen Teil des Briançonnais. Nach Überlegungen von PLATT (1986) enthält das Tethysbecken eine Vielzahl von Fragmenten aus kontinentalem Material. Es handelt sich dabei um Mikrokontinentsplitter (VAVRA & FRISCH, 1989) innerhalb ozeanischer Becken. Bei einer Kontinent-Kollision werden diese Splitter in meist fremder Umgebung angeschweißt (Terrane). Die Begrenzung des Tauernfensters von Störungen und das vereinzelte Auftreten von blauschieferfaziellen Gesteinen in dieser Position unterstützt den Terrane-Gedanken deutlich.

Das Modell setzt im Zeitraum einer ausgedehnten Plattformkarbonatentwicklung in der Trias an. Innerhalb des flachen triassischen Senkungsbereiches könnte ein Mikrokontinent oder eine Hochschwelle vorhanden gewesen sein (BAUER, 1987), da die Sedimente des späteren Tauernfensters z.T. in einer kontinentalen, salinaren Fazies abgelagert wurden (Seidlwinkel-Trias). Für den Ober-Jura und die Unter-Kreide sind deutliche Hinweise auf Dehnungstektonik (Tiefwassersedimente, Grabensysteme etc.) zu finden (LEMOINE & TRÜMPY 1987). Zu dieser Zeit bildeten sich in der Karbonatplattform durch Subsidenz und listrische Gleitungen Senkungsbereiche, unter anderem in der Umgebung eines Mikrokontinentes. Aus den Senkungsbereichen entwickelten sich z.T. ozeanische Becken, die vermutlich entlang von Transform-Störungen nach dem Prinzip von „pull apart“-Becken entstanden sind. Über Transform-Störungen standen diese Becken mit dem eigentlichen südpenninischen Ozean in Verbindung. Die triassische Hochschwelle wurde im Zuge der Dehnungstektonik vermutlich im Jura abgesenkt, sodaß hangend marine Bündner Schiefer abgelagert werden konnten. Möglicherweise stellen die Bündner Schiefer den Abtragungsschutt der sich stapelnden Karbonatdecken dar (COWARD & DIETRICH, 1989). Die nördlichen Kalkalpen blieben bei der Zerdehnung der Karbonatplattform in nördlicher Position zum Penninikum der Hohen Tauern liegen (Abb. 49).

Die Tauern-Hochschwelle (= Kristallin und kontinentale Trias) und das Tauern-Becken (= ozeanische Kruste und Bündner Schiefer) sind in aufeinander folgen-

den Phasen der Entwicklungsgeschichte entstanden. Fazielle Übergänge sind für die Trias zwischen der Tauern-Hochschwelle (kontinentale Fazies) und den Plattformkarbonaten der Tethys vorstellbar. Auch im Jura könnten fazielle Übergänge zwischen pelagischen Karbonaten der Tethys und den Bündner Schiefern des Tauernbeckens bestanden haben. Ergeben sich schlüssige Hinweise auf fazielle Übergänge zwischen dem Penninikum und seiner karbonatischen Umgebung, könnte die Existenz eines Tauern-Terranes ausgeschlossen werden. Paläomagnetische Daten die Auskunft über die paläogeographische Position erlauben würden fehlen, da die Gesteine des Penninikums bei der alpidischen Metamorphose den Curie-Punkt überschritten haben.

Dieses Modell wird gestützt durch paläogeographische Untersuchungen in den nördlichen Kalkalpen (CHANNELL et al., 1990; BAUER, 1987). Paläomagnetische Untersuchungen in liassischen Karbonaten der nördlichen Kalkalpen und des Südalpin ergaben eine Diskrepanz der Daten. Daraus, aus der paläogeographischen Rekonstruktion jurassischer Becken und aus Ophiolith-Detritus in den Unter-Kreide-Flyschen der nördlichen Kalkalpen wurde eine schmale ozeanische Zone südlich der nördlichen Kalkalpen gefordert. Dieser ozeanische Bereich könnte ein Teil des späteren Penninikums sein, der in den Hohen Tauern zu Tage tritt.

Ein Problem bleibt es, die Metamorphose-Entwicklung sowohl vom Ostalpin, als auch vom Penninikum zu erklären. Zwei denkbare Möglichkeiten können hierbei in Betracht gezogen werden.

- Der erhöhte Wärme fluß wird nach FRANK (1987) durch Krustendehnung und die damit verbundene Subsidenz in Trias und Jura erklärt. Bei einer anschließenden Stapelung heißen Materials beschleunigt sich die Aufheizung in den überschobenen Bereichen.
- SCHMID & HAAS (1989) versuchen die rapide Aufheizung durch die Subduktion sehr junger ozeanischer Kruste zu erklären, welche eine sehr effiziente Wärmequelle darstellt.

Unzweifelhaft festzuhalten bleibt, daß in neoalpiner Geschichte die Hohen Tauern herausgehoben wurden. Damit kam ehemals heißes Krustenmaterial an die Oberfläche. Die Phase der Einengung, Stapelung und Versenkung fand davor statt (HEITZMANN, 1990) und kann daher nur an Hand von Reliktgefügen rekonstruiert werden. Mir erscheint es möglich, daß die Metamorphose und tektonische Beanspruchung durch interne Stapelung des penninischen Ablagerungsraumes z.B. in Form von Duplexkörpern entstanden sein können

te oder die junge Beckenfüllung durch die Einengung zwischen kalten und rigiden Blöcken (Ostalpin) ausgequetscht wurde (Zahnpasta-Modell). Welche Einheit die Decküberschiebung oberhalb des Duplexkörpers gebildet hat ist unklar, da keine Kristallineinheit in der Umgebung der Hohen Tauern eine Verjüngung der Altersdaten aufweist. Hochdruck-Paragenesen in anderen Teilen der Hohen Tauern wären durch Subduktion kleinerer ozeanischer Krustenstreifen erklärbar.

Das Ostalpin ist nur in seinen Randbereichen in die Deformationen des Penninikums miteinbezogen. Großräumige Überschiebung des Penninikums durch Gesteine des Ostalpins, die heute benachbart zum Penninikum liegen, sind eher unwahrscheinlich. Die Bereiche mit intensiver retrograder Metamorphose im Ostalpin sind durch die Anlieferung großer Mengen fluider Phase aus den nassen mesozoischen Sedimenten des Penninikums entstanden (FRANK, 1983, 1987). Die Quarzphyllite am Tauern-Südostrand seien als Beispiel genannt.

Zusammenfassung

- Die Entwicklung, Stapelung und Metamorphose von Ostalpin und Penninikum muß getrennt betrachtet werden. Die Abfolgen wurden zu unterschiedlichen Zeiten sedimentiert und metamorphisiert.
- Die nördlichen Kalkalpen müssen aus plattentektonischen oder faziellen Gesichtspunkten heraus nicht zwingend die südlichste Position innerhalb der Karbonatplattform innegehabt haben (FRANK, 1987; CHANNELL et al., 1990).
- Durch Dehnungstektonik wird im Jura die Karbonatplattform in „pull apart“-Becken mit z.T. ozeanischer Kruste kleinräumig gegliedert. Die nördlichen Kalkalpen können dabei in nördlicher Position zum Tauern-Becken liegen.
- Für die Hohen Tauern sind zwei Entwicklungsstadien unterscheidbar: Trias – Tauern-Hochschwelle = Mikrokontinent als Hochschwelle mit kontinentaler Trias; Jura – Tauern-Becken = Absenkung der Schwelle, Bereiche mit ozeanischer Kruste, Bündner Schiefer.
- Unter kompressiven Bedingungen wurde ein Teil der ozeanischen Kruste verschluckt, andere Bereiche wurden gestapelt. Beide Vorgänge förderten den erhöhten Wärme fluß.
- Die Interpretation von Teilen des Penninikums als Kontinentsplitter (Terranes) erscheint auf Grund der bestehenden Datensituation als ein denkbare Modell.

9. Schlußfolgerungen

Folgende Hauptschlußfolgerungen können gezogen werden:

- In den Serien der östlichen Hohen Tauern gelang eine Parallelisierung der stratigraphischen Sequenzen mit den übrigen Abschnitten der Hohen Tauern. Es erübrigt sich damit eine Reihe verwirrender Lokalnamen.

- Nach der Bearbeitung mit modernen gefügekundlichen Methoden konnte auch die tektonische Gliederung der Serien wesentlich vereinfacht werden. Innerhalb des Penninikums besteht ein stratigraphischer Verband, keine der früher angenommenen Deckenbahnen konnte bestätigt werden. Es existiert lediglich eine wichtige tektonische Trennfläche, die

Grenze zwischen Penninikum und Ostalpin. Dies bewirkt eine weitere nomenklatorische Vereinfachung.

- Die Kartierung und Untersuchungen zur Strukturgeologie ergaben, daß der Tauern-Südostrand jungalpidisch mit der Hebung des Zentralteils der Hohen Tauern eine umfassende Gefügeprägung erfahren hat. Aussagen über Richtung und Art der ersten Deformation, während der eine Deckenstapelung stattgefunden haben könnte, können nicht mehr gemacht werden.
- Mit dem Metamorphosehöhepunkt geht im Penninikum die Heraushebung einher. Das Tauernfenster kann auf Grund seiner strukturellen Prägung als kompressiver Dom beschrieben werden. Das bestehende Gefügeinventar am Tauern-Ostrand wurde bei der isostatischen Hebung des Tauerndomes gebildet. Es handelt sich dabei um eine lang andauernde Hebung. Die Verformung setzte unter duktilen Bedingungen an und entwickelte sich kontinuierlich bis zur Sprödeformation.
- Während der Hebung kam es zu einer duktilen Dehnung des gesamten Schichtstapels, mit einem Mächtigkeitsverlust von mindestens 50 %.
- Im Bereich der Sprödeformation verlief die isostatische Hebung in einem NNE–SSW- bis NE–SW-gerichteten transpressiven Spannungsfeld, das verursacht wurde durch einen sinistralen Vorschub der adriatischen Platte nach N bis NE. Die transpressive Einengung bewirkte gleichzeitig am Tauern-Ost- und Südrand eine unterschiedliche Gefügeprägung.
- Die tektonische Trennfläche zwischen Penninikum und Ostalpin steht am Tauern-Südostrand steil; dies war in allen bisher veröffentlichten Profilen nicht berücksichtigt worden. Das Phänomen kommt auch in geophysikalischen Untersuchungen klar zum Ausdruck. Ob die Kontaktzone zwischen Ostalpin und Penninikum primär steil gestanden hat, kann nicht mit Sicherheit gesagt werden.
- Das ostalpine Kristallin ist durch eine mehrfache Metamorphose und Deformation gekennzeichnet. Auch hier konnten keine deutlichen Indizien für die Richtung des alpidischen Deckentransportes gefunden werden. Die alpidische Metamorphose und Deformation des Ostalpins erfolgte zu eoalpinen Zeit. Die Gefüge des Ostalpins verlaufen fast senkrecht zu den straff foliierten Randabfolgen des Penninikums.
- Eine gemeinsame Abkühlungsgeschichte und randliche Überprägung erfuhren das Ostalpin und das Penninikum erst ab ca. 20 Ma. Das ostalpine Kristallin wurde in der näheren Umgebung zum Penninikum

durch Deformation und Einwirken einer fluiden Phase bis zu seiner Unkenntlichkeit zersetzt. Die bisher als unterostalpine Quarzphyllite angesehenen Gesteine erwiesen sich als deformiertes Kristallin. Damit fehlt das Unterostalpin südlich des Katschbergs. Die Gliederung des Ostalpins nach TOLLMANN (1977) wird damit in Frage gestellt.

- Auf Grund der Metamorphose, Altersdatierungen, Gefügeprägung und geophysikalischer Daten muß eine getrennte Entwicklung von Ostalpin und Penninikum am Tauern-Ostrand gefordert werden. Die entscheidende Gefügeprägung erhielten die ostalpinen Abfolgen zu eoalpinen Zeit, während die Gefügeprägung im Penninikum erst im Tertiär erfolgte. Eine Überschiebung des Penninikums durch das Ostalpin erscheint am Tauern-Südostrand als unwahrscheinlich.
- Blattverschiebungen, die mit dem periadriatischen System gekoppelt sind, zerschneiden Ostalpin und Penninikum in gleicher Weise; sie werden damit dem jüngsten Deformationsakt zugeordnet.
- Die verschiedenen Modelle für das alpine Kollisionsgeschehen werden stark von paläogeographischen Randbedingungen beeinflußt. Die vorliegenden neuen Ergebnisse lassen überraschenderweise eine paläogeographische Position der nördlichen Kalkalpen nördlich des Penninikums der Hohen Tauern zu. Die Tethys stellt sich als komplexer paläogeographischer Raum dar, in dem Bereiche ozeanischer Kruste mit gedehnter kontinentaler Kruste kleinräumig abwechseln. Die Kontinentalränder hatten eine unregelmäßige Form. Daher kann der detaillierte Verlauf der Kontinent-Kontinent-Kollision weder zeitlich noch geometrisch klar definiert werden (COWARD & DIETRICH, 1989). Das Modell einer transpressiven, sequenziellen Schließung der Tethys von E nach W wird der komplizierten Ereignisfolge am ehesten gerecht.

Dank

Die vorliegende Arbeit enthält wesentliche Teile einer Dissertation, die von Prof. Dr. G. KLEINSCHMIDT angeregt wurde. Ich danke Herrn Prof. Dr. H. KRUMM für die Diskussionsbereitschaft und dem Geologisch-Paläontologischen Institut der Johann Wolfgang Goethe-Universität Frankfurt für seine Unterstützung.

Die Geologische Bundesanstalt in Wien gewährte dankenswerterweise Zuschüsse zu den Geländearbeiten im Rahmen der geologischen Landesaufnahme.

Literatur

- ACKERMANN, D. & MORTEANI, G. (1976): Kontinuierlicher und diskontinuierlicher Zonarbau in den Granaten der penninischen Gesteine der Zillertaler Alpen (Tirol/Österreich). – *Tscherm. Min. Petrol. Mitt.*, **23**, 117–136.
- ANGEL, F., AWERZGER, A. & KUSCHINSKY, A. (1953): Die Magnetitlagerstätte Millstätter Alpe bei Radenthein. – *Carinthia II*, **143/63**, 98–117.
- ANGENHEISTER, G., BÖGEL, H., GEBRANDE, H., GIESE, P., SCHMIDT-THOMÉ, P. & ZEIL, W. (1972): Recent investigation of surficial and deeper crustal structures of the Eastern and Southern Alps. – *Geol. Rundschau*, **61/2**, 349–395.
- ANGENHEISTER, G., BÖGEL, H. & MORTEANI, G. (1975.): Die Ostalpen im Bereich einer Geotraverse vom Chiemsee bis Venedig. – *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, **148**, 50–137.
- ARIC, K., GUTDEUTSCH, R., LEICHTER, B., LENHARDT, W., PLOMEROVA, J., BABUSKA, V., PAJDUSAK, P. & NIXDORF, U. (1989): Structure of the lithosphere in the Eastern Alps derived from P-residual analysis. – *Arb. Zentralanstalt f. Meteor. u. Geodyn.*, **73**, 26 S., Zentralanstalt f. Meteor. u. Geodyn. Wien.
- AYDIN, A. & NUR, A. (1982): Evolution of Pull-Apart Basin and their Scale Independence. – *Tectonics*, **1/1**, 91–105.

- BECHSTÄDT, TH. (1978): Faziesanalyse permischer und triassischer Sedimente des Drauzuges als Hinweis auf eine großräumige Lateralverschiebung innerhalb des Ostalpins. – *Jb. Geol. B.-A.*, **121**, 1–121.
- BECHSTÄDT, TH., BRANDNER, R., MOSTLER, H., SCHMIDT, K. (1978): Aborted Rifting in the Triassic of the Eastern and Southern Alps. – *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, **156/2**, 157–178.
- BECKE, F. (1909): Bericht über geologische und petrographische Untersuchungen am Ostrande des Hochalmkernes. – Sitzber. Akad. Wiss. Wien, math.-nat.wiss. Kl. I, **118**, Wien.
- BEHRMANN, J. (1988): Crustal-scale extension in a convergent orogen: the Sterzing-Steinach mylonite zone in the Eastern Alps. – *Geodin. Acta*, **1988/2**, 63–73, Paris.
- BEHRMANN, J. (1990): Zur Kinematik der Kontinentkollision in den Ostalpen. – *Geotekt. Forsch.*, **76**, 1–180.
- BEHRMANN, J. & RATSCHBACHER, L. (1989): Archimedes revisited: a structural test of eclogite emplacement models in the Austrian Alps. – *Terra nova*, **1/3**, 242–252.
- BERCKHEMER, H. (1990): Grundlagen der Geophysik. – 201 S., wiss. Buchges., Darmstadt.
- BOYER, S.T.E. & ELLIOTT, D. (1982): Thrust systems. – *A.A.P.G. Bull.*, **66/9**, 1196–1230.
- BUCHROITHNER, M. (1984): Landsat-Bildlineamente von Österreich 1 : 500.000. – *Geol. B.-A.*, Wien.
- CADISCH, J. (1953): Geologie der Schweizer Alpen. – 480 S., Wepf & Co, Basel.
- CHANNELL, J.E.T. (1986): Palaeomagnetism and continental collision in the Alpine Belt and the formation of late tectonic extensional basins. – In: COWARD, M.P. & RIES, A.C. (eds.): *Collision Tectonics*. – *Geol. Soc. Spec. Publ.*, **19**, 261–284.
- CHANNELL, J.E.T. & HORVARTH, F. (1976): The African-Adriatic promontory as a paleogeographical premise for Alpine orogeny and plate movements in the Carpatho-Balkan region. – *Tectonophysics*, **35**, 71–110.
- CHANNELL, J.E.T., BRANDNER, R., SPIELER, A. & SMATHERS, N.P. (1990): Mesozoic paleogeography of the Northern Calcareous Alps – Evidence from paleomagnetism and facies analysis. – *Geology*, **18**, 828–831.
- CISTERNAS, A., PHILIP, H., BOUSQUET, J.C., CARA, M., DESCHAMPS, A., DORBATH, L., HAESSLER, H., JIMENEZ, E., NERCESSIAN, A., RIVERA, L., ROMANOWICZ, B., GVISHIANI, A., SHEBALIN, N.V., APTEKMAN, J., AREFIEV, S., BORISOV, B.A., GROSHKOV, A., GRAIZER, V., LANDER, A., PLETNEV, K., ROGOZHIN, A.I. & TATEVOSSIAN, R. (1989): The Spitak (Armenia) earthquake of 7. December 1988: field observations, seismology and tectonics. – *Nature*, **339**, 675–679.
- CLIFF, R.A., NORRIS, R.J., OXBURGH, E.R. & WRIGHT, R.C. (1971): Structural, metamorphic and geochronological studies in the Rieseck and southern Ankogel Groups, the Eastern Alps. – *Jb. Geol. B.-A.*, **114/2**, 121–272.
- CLIFF, R.A., DROOP, G.T.R. & REX, D.C. (1985): Alpine metamorphism in the South-East Tauern Window, Austria: 2. Rates of heating, cooling and uplift. – *J. metamorphic Geol.*, **3**, 403–415.
- CONDIE, K.C. (1989): Plate tectonics and crustal evolution. – 3rd. ed., 476pp, Pergamon, Oxford.
- COWARD, M. & DIETRICH, D. (1989): Alpine Tectonics – an overview. – In: COWARD, M.P., DIETRICH, D. & PARK, R.G. (eds.): *Alpine tectonics*. – *Geol. Soc. Spec. Pub.*, **45**, 1–29.
- CRAWFORD, M.L. (1977): Calcium zoning in Almandine Garnet, Wissahickon Formation, Philadelphia, Pennsylvania. – *Can. Min.*, **15**, 243–249.
- DEUTSCH, A. (1988): Die frühalpide Metamorphose in der Goldeck-Gruppe (Kärnten) – Nachweis anhand von Rb-Sr Altersdatierungen und Gefügebeobachtungen. – *Jb. Geol. B.-A.*, **131/4**, 553–562.
- DIETRICH, V.J. (1976): Evolution of the Eastern Alps: A plate tectonics working hypothesis. – *Geology*, **1976**, 147–152.
- DILEK, Y., THY, P., MOORES, E.M. & RAMSDEN, T. (1990): Tectonic Evolution of the Troodos Ophiolite within the Tethyan Framework. – *Tectonics*, **9/4**, 811–824.
- DROOP, G.T.R. (1981): Alpine Metamorphism of Pelitic Schists in the South-East Tauern Window, Austria. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.*, **61**, 237–273.
- DROOP, G.T.R. (1985): Alpine metamorphism in the South-East Tauern Window, Austria: 1. P-T variations in space and time. – *J. metamorphic Geol.*, **3**, 371–402.
- EDAX (1987): Bedienungsanleitung, PV 9100/65.
- EISBACHER, G.H. (1991): Einführung in die Tektonik. – 310 S., Enke, Stuttgart.
- EXNER, CH. (1953): Vom Katschbergpaß zum Kareckhaus. – *Carinthia II*, **143**, 124–128.
- EXNER, CH. (1954): Die Südost-Ecke des Tauernfensters bei Spittal an der Drau. – *Jb. Geol. B.-A.*, **97**, 17–37.
- EXNER, CH. (1971a): Geologie der peripheren Hafner Gruppe (Hohe Tauern). – *Jb. Geol. B.-A.*, **114/1**, 1–119.
- EXNER, CH. (1971b): Über Oligoklas-Blasten in metamorphen Schiefern der östlichen Hohen Tauern und Umgebung. – *Carinthia II, Sdh.* **28**, 221–238.
- EXNER, CH. (1980a): Geologie der Hohen Tauern bei Gmünd in Kärnten. – *Jb. Geol. B.-A.*, **123/2**, 342–410.
- EXNER, CH. (1980b): Das Kristallin östlich der Katschbergzone. – *Mitt. österr. geol. Ges.*, **71/72**, 167–189.
- EXNER, CH. (1982): Geologie der zentralen Hafner Gruppe (Hohe Tauern). – *Jb. Geol. B.-A.*, **125/1-2**, 51–154.
- EXNER, CH. (1983): Erläuterungen zu geologischen Karte der Hafner Gruppe (Blatt Muhr 156, Südtel 1 : 25.000). – *Mitt. Ges. geol. Bergbaustud. Österr.*, **29**, 41–74.
- EXNER, CH. (1984): Der Südrand des Tauernfensters bei Spittal an der Drau. – *Jb. Geol. B.-A.*, **127/3**, 349–367.
- EXNER, CH. (1989): Geologie des mittleren Lungaus. – *Jb. Geol. B.-A.*, **132/1**, 7–103.
- EXNER, CH. (1990): Erläuterungen zur geologischen Karte der mittleren Lungaus. – *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr.*, **36**, 1–38 und 2 Karten.
- FIEGER, U. (1984): Zur quantitativen energiedispersiven Röntgenstrahl-Mikroanalyse von Festkörpern. – 137 S., unveröff. Diplomarbeit, TH Darmstadt.
- FIEGER, U. & MÜLLER, W.F. (1987): Energy dispersive x-ray microanalysis in the scanning electron microscope. – *N. Jb. Miner. Mh.*, **1987/1**, 1–7.
- FLÜGEL, H.W. (1987): The Eoalpine History of the Eastern Alps, Introduction and Epilogue. – In: FLÜGEL, H.W. & FAUPL, P. (eds.): *Geodynamics of the Eastern Alps*. – 10–15, Deuticke, Wien.
- FLÜGEL, H.W. & FAUPL, P. (eds.) (1987): *Geodynamics of the Eastern Alps*. – 418 S., Deuticke, Wien.
- FRANK, W. (1983): Argumente für ein neues Entwicklungsmodell des Ostalpins. – Jahresbericht 1982, Hochschul-schwerpkt. S15, **4**, 249–262, Graz.
- FRANK, W. (1987): Evolution of the Austroalpine element in the Cretaceous. – In: FLÜGEL, H.W. & FAUPL, P. (eds.): *Geodynamics of the Eastern Alps*. – 379–406, Deuticke, Wien.
- FRANK, W., HÖCK, V. & MILLER, CH. (1987): Metamorphic and Tectonic History of the Central Tauern Window. – In: FLÜGEL, H.W. & FAUPL, P. (eds.): *Geodynamics of the Eastern Alps*. – 34–54, Deuticke, Wien.
- FRANK, W., KRÁLIK, M., SCHARBERT, S. & THÖNI, M. (1987): Geochronological Data from the Eastern Alps. – In: FLÜGEL, H.W. & FAUPL, P. (eds.): *Geodynamics of the Eastern Alps*. – 272–281, Deuticke, Wien.
- FRASL, G. (1957): Zur Seriengliederung der Schieferhülle in den mittleren Hohen Tauern. – *Jb. Geol. B.-A.*, **101**, 323–427.
- FRIMMEL, H. (1987): Strukturgeologische, geochemische und geochronologische Untersuchungen zur Entwicklungsgeschichte des NW-Randes der Gurktaler Decke (Oberostalpin). – Unveröff. Diss., Formal- und Nat.wiss. Fak. Univ. Wien, 199 S., Wien.
- FRISCH, W. (1976): Ein Modell zur alpidischen Evolution und Orogenese des Tauernfensters. – *Geol. Rundschau*, **65/2**, 375–393.

- FRISCH, W. (1979): Tectonic progradation and plate tectonic evolution of the Alps. – *Tectonophysics*, **60**, 121–139.
- FRISCH, W. (1980): Post-hercynian formation of the western Tauern window: sedimentological features, depositional environments and age. – *Mitt. österr. geol. Ges.*, **71/72**, 49–63.
- FRISCH, W. (1981): Plate motions in the Alpine region and their correlation to the opening of the Atlantic ocean. – *Geol. Rundschau*, **70/2**, 402–411.
- FRISCH, W. (1984): Sedimentological response to late Mesozoic subduction in the Penninic window of the Eastern Alps. – *Geol. Rundschau*, **73/1**, 33–45.
- FRISCH, W., GOMMERINGER, K., KELM, U. & POPP, F. (1987): The Upper Bündner Schiefer of the Tauern window – A key to Understanding Eoalpine Orogenic Processes in the Eastern Alps. – in: FLÜGEL, H.W. & FAUPL, P. (eds.): *Geodynamics of the Eastern Alps*. – 55–69, Deuticke, Wien.
- FRISCH, W. & NEUBAUER, F. (1989): Pre-Alpine terranes and tectonic zoning in the Eastern Alps. – *Geol. Soc. Amer. Spec. Papers*, **230**, 91–100.
- FRITSCH, W., MEIXNER, H. & WIESENER, H. (1967): Zur quantitativen Klassifikation der kristallinen Schiefer. – *N. Jb. Miner. Mh.*, **12**, 364–376.
- GENSER, J. & NEUBAUER, F. (1989): Low-angle normal faults at the eastern margin of the Tauern Window (Eastern alps). – *Mitt. österr. geol. Ges.*, **81**, 233–243.
- GHENT, E.D. & STOUT, M.Z. (1981): Geobarometry and Geothermometry of Plagioclase-Biotite-Garnet-Muscovite-Assemblages. – *Contrib. Mineral. Petrol.*, **76**, 92–97.
- GILG, H.A., HÖLL, R., KUPFFERSCHMID, M.P., REITZ, E., STÄRK, H. & WEBER-DIEFENBACH, K. (1989): Die Basisschieferfolge in der Habachformation im Felber- und Amertal (Tauernfenster, Salzburg). – *Mitt. österr. geol. Ges.*, **81**, 65–92.
- GÖD, R. (1981): Ein Beitrag zur Petrographie und Geochemie des Bergbaurevieres Schellgaden. – *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr.*, **27**, 189–200.
- GRUNDMANN, G. (1988): Metamorphic Evolution of the Habach Formation. A Review. – *Mitt. österr. geol. Ges.*, **81**, 133–150.
- GRUNDMANN, G. & MORTEANI, G. (1985.): The young uplift and thermal history of the Central Eastern Alps (Austria/Italy), Evidence from Apatite Fission Track Ages. – *Jb. Geol. B.-A.*, **128/2**, 197–216.
- HANCOCK, P.L. (1985.): Brittle microtectonics: principles and practice. – *J. Struct. Geol.*, **7/3–4**, 437–457.
- HÄUSLER, H. (1990): Bericht 1989 über geologische Aufnahmen von Massenbewegungen auf Blatt 156 Muhr. – *Jb. Geol. B.-A.*, **133/3**, 511–515.
- HAWKESWORTH, C.J., WATER, D.J. & BICKLE, M.J. (1975.): Plate tectonics in the Eastern Alps. – *Earth Planet. Sci. Lett.*, **24**, 405–413.
- HEISSEL, G. (1977): Die geologische Neuaufnahme des Karwendelgebirges und seine tektonische Ausdeutung. – 372 S., unveröff. Diss. Phil. natw. Fak. Univ. Innsbruck.
- HEITZMANN, P. (1985.): Kakirite, Katakasite, Mylonite – Zur Nomenklatur der Metamorphite mit Verformungsgefügen. – *Eclogae geol. Helv.*, **78/2**, 273–286.
- HEITZMANN, P. (1990): Krustenindentation in den Alpen – Resultate der Tiefenseismik. – 3. Symposium für Tektonik, Strukturgeologie, Kristallineologie, Graz 19–21 April 1990, Kurzfassungen der Vorträge und Poster, 91–93.
- HOBBS, B., MEANS, W. & WILLIAMS, P. (1976): An outline of structural geology. – 571 pp., Wiley & Sons, Singapore.
- HÖCK, V. (1980): Distribution maps of minerals of the Alpine metamorphism in the Penninic Tauern window, Austria. – *Mitt. österr. geol. Ges.*, **71/72**, 119–127.
- HÖCK, V. (1990): Die Habachformation in den Hohen Tauern. – *Mitt. österr. mineral. Ges.*, **135**, 35–37.
- HÖCK, V. & STEYRER, H.P., KOLLER, F. & PESTAL, G. (1982): Stratigraphic correlation form (SCF) of the Habach Formation, Hohe Tauern, Austria (Geotraverse B). – *Newsletter 4, ICGP No.5*, 44–46.
- HÖCK, V. & MILLER, CH. (1987): Mesozoic ophiolitic sequences and non-ophiolitic metabasites in the Hohe Tauern. – in: FLÜGEL, H.W. & FAUPL, P. (eds.): *Geodynamics of the Eastern Alps*. – 16–33, Deuticke, Wien.
- HÖCK, V. & PESTAL, G. (1990): Habachformation, Altkristallin im Habachtal und Felbertal, Exkursion 4. – *Mitt. österr. mineral. Ges.*, **135**, 129–137.
- HOINKES, G. (1978): Zur Mineralchemie und Metamorphose toniger und mergeliger Zwischenlagen in Marmoren des südwestlichen Schneebergerzuges (Ötztaler Alpen, Südtirol). – *N. Jb. Miner. Abh.*, **131/3**, 272–303.
- HOKE, L. (1990): The Altkristallin of the Kreuzeck Mountains, SE Tauern Window, Eastern Alps – Basement Crust in a Convergent Plate Boundary Zone. – *Jb. Geol. B.-A.*, **133/1**, 5–87.
- HÖLL, R. (1977): Early Paleozoic Ore Deposits of the Sb-W-Hg-Formation in the Eastern Alps and their Genetic Interpretation. – in: KLEMM, D.D. & SCHNEIDER, H.J. (eds.): *Time and Strata-Bound Ore Deposits*. – 167–198, Springer, Berlin.
- HOLLISTER, L.S. (1966): Granat Zoning: An Interpretation based on the Rayleigh Fractionation Model. – *Science*, **154**, 1647–1651.
- HOLUB, B. & MARSCHALLINGER, R. (1989): Die Zentralgneise im Hochalm-Ankogel-Massiv (östliches Tauernfenster). Teil 1: Petrographische Gliederung und Intrusionsfolge. – *Mitt. österr. geol. Ges.*, **81/1988**, 5–31.
- HURFORD, A.J., FLISCH, M. & JÄGER, E. (1989): Unravelling the thermo-tectonic evolution of the Alps: a contribution from fission track analysis and mica dating. – in: COWARD, M.P., DIETRICH, D. & PARK, R.G. (eds.): *Alpine Tectonics*, *Geol. Soc. Spec. Pub.*, **45**, 369–396.
- KEPPIE, J.D. & DALLMEYER, R.D. (1990): Introduction to the terrane analysis and the tectonic map of pre-mesozoic terranes in the Circum-Atlantic Phanerozoic Orogens. – *IGCP 233, Abstracts – Paleozoic orogens in Central Europe*, Göttingen-Giessen, Aug.–Sept. 1990.
- KLEINSCHRODT, R. (1987): Quarzkorngefügeanalyse im Altkristallin südlich des westlichen Tauernfensters (Südtirol, Italien). – *Erlanger geol. Abh.*, **114**, 1–82, Erlangen.
- KOBER, L. (1922): Das östliche Tauernfenster. – *Denkschr. Akad. Wiss. Wien, math.-nat.wiss. Kl.*, **98**, 201–242, Wien.
- KRAIGER, H. (1989): Die Habachformation – ein Produkt ozeanischer und kontinentaler Kruste. – *Mitt. österr. geol. Ges.*, **81/1988**, 47–64.
- KRALIK, M., KRUMM, H. & SCHRAMM, M. (1987): Low grade and very low grade metamorphism in the Northern Calcareous Alps and the Greywacke zone: Illite-crystallinity data and isotopic ages. – in: FLÜGEL, H.W. & FAUPL, P. (eds.): *Geodynamics of the Eastern Alps*. – 164–177, Deuticke, Wien.
- KRUHL, J.H. (1987): Zur Deformation und Gitterregelung des Plagioklasses. – *Jb. Geol. B.-A.*, **130/2**, 205–243.
- KRUHL, J.H. (1991): The P-T-d development at the basement-cover boundary in the Eastern Tauern Window (Eastern Alps): Alpine continental collision. – in prep.
- LAMMERER, B. (1984): Ductile deformation versus nappe tectonics in the central Eastern Alps (Austria and Italy). – *Proc. Int. Conf. Basement Tectonics*, Pub. **5**, 214–219, Salt Lake City.
- LAMMERER, B. (1986): Das Autochthon im westlichen Tauernfenster. – *Jb. Geol. B.-A.*, **129/1**, 51–67.
- LAUBSCHER, H. (1983): Detachment, shear and compression in the central Alps. – in: HATCHER, R.Jr., WILLIAMS, H. & ZIETZ, J. (eds.): *Contributions to the Tectonics and Geophysics of Mountain Chains*. – *Geol. Soc. Amer. Mem.*, **158**, 191–211.
- LAUBSCHER, H. (1990): The problem of the deep structure of the Southern Alps: 3-D material balance considerations and regional consequences. – *Tectonophysics*, **176**, 103–121.
- LEAKE, B. (1978): Nomenclature of Amphiboles. – *Can. Mineral.*, **16**, 501–520.
- LEMOINE, M. & TRÜMPY, R. (1987): Pre-oceanic rifting in the Alps. – *Tectonophysics*, **133**, 305–320.

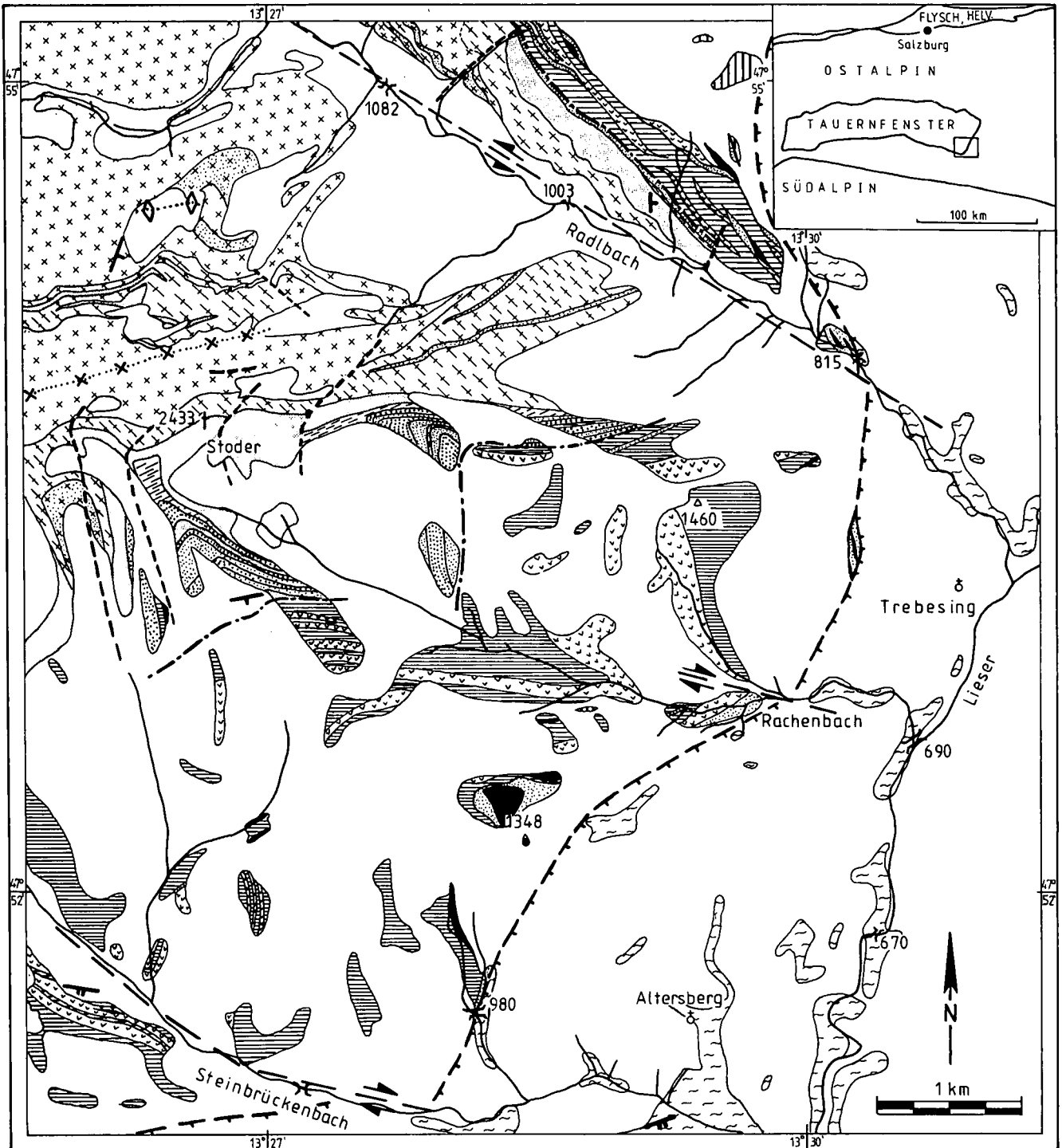
- LISTER, G. & DAVIS, G. (1989): The origin of metamorphic core complexes and detachment faults formed during Tertiary continental extension in the northern Colorado River region, U.S.A.. – *J. Struct. Geol.*, **11**/1–2, 65–94.
- MAKRIS, J. (1971): Aufbau der Kruste in den Ostalpen aus Schweremessungen und die Ergebnisse der Refraktionsseismik. – *Hamburger geophy. Einzelschriften*, **15**, 57 S.
- MASSONNE, H.J. & SCHREYER, W. (1987): Phengite geobarometry based on the limiting assemblage with K-feldspar, phlogopite and quartz. – *Contrib. Mineral. Petrol.*, **96**, 212–224.
- MERKLE, A.B. & SANDBORG, A.O. (1982): Energy dispersive analysis of some common Rock forming Minerals. – *EDAX-EDIT*, **12**/1, 16–17, EDAX Laboratories.
- MERLE, O., COBBOLD, P.R. & SCHMID, S. (1989): Tertiary kinematics in the Lepontine dome. – In: COWARD, M.P., DIETRICH, D. & PARK, R.G. (eds.): *Alpine tectonics*, *Geol. Soc. Spec. Pub.*, **45**, 113–134.
- MEURERS, B., RUESS, D. & STEINHAUSER, P. (1981): Gravimetrische Untersuchungen in den Gurktaler Alpen und am Ost- rand des Tauernfensters. – *Jahresbericht 1980, Hochschulschwerpt.* **S15**, 2, 211–215.
- MEURERS, B., RUESS, D. & STEINHAUSER, P. (1987): The Gravitmetric Alpine Traverse. – FLÜGEL, H.W. & FAUPL, P. (eds.): *Geodynamics of the Eastern Alps*. – 334–344, Deuticke, Wien.
- MEYER, J. (1977): *Geologie des mittleren Liesertales mit Gmeineck und Tschiernock (Kärnten)*. – Unveröff. Diss. Formal- und naturw. Fak. Univ. Wien, 138 S.
- MILLER, H., MÜLLER, St. & PERRIER, G. (1982): Structure and Dynamics of the Alps – A geophysical Inventory. – in: BERCKHEMER, H. & HSÜ, K. (eds.): *Alpine-Mediterranean Geodynamics – Geodynamics Series*, **7**, 175–203.
- MILOTA, CH. (1986): Retrograde Mineralreaktionen, ausgelöst durch Fluid-Aktivitäten, als charakteristisches Erscheinungsbild der alpidischen Metamorphose im Stubai kristallin. – *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr.*, **33**, 233–264.
- MOGESSI, A. & TESSADRI, R. (1982): A Basic computer program to determine the name of an Amphibole from an electron Microprobe Analysis. – *Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck*, **11**/7, 259–289.
- MOORE, J. (1980): 9100/60 system software. – *EDAX-EDIT*, **10**/4, EDAX Laboratories Prairie View.
- MYKLEBUST, R.L., FIORI, C.F. & HEINRICH, K.F.J. (1979): *Frame C: A compact procedure for quantitative energy-dispersive electron beam X-ray analysis*. – National Bureau of standards U.S., Techn. Note 1106, Washington.
- NEUBAUER, F. (1988): Bau und Entwicklungsgeschichte des Rennfeld-, Mugel- und Gleinalm-Kristallins (Ostalpen). – *Abh. Geol. B.-A.*, **42**, 137 S., Wien.
- NEUBAUER, F. & GENSER, J. (1990): Architektur und Kinematik der östlichen Zentralalpen – eine Übersicht. – *Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark*, Bd. **120**, 203–219, Graz.
- NOWOTNY, A. (1976): *Die Geologie des Katschberges und seiner Umgebung*. – Unveröff. Diss. phil. Fak. Univ. Wien, 160 S.
- OBERHAUSER, R. (Red.) (1980): *Der geologische Aufbau Österreichs*. – *Geol. B.-A.*, 699 S., Wien.
- O'HARA, K. (1988): Fluid flow and volume loss during mylonitization: an origin for phyllonite in an overthrust setting, North Carolina, USA. – *Tectonophysics*, **156**, 21–36.
- O'HARA, K. & BLACKBURN, W.H. (1989): Volume-loss model for trace-element enrichments in mylonites. – *Geology*, **17**, 524–527.
- ONASCH, M.CH. (1984): Application of the R_p/Φ technique to elliptical markers deformed by pressure-solution. – *Tectonophysics*, **110**, 157–165.
- OXBURGH, E.R. (1972): Flake tectonics and continental collision. – *Nature*, **239**, 202.
- PLATT, J.P. (1986): Dynamics of orogenic wedges and the uplift of high-pressure metamorphic rocks. – *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **97**/9, 1037–1053.
- PLATT, J.P. & VISSERS, R.L.M. (1980): Extensional structures in anisotropic rocks. – *J. Struct. Geol.*, **2**/4, 397–410.
- PLATT, J.P., BEHRMANN, J.H., CUNNINGHAM, P.C., DEWEY, J.F., HELMAN, M., PARISH, M., SHEPLEY, M.G., WALLIS, S. & WESTON, P.J. (1989): Kinematic of the Alpine arc and the motion history of Adria. – *Nature*, **337**, 159–161.
- PREY, S. (1989): Ein steilstehendes Störungssystem als Westbegrenzung des Tauernfensters. – *Jb. Geol. B.-A.*, **132**/4, 745–749.
- PURDY, J.W. & JÄGER, E. (1976): K-Ar ages on Rock-Forming Minerals from Central Alps. – *Mem. Inst. Geol. Min. Univ. Padova*, 1–31.
- PURTSCHALLER, F., HOERNES, S. & BROWN, G.C. (1972): An example of occurrence and breakdown of Paragonit. – *Contrib. Mineral. Petrol.*, **35**, 34–42.
- RAMSAY, J.G. (1967): *Folding and Fracturing of Rocks*, 568pp., Mc Graw-Hill, New York.
- RAMSAY, J.G. & HUBER, M.J. (1983): *Modern structural Geology: Band 1*. – 307pp., Academic press, London.
- RAMSAY, J.G. & HUBER, M.J. (1987): *Modern structural Geology: Band 2*. – 309–700pp, Academic Press, London.
- RAMSAY, J.G. & WOOD, D.S. (1973): The geometric effects of volume change during deformation processes. – *Tectonophysics*, **16**, 263–277.
- RATSCHBACHER, L. (1983): Strukturgeologische Daten aus dem Deckgebirge als Rahmenbedingungen für thermische Überlegungen zur kretazischen Metamorphose im Ostabschnitt der Ostalpen. – *Jahresbericht 1982, Hochschulschwerpt.* **S15**, **4**, 121–127.
- RATSCHBACHER, L. (1986): Kinematics of Austro-Alpine cover nappes: changing translation path due to transpression. – *Tectonophysics*, **125**, 335–356.
- RATSCHBACHER, L., FRISCH, W., NEUBAUER, F., SCHMID, S.M. & NEUGEBAUER, J. (1989): Extension in compressional orogenic belt: The eastern Alps. – *Geology*, **17**, 404–407.
- RATSCHBACHER, L., BEHRMANN, J.H. & PAHR, A. (1990): Penninic window at the eastern end of the Alps and their relation to the Intra-Carpathian basins. – *Tectonophysics*, **172**, 91–105.
- RIDLEY, J. (1989) Vertical movement in orogenic belts and the timing of metamorphism relative to deformation. – in: DALY, J.S., CLIFF, R.A. & YARDLEY, B.W.D. (eds): *Evolution of Metamorphic Belts*. – *Geol. Soc. Spec. Pub.*, **43**, 103–115.
- RING, U. (1989): Tectonogenesis of the Penninic/Austroalpine Boundary Zone: The Arosa Zone (Grisons – Rätikon area, Swiss Austrian Alps). – *Tübinger Geowiss. Arb.*, **A1**, 178 S., Tübingen.
- RING, U., RATSCHBACHER, L. & FRISCH, W. (1988): Plate-Boundary kinematics in the Alps: Motion in the Arose Suture Zone. – *Geology*, **16**, 696–698.
- ROTH, R. (1984): Veränderungen im Stoff- und Mineralbestand während mehrphasiger Mylonitisierung der Kellerjoch-Gneise (Tirol). – *Geol. Rundschau*, **73**/1, 69–89.
- SCHIMANA, R. (1986): Neue Ergebnisse zur Entwicklungsgeschichte des Kristallins um Radenthein (Kärnten, Österreich). – *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr.*, **33**, 221–232, Wien.
- SCHMID, S.M., AEBLI, H.R., HELLER, F. & ZINGG, A. (1989): The role of the Periadriatic Line in the tectonic evolution of the Alps. – In: COWARD, M.P., DIETRICH, D. & PARK, R.G. (eds.): *Alpine Tectonics*. – *Geol. Soc. Spec. Pub.*, **45**, 153–171.
- SCHMID, S.M. & HAAS, R. (1989): Transition from near-surface thrusting to intrabasement decollement, Schlinig thrust, Eastern Alps. – *Tectonics*, **8**/4, 697–718.
- SCHMIDT, K., JÄGER, E., GRÜNENFELDER, M. & GRÖGLER, N. (1967): Rb-Sr- und U-Pb-Altersbestimmungen an Proben des Ötztalkristallins und des Schneebergerzuges. – *Eclogae geol. Helv.*, **60**, 529–536.

- SCHÖNLAUB, H.P. (1975.): Zum Alter der Radstädter Quarzphyllite (Unterostalpin, Salzburg). – *Ann. Naturhistor. Mus. Wien*, **79**, 47–55.
- SCHÖNLAUB, H.P. (1979): Das Paläozoikum in Österreich. – *Abh. Geol. B.-A.*, **3**, 124 S., Wien.
- SCHÖNLAUB, H.P., EXNER, CH. & NOWOTNY, A. (1976): Das Altpaläozoikum des Katschberges und seiner Umgebung (Österreich). – *Verh. Geol. B.-A.*, **1976**, 115–145.
- SCHULZ, B. (1988): Deformation, Metamorphose und Petrographie im ostalpinen Altkristallin südlich des Tauernfensters (südliche Deferegger Alpen, Österreich). – *Diss. nat.-wiss. Fak., Univ. Erlangen-Nürnberg*, 133 S., Eigenverlag.
- SCHULZ, B. (1988): Mikrogefüge in Paragneisen des ostalpinen Altkristallins südlich der Deferegger-Antholz-Vals-Linie (Osttirol, Österreich). – *Mitt. österr. geol. Ges.*, **81**, 245–253.
- SCHULZ, B. (1989): Jungalpidische Gefügeentwicklung entlang der Deferegger-Antholz-Vals-Linie (Osttirol, Österreich). – *Jb. Geol. B.-A.*, **132/4**, 775–789.
- SCHWINNER, R. (1927): Der Bau des Gebirges östlich der Lieser (Kärnten): *Akad. wiss. math.-nat.wiss. Kl. Abt. I*, **136**, 333–382.
- SELVERSTONE, J. (1985.): Petrologic constraints on imbrication, metamorphism and uplift in the SW Tauern Window, Eastern Alps. – *Tectonics*, **4/7**, 687–704.
- SELVERSTONE, J. (1988): Evidence for East-West crustal extension in the Eastern Alps: implications for the unroofing history of the Tauern Window. – *Tectonics*, **7/1**, 87–105.
- SENGÖR, A.M.C. (1990): Plate Tectonics and Orogenic Research after 25 years: A Tethyan Perspective. – *Earth-Science Reviews*, **27**, 1–201.
- SPEAR, F.S. & SELVERSTONE, J. (1983): Quantitative P-T paths from zoned minerals: Theory and Tectonic Applications. – *Contrib. Mineral. Petrol.*, **83**, 348–357.
- SPEAR, F.S., SELVERSTONE, J., HICKMOTT, D., CROWLEY, P. & HODGES, K.V. (1984): P-T paths from garnet zoning: A new technique for deciphering tectonic processes in crystalline terranes. – *Geology*, **12/2**, 87–90.
- SPEAR, F.S. & CHENEY, J.T. (1989): A petrogenetic grid for pelitic schists in the system $\text{SiO}_2 - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{FeO} - \text{MgO} - \text{K}_2\text{O} - \text{H}_2\text{O}$. – *Contrib. Mineral. Petrol.*, **101**, 149–164.
- SPRENGER, W. & HEINISCH, H. (1990): TM-Satellitenbild-Auswertung und Paläo-Spannungsanalyse der bruchhaften Deformation am Periadriatischen Lineament. – 3. Symposium für Tektonik, Strukturgeologie, Kristallingeologie, Graz 19–21 April 1990, Kurzfassungen der Poster und Vorträge, 222–225.
- STAUFENBERG, H. (1987): Apatite Fission-Track Evidence for Postmetamorphic Uplift and Cooling History of the Eastern Tauern Window and the Surrounding Austroalpine (Central Eastern Alps, Austria). – *Jb. Geol. B.-A.*, **130/4**, 571–586.
- STEINHAUSER, P. & RUESS, D. (1979): Jahresbericht 1979 über gravimetrische Untersuchungen. – *Jahresbericht 1979, Hochschulschwerpt. S15*, **1**, 154–156.
- STEYRER, H.P. (1983): Die Habachformation der Typlokalität zwischen äußerem Habachtal und Untersulzbachtal (Pinzgau/Salzburg). – *Mitt. österr. geol. Ges.*, **76**, 69–100.
- STINY, J. (1926): Zur Geschichte des Millstätter Sees. – *Die Eiszeit*, **3**, 9–20, Leipzig.
- STÖCKHERT, B. (1982): Deformation und retrograde Metamorphose im Altkristallin S' des westlichen Tauernfensters (Südtirol). – *Diss. nat.wiss. Fak., Univ. Erlangen-Nürnberg*, 214 S., Eigenverlag.
- TERMIER, P. (1903): Les nappes des Alpes Orientales et la synthèse des Alpes. – *Bull. soc. géol. France* (4), **3**, 711–765.
- THEINER, U. (1987): Das Kristallin der NW-Nockberge: Eine kristallingeologische Neuuntersuchung. – *Unveröff. Diss., Formal- und Nat.-wiss. Fak. Univ. Wien*, 154 S., Wien.
- THÖNI, M. (1988): Rb-Sr Isotopic Resetting in Mylonites and Pseudotachylites: Implications for the detachment and thrusting of the Austroalpine Basement Nappes in the Eastern Alps. – *Jb. Geol. B.-A.*, **131/1**, 169–201.
- TISCHLER, S.E. & UCIK, F.H. (1979): Schichtgebundene Sulfidmineralisation (Typus Schellgaden) in der Schieferhülle des östlichen Tauernfensters. – *Carinthia II*, **169**, 371–407, Klagenfurt.
- TOLLMANN, A. (1963): Ostalpensynthese. – 256 S., Deuticke, Wien.
- TOLLMANN, A. (1975.): Ozeanische Kruste im Pennin des Tauernfensters und die Neugliederung des Deckenbaues der Hohen Tauern. – *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, **148/3**, 286–319.
- TOLLMANN, A. (1977): Geologie von Österreich, Bd.1 Die Zentralalpen. – 766 S., Deuticke, Wien.
- TOLLMANN, A. (1980): Das östliche Tauernfenster. – *Mitt. österr. geol. Ges.*, **71/72**, 73–79.
- TOLLMANN, A. (1987): The alpidic evolution of the Eastern Alps. – in: FLÜGEL, H.W. & FAUPL, P. (eds.): *Geodynamics of the Eastern Alps*. – 361–378, Deuticke, Wien.
- TRÖGER, W.E. (1969): Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale, Teil 2. – 822 S., Schweizerbart, Stuttgart.
- TRZCIENSKI, W.E. (1977): Garnet zoning – product of a continuous reaction. – *Can. Mineral.*, **15**, 250–256.
- UCIK, F.H. (1974): Bergstürze, Talzusub und Wildbäche – einige geologische Ereignisse der Integralanalyse Liesertal. – *Kärntner Naturschutzblätter*, **13**. Jahrgang, 31–47.
- VAN HUSEN, D. (1987): Die Ostalpen in den Eiszeiten. – *Populärwissenschaftliche Veröff. geol. B.-A.*, 24 S., und 1 Karte 1: 50.000, Wien.
- VAVRA, G. (1989): Die Entwicklung des penninischen Grundgebirges im östlichen und zentralen Tauernfenster der Ostalpen – Geochemie, Zirkonmorphologie, U/Pb-Radiometrie. – *Tübinger Geowiss. Arb.*, **A6**, 150 S., Tübingen.
- VAVRA, G. & FRISCH, W. (1989): Pre-Variscan back-arc and island-arc magmatism in the Tauern window (Eastern Alps). – *Tectonophysics*, **169**, 271–280.
- VOLL, G. (1976): Recrystallisation of Quarz, Biotite and Feldspars from Erstfeld to the Leventina Nappe, Swiss Alps, and its geological significance. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.*, **56**, 641–647.
- VOLP, A. & BEHRMANN, J. (1990): Überschiebungssysteme und duktile Deformation im Dachbereich des Hochalm-Ankogel Massivs (Hohe Tauern). – 3. Symposium für Tektonik, Strukturgeologie, Kristallingeologie, Graz 19–21 April 1990, Kurzfassungen der Poster und Vorträge, 242–243.
- WEISSERT, H. & BERNOULLI, D. (1985.): A transform margin in Mesozoic Tethys – Evidence from the Swiss Alps. – *Geol. Rundschau*, **74**, 665–679.
- WERNICKE, B. & BURCHFIELD, B.C. (1982): Modes of extensional tectonics. – *J. Struct. Geol.*, **4/2**, 105–115.
- WINKLER, H.G.F. (1979): Petrogenesis of Metamorphic Rocks. – 348 S., Springer, Berlin.
- WINKLER, W. (1988): Mid- to Early Late Cretaceous Flysch and Melange Formation in the Western Part of the Eastern Alps. Palaeotectonic Implication. – *Jb. Geol. B.-A.*, **131/2**, 341–389.
- WIMMENAUER, W. (1985.): Petrographie der magmatischen und metamorphen Gesteine. – 382 S., Enke, Stuttgart.
- WITHJACK, M.O. & SCHEINER, C. (1982): Fault Patterns associated with Domes – An experimental and analytical Study. – *Am. Ass. Pet. Geol. Bull*, **66/3**, 302–316.
- ZIEGLER, P.A. (1987): Late Cretaceous and Cenozoic intra-plate compressional deformations in the Alpine foreland – a geodynamic model. – *Tectonophysics*, **137**, 389–420.

Manuskript bei der Schriftleitung eingelangt am 10. September 1991.

Anhang

I. Geologische Karte



 Quartär, ungegliedert

 Serpentinit

PENNINIKUM

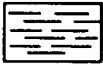
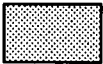
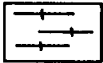
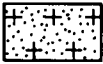
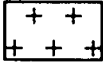
 Marmor

 Kalkglimmerschiefer,
Bündner Schiefer

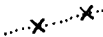
 Albitblastengneis

 Prasinit, Grünschiefer,
Serizit-Chloritschiefer

 Quarzit

-  Schwarze Blastenschiefer, Biotitschiefer
-  Amphibolite, Metagabbros, saure Metavulkanite
-  Gebänderte Gneise, Migmatite
-  Quarzitische Gneise, Aplite
-  Zentralgneise

OSTALPIN

-  Quarzphyllit, Katschbergphyllit, diaphthoritische Glimmerschiefer, granatführende Glimmerschiefer und Gneise
-  Gesteinsgrenze
-  Mulde
-  Duktile Bewegungsbahn
-  Sattel
-  Aufschiebung
-  0-30°
-  Spröde Störung
-  31-60°
-  Blattverschiebung
-  61-90°

II. Abkürzungsverzeichnis

Ab	Albit	Para	Paragonit
Akt	Aktinolith	Plg	Plagioklas
Alm	Almandin	Pyr	Pyrop
Bt	Biotit	Qz	Quarz
Cc	Calcit	Sid	Siderit
Chl	Chlorit	Sp	Sphen
Cum	Cummingtonit	Spess	Spessartin
Ep	Epidotgruppe	u.d.M.	Unter dem Mikroskop
Goe	Goethit	AE	Achsenebene
Gt	Granat	Lin	Linear
Gross	Grossular	Lin _B	B-Achsen-Linear
Hbl	Hornblende	Lin _{Cr}	Crenulationslinear
Kao	Kaolinit	Lin _{Har}	Harnischlinear
Kfsp	Kalifeldspat	Lin _{Min}	Minerallinear
Mu	Muskovit	Lin _{Üb}	Überschneidungslinear
Mt	Magnetit	sf	Schieferung

Erläuterung zu den Proben-Nummern: Buchstabenkennung für unterschiedliche Profile und numerische Sortierung, z.B. KA12 = Katschberg, Proben-Nummer 12 oder 8820 = Ergänzungsprobe.

Tektonische Daten sind als Freiburger Werte angegeben.

III. Straindaten

Probe	XZ	YZ	XY
PENNINIKUM			
Zentralgneis M19	Rs 6,4 Ri 1,6	Rs 3,5 Ri 1,9	Rs 1,8 ----
R15	Rs 5,1 Ri 1,6	Rs 3,1 Ri 1,8	Rs 1,6 ----
Feldsp.-gneis 8943	Rs 5,1 Ri 1,4	Rs 4,4 Ri 1,6	Rs 1,2 ----
Kalkgl. 8810	Rs 4,1 Ri 1,6	Rs 2,6 Ri 1,5	Rs 1,6 ----
Quarzit T10	Rs 4,7 Ri 1,8	Rs 4,4 Ri 1,6	Rs 1,1 ----
Gli.schi 8805	Rs 6,2 Ri 1,8	Rs 4,4 Ri 1,9	Rs 1,4 ----
OSTALPIN			
M7	Rs 4,2 Ri 2,1	Rs 2,7 Ri 1,6	Rs 1,6 ----
R5	Rs 4,7 Ri 1,9	Rs 3,3 Ri 1,8	Rs 1,4 ----
E4	Rs 3,9 Ri 1,9	Rs 3,1 Ri 1,8	Rs 1,3 ----
E2 wenig deformiert	Rs 2,1 Ri 1,9	Rs 2,0 Ri 1,7	Rs 1,1 ----
Es wurden dabei immer die Elliptizität der deformierten nicht rekristallisierten Quarzbänder gemessen.			



V. Granat-Analysen

Proben	M2111	M2112	M2113	M2114	M2115	M2116	M2117	M2118	Proben	R1514	R1515	R1517	R1521	R1522	R1523	R1524	R1525
MgO	-	0.27	0.19	0.16	0.13	0.11	0.08	0.29	MgO	0.83	0.87	0.77	0.91	0.89	0.65	0.57	0.48
Al ₂ O ₃	22.38	21.90	22.08	21.98	22.07	21.94	21.67	22.18	Al ₂ O ₃	22.67	22.87	23.08	23.01	22.88	22.92	22.65	22.67
SiO ₂	39.98	40.31	39.91	40.07	39.98	40.13	40.27	40.19	SiO ₂	39.93	39.71	39.94	39.97	40.03	40.15	40.06	40.08
CaO	17.30	17.21	17.61	17.96	18.09	18.17	18.33	18.73	CaO	10.45	9.32	10.75	10.61	11.45	15.62	11.22	14.86
MnO	3.18	3.55	4.22	4.31	3.60	3.40	2.15	1.51	MnO	9.40	9.32	9.09	9.06	9.62	2.52	9.79	3.84
FeO	17.16	16.75	16.00	15.52	16.13	16.25	17.41	17.10	FeO	16.72	17.30	16.37	16.43	15.13	18.15	15.71	17.66
Kationen pro 12 O																	
Si	3.09	3.12	3.09	3.10	3.09	3.10	3.12	3.10	Si	3.11	3.09	3.10	3.10	3.10	3.09	3.11	3.12
Al	2.04	2.00	2.02	2.00	2.01	2.00	1.98	2.02	Al	2.08	2.10	2.11	2.10	2.09	2.08	2.07	2.06
Mg	--	0.03	0.02	0.02	0.02	0.01	0.01	0.03	Mg	0.10	0.10	0.09	0.11	0.10	0.07	0.07	0.06
Ca	1.43	1.43	1.46	1.49	1.50	1.51	1.52	1.55	Ca	0.87	0.83	0.89	0.88	0.95	1.29	0.94	1.23
Mn	0.21	0.23	0.28	0.28	0.24	0.22	0.14	0.10	Mn	0.62	0.61	0.60	0.60	0.63	0.17	0.64	0.25
Fe	1.11	1.08	1.34	1.00	1.05	1.05	1.13	1.10	Fe	1.09	1.13	1.06	1.06	0.98	1.17	1.02	1.14
Granatzusammensetzung																	
Alman	40.4	39.0	43.2	35.8	37.4	37.6	40.4	39.6	Alman	40.7	42.3	40.2	40.0	36.8	43.3	38.2	42.5
Gross	52.0	51.6	47.1	53.4	53.4	54.1	54.3	55.8	Gross	32.5	31.1	33.7	33.2	35.7	47.7	35.2	45.9
Pyrop	-	1.1	0.7	0.7	0.7	0.4	0.4	1.1	Pyrop	3.7	3.7	3.4	4.2	3.8	2.6	2.6	2.2
Spess	7.6	8.3	9.0	10.0	8.5	7.9	5.0	3.6	Spess	23.1	22.9	22.7	22.6	23.7	6.3	24.0	9.3
Granatzusammensetzung																	
Proben	M2131	M2132	M2133	M2134	M2135	R1511	R1512	R1513	Proben	894311	894312	894313	894314	894321	894322	894324	894325
MgO	0.33	0.50	0.33	0.47	0.36	0.71	1.07	0.75	MgO	0.98	0.70	0.82	1.02	1.01	0.91	1.07	0.94
Al ₂ O ₃	22.43	22.86	22.34	22.75	22.73	22.97	22.66	22.67	Al ₂ O ₃	22.88	23.00	22.90	22.96	23.01	23.03	23.06	23.04
SiO ₂	40.01	40.17	40.12	39.76	40.32	40.15	40.17	39.76	SiO ₂	40.41	40.17	40.33	40.18	40.28	40.01	39.75	40.23
CaO	12.97	15.58	17.21	12.60	11.37	9.10	11.97	11.22	CaO	11.97	11.55	11.55	11.26	11.00	11.18	11.22	11.33
MnO	5.70	3.20	5.68	6.16	6.91	10.76	8.16	8.76	MnO	1.27	1.95	1.52	1.55	1.44	2.36	1.20	0.91
FeO	18.55	17.69	17.49	18.25	18.31	16.31	15.97	16.84	FeO	22.50	22.64	22.88	23.03	23.26	22.51	23.69	23.54
Kationen pro 12 O																	
Si	3.11	3.10	3.10	3.09	3.13	3.12	3.11	3.09	Si	3.12	3.11	3.12	3.11	3.11	3.10	3.08	3.11
Al	2.05	2.08	2.03	2.09	2.08	2.10	2.07	2.08	Al	2.08	2.10	2.09	2.10	2.10	2.10	2.11	2.10
Mg	0.40	0.06	0.04	0.06	0.04	0.08	0.12	0.09	Mg	0.11	0.08	0.10	0.12	0.12	0.11	0.12	0.11
Ca	1.08	1.29	1.42	1.05	0.95	0.76	0.99	0.94	Ca	0.99	0.96	0.96	0.93	0.91	0.93	0.93	0.94
Mn	0.38	0.21	0.16	0.41	0.45	0.71	0.53	0.58	Mn	0.08	0.13	0.10	0.10	0.09	0.15	0.08	0.06
Fe	1.21	1.14	1.13	1.19	1.19	1.06	1.03	1.10	Fe	1.45	1.47	1.48	1.49	1.50	1.46	1.54	1.52
Granatzusammensetzung																	
Alman	44.7	42.2	41.1	43.9	45.3	40.6	38.6	40.6	Alman	55.1	55.7	56.1	56.4	57.3	55.1	57.7	57.4
Gross	39.9	47.8	51.6	38.8	36.1	29.1	37.1	34.7	Gross	37.6	36.4	36.4	35.2	34.7	35.1	34.8	35.5
Pyrop	1.5	2.2	5.8	2.2	1.5	3.1	4.5	3.3	Pyrop	3.8	3.0	3.8	4.5	4.6	4.2	4.5	4.2
Spess	14.0	7.8	1.5	15.1	17.1	27.2	37.1	21.4	Spess	3.0	4.9	3.8	3.8	3.4	5.6	3.0	2.3

Proben	894326	894327	894328	894331	894332	894333	894334	894335	Proben	H1024	H1025
MgO	0.88	0.68	1.02	1.03	0.87	0.84	1.05	0.86	MgO	0.94	1.50
Al ₂ O ₃	22.88	23.13	22.89	22.76	23.00	22.92	23.12	23.03	Al ₂ O ₃	22.43	22.64
SiO ₂	40.08	40.42	40.20	40.06	39.87	40.22	40.17	39.96	SiO ₂	39.63	39.74
CaO	11.59	11.89	10.78	11.56	11.11	11.01	11.33	10.21	CaO	8.76	7.17
MnO	0.92	1.27	1.00	1.66	2.01	1.84	1.62	3.73	MnO	2.93	2.24
FeO	23.65	22.61	24.11	22.93	23.14	23.16	22.71	22.20	FeO	24.43	26.71
Kationen pro 12 O											
Si	3.11	3.12	3.11	3.10	3.09	3.11	3.10	3.10	Si	3.09	3.10
Al	2.09	2.10	2.09	2.08	2.10	2.09	2.11	2.11	Al	2.11	2.09
Mg	0.10	0.08	0.12	0.10	0.10	0.10	0.12	0.10	Mg	0.11	0.18
Ca	0.96	0.98	0.90	0.96	0.92	0.91	0.94	0.85	Ca	0.73	0.60
Mn	0.06	0.08	0.07	0.11	0.13	0.12	0.11	0.25	Mn	0.19	0.15
Fe	1.53	1.46	1.56	1.49	1.50	1.50	1.47	1.44	Fe	1.59	1.75
Granatzusammensetzung											
Alman	57.7	56.2	58.9	55.6	56.6	57.0	55.7	54.6	Granatzusammensetzung	60.7	65.3
Gross	36.2	37.7	34.0	35.8	34.7	34.6	35.6	32.2	Alman	27.9	22.4
Pyrop	3.8	3.1	4.5	4.5	3.8	3.8	4.5	3.8	Gross	4.2	6.7
Spess	2.3	3.1	2.6	4.1	4.9	4.6	4.2	9.5	Pyrop	7.2	5.6
Spess									Spess		
Proben	894336	H1012	H1013	H1014	H1015	H1021	H1022	H1023	Proben	E1111	E1112
MgO	0.82	0.93	1.09	0.99	1.42	1.33	1.16	1.04	MgO	2.39	3.00
Al ₂ O ₃	22.80	22.62	22.57	22.65	22.82	22.78	22.61	22.52	Al ₂ O ₃	22.95	22.61
SiO ₂	40.20	39.73	39.83	39.76	39.65	39.95	40.12	40.07	SiO ₂	39.79	39.58
CaO	10.40	7.32	8.31	8.31	7.56	7.40	7.40	9.15	CaO	7.11	2.31
MnO	3.46	3.69	3.41	2.44	2.48	2.21	2.53	2.88	MnO	0.95	1.25
FeO	22.32	25.71	24.79	25.84	26.07	26.33	26.18	24.33	FeO	26.85	31.26
Kationen pro 12 O											
Si	3.12	3.11	3.11	3.11	3.10	3.11	3.13	3.12	Si	3.09	3.10
Al	2.09	2.09	2.08	2.09	2.10	2.09	2.08	2.07	Al	2.10	2.09
Mg	0.09	0.11	0.13	0.12	0.17	0.16	0.13	0.12	Mg	0.28	0.35
Ca	0.87	0.62	0.70	0.70	0.63	0.62	0.62	0.76	Ca	0.59	0.19
Mn	0.23	0.24	0.23	0.16	0.16	0.15	0.17	0.19	Mn	0.06	0.08
Fe	1.45	1.68	1.62	1.69	1.70	1.72	1.71	1.58	Fe	1.74	2.05
Granatzusammensetzung											
Alman	54.9	63.4	60.5	63.3	63.9	64.9	65.0	59.6	Granatzusammensetzung	65.2	76.8
Gross	33.0	23.4	26.1	26.2	23.7	23.4	23.6	28.7	Alman	22.1	7.1
Pyrop	3.4	4.2	4.5	6.4	6.0	4.9	4.5	4.2	Gross	10.5	13.1
Spess	8.7	9.1	8.6	6.0	6.0	5.7	6.5	7.2	Pyrop	2.2	3.0
Spess									Spess		
Proben									Proben	E1114	E1115
MgO									MgO	2.99	2.21
Al ₂ O ₃									Al ₂ O ₃	2.12	2.57
SiO ₂									SiO ₂	22.95	22.63
CaO									CaO	39.43	39.60
MnO									MnO	2.24	3.74
FeO									FeO	1.31	1.51
Kationen pro 12 O											
Si									Si	3.08	3.10
Al									Al	2.10	2.07
Mg									Mg	0.35	0.26
Ca									Ca	0.19	0.58
Mn									Mn	0.09	0.08
Fe									Fe	2.03	1.96
Granatzusammensetzung											
Alman									Granatzusammensetzung	76.3	73.4
Gross									Alman	75.7	65.8
Pyrop									Gross	7.0	21.6
Spess									Pyrop	14.0	11.2
Spess									Spess	3.3	3.4
Proben									Proben	E1122	E1123
MgO									MgO	2.64	3.26
Al ₂ O ₃									Al ₂ O ₃	2.85	22.80
SiO ₂									SiO ₂	39.67	39.55
CaO									CaO	4.87	2.15
MnO									MnO	1.28	1.24
FeO									FeO	28.69	31.00

Proben	E1124	E1125	E1126	E1127	E1128	E1151	E1152	E1153	Proben	E1131	E1132	E1133	E1134	E1135	E1141	E1142	E1143
MgO	3.34	3.40	3.06	3.45	2.01	2.35	3.29	3.07	MgO	3.15	3.53	3.39	3.29	2.49	2.99	2.94	3.27
Al ₂ O ₃	22.57	23.02	22.92	22.74	22.93	22.94	22.89	22.97	Al ₂ O ₃	22.91	22.94	22.81	23.14	23.19	22.93	22.79	22.63
SiO ₂	39.38	39.23	39.49	39.67	39.87	39.81	39.44	39.69	SiO ₂	40.01	39.83	39.85	39.85	39.82	39.32	39.22	39.34
CaO	2.27	2.18	2.05	1.87	7.13	6.38	2.18	1.92	CaO	2.14	2.16	2.03	2.23	4.70	2.30	1.82	2.13
MnO	1.35	1.31	1.35	1.05	1.00	0.96	1.20	1.38	MnO	1.48	1.61	1.45	1.51	1.45	1.42	1.46	1.42
FeO	31.09	30.85	31.14	31.23	27.07	27.56	31.01	30.97	FeO	30.31	29.93	30.48	30.07	28.36	31.04	31.77	31.21
Kationen pro 12 O																	
Si	3.08	3.07	3.09	3.10	3.10	3.09	3.08	3.10	Si	3.12	3.10	3.11	3.10	3.10	3.08	3.08	3.08
Al	2.08	2.12	2.11	2.09	2.10	2.10	2.11	2.11	Al	2.10	2.10	2.10	2.12	2.13	2.12	2.11	2.09
Mg	0.39	0.40	0.36	0.40	0.23	0.27	0.38	0.36	Mg	0.37	0.40	0.39	0.38	0.29	0.35	0.34	0.38
Ca	0.19	0.18	0.17	0.16	0.60	0.53	0.18	0.16	Ca	0.18	0.18	0.17	0.19	0.39	0.19	0.15	0.18
Mn	0.09	0.09	0.09	0.07	0.07	0.06	0.08	0.09	Mn	0.10	0.11	0.10	0.10	0.10	0.09	0.10	0.09
Fe	2.04	2.02	2.04	2.04	1.76	1.79	2.03	2.02	Fe	1.97	1.95	1.99	1.96	1.85	2.03	2.09	2.05
Granatzusammensetzung																	
Alman	75.3	75.1	76.7	76.4	66.2	67.6	76.0	76.8	Granatzusammensetzung	75.2	73.9	75.1	74.5	70.3	76.3	78.0	75.9
Gross	7.0	6.7	6.4	6.0	22.6	20.0	6.7	6.1	Gross	6.9	6.8	6.4	7.2	14.8	7.1	5.6	6.7
Pyrop	14.4	14.9	13.5	15.0	8.6	10.2	14.2	13.7	Pyrop	14.1	15.2	14.7	14.5	11.0	13.2	12.7	14.1
Spess	3.3	3.3	3.4	2.6	2.6	2.2	3.0	3.4	Spess	3.8	4.2	3.7	3.8	3.8	3.4	3.7	3.3
Die Granate der Analysen E1111-15, E1121-28 und E1151-55 liegen innerhalb eines Feldspatkrystalles.																	
Proben	E1154	E1155															
MgO	3.16	2.46															
Al ₂ O ₃	22.93	22.72															
SiO ₂	39.17	39.49															
CaO	2.05	5.75															
MnO	1.45	1.07															
FeO	31.25	28.51															
Kationen pro 12 O																	
Si	3.07	3.08															
Al	2.12	2.09															
Mg	0.37	0.29															
Ca	0.17	0.48															
Mn	0.09	0.07															
Fe	2.05	1.86															
Granatzusammensetzung																	
Alman	76.5	68.9															
Gross	6.3	17.8															
Pyrop	13.8	10.7															
Spess	3.4	2.6															

Proben	E1215	E1216	E1217	E1218	E1221	E1222	E1223	E1224	Proben	E1312	E1313	E1314	E1315	E1316	E1317	E1318	E1319
MgO	3.29	3.33	3.65	2.54	3.34	3.58	3.34	3.66	MgO	3.32	3.19	3.12	2.96	3.40	3.14	3.78	4.23
Al ₂ O ₃	22.98	22.92	22.61	22.73	22.90	23.02	23.08	23.23	Al ₂ O ₃	22.80	22.91	22.65	22.41	22.74	22.62	22.32	22.64
SiO ₂	39.55	39.89	39.88	40.04	40.10	39.65	39.40	39.83	SiO ₂	39.15	39.44	38.95	39.26	38.99	39.19	38.94	39.41
CaO	1.69	1.64	1.16	6.47	1.61	1.64	1.69	1.47	CaO	3.37	0.50	0.51	1.01	0.61	4.08	1.87	0.33
MnO	0.99	0.92	0.93	0.69	1.61	1.64	1.69	1.47	MnO	0.31	0.34	0.95	1.19	0.77	0.26	0.18	0.08
FeO	31.50	31.30	31.77	27.52	31.05	31.09	31.53	30.85	FeO	31.06	33.62	33.82	33.17	33.41	30.71	32.92	33.32
Kationen pro 12 O																	
Si	3.09	3.11	3.11	3.11	3.12	3.09	3.08	3.10	Si	3.06	3.09	3.07	3.09	3.07	3.07	3.06	3.08
Al	2.12	2.11	2.08	2.08	2.10	2.11	2.13	2.13	Al	2.10	2.12	2.11	2.08	2.11	2.09	2.07	2.09
Mg	0.38	0.39	0.42	0.23	0.39	0.42	0.39	0.43	Mg	0.39	0.37	0.37	0.35	0.40	0.37	0.44	0.49
Ca	0.14	0.14	0.10	0.54	0.14	0.14	0.14	0.12	Ca	0.28	0.04	0.04	0.09	0.05	0.34	0.15	0.03
Mn	0.07	0.06	0.06	0.05	0.07	0.07	0.06	0.06	Mn	0.02	0.02	0.06	0.08	0.05	0.02	0.01	0.01
Fe	2.06	2.04	2.07	1.79	2.02	2.03	2.06	2.01	Fe	2.03	2.20	2.23	2.19	2.20	2.01	2.16	2.18
Granatzusammensetzung																	
Alman	77.7	77.6	78.1	68.6	77.1	76.3	77.7	76.7	Alman	74.6	83.7	82.6	80.8	81.5	73.4	78.3	80.4
Gross	5.3	5.3	3.8	20.7	5.3	5.3	5.3	4.6	Gross	10.3	1.5	1.5	3.3	1.9	12.4	5.4	1.1
Pyrop	14.3	14.8	15.9	8.8	14.9	15.8	14.7	16.4	Pyrop	14.3	14.1	13.7	12.9	14.8	13.5	15.9	18.1
Spess	2.6	2.3	2.3	1.9	2.7	2.6	2.3	2.3	Spess	0.7	0.8	2.2	3.0	1.9	0.7	0.4	0.4
Proben	E1225	E1226	E1227	E1228	E1229	E12210	E12211	E1311	Proben	E1321	E1322	E1323	E1324	E1325	E1331	E1332	E1333
MgO	3.77	3.61	3.62	3.37	3.58	3.63	2.88	3.91	MgO	4.47	3.72	3.74	2.93	2.70	4.19	2.83	3.51
Al ₂ O ₃	22.85	22.84	22.67	22.91	23.15	23.15	23.03	22.87	Al ₂ O ₃	22.98	22.68	22.74	22.85	22.84	22.98	22.56	22.87
SiO ₂	39.75	39.73	39.93	39.33	39.48	39.64	39.79	39.42	SiO ₂	39.06	39.38	39.99	39.09	39.37	39.01	39.32	39.18
CaO	1.49	1.56	1.71	1.64	1.62	1.15	4.73	0.86	CaO	0.45	1.45	0.48	0.35	0.73	0.32	4.55	0.57
MnO	1.10	0.98	1.03	1.09	1.06	0.88	0.75	0.21	MnO	0.23	1.45	0.31	1.17	1.33	0.21	0.30	0.42
FeO	31.05	31.27	31.03	31.66	31.11	31.56	28.8	32.75	FeO	32.82	32.63	33.74	33.61	33.04	33.29	30.40	33.45
Kationen pro 12 O																	
Si	3.10	3.10	3.11	3.08	3.08	3.09	3.09	3.08	Si	3.05	3.08	3.06	3.08	3.09	3.05	3.08	3.07
Al	2.10	2.10	2.08	2.11	2.13	2.13	2.11	2.11	Al	2.12	2.09	2.11	2.12	2.12	2.12	2.08	2.11
Mg	0.44	0.42	0.42	0.39	0.42	0.42	0.33	0.46	Mg	0.52	0.43	0.44	0.34	0.32	0.49	0.33	0.41
Ca	0.13	0.13	0.14	0.14	0.14	0.10	0.39	0.07	Ca	0.04	0.12	0.04	0.03	0.06	0.03	0.38	0.05
Mn	0.07	0.07	0.07	0.07	0.07	0.06	0.05	0.01	Mn	0.02	0.01	0.02	0.08	0.09	0.01	0.02	0.03
Fe	2.02	2.04	2.02	2.07	2.03	2.06	2.11	2.14	Fe	2.15	2.14	2.22	2.21	2.17	2.18	1.99	2.20
Granatzusammensetzung																	
Alman	75.9	76.7	76.2	77.5	76.3	78.0	70.8	79.9	Alman	78.8	79.3	81.6	83.1	82.2	80.4	73.2	81.8
Gross	4.9	4.9	5.3	5.2	5.3	3.8	14.8	2.6	Gross	1.5	4.4	1.5	1.1	2.3	1.1	14.0	1.9
Pyrop	16.5	15.8	15.9	14.6	15.8	15.9	12.5	17.2	Pyrop	19.0	15.9	16.2	12.8	12.1	18.1	12.1	15.2
Spess	2.6	2.6	2.6	2.6	2.6	2.3	1.9	0.4	Spess	0.7	0.4	0.7	3.0	3.4	0.4	0.7	1.1

Proben	E1334	E1335	E111	E112	E113	E114	E115	E116	Proben	E125	E211	E212	E213	E214	E215	E216	E221
MgO	3.03	2.85	5.08	4.27	3.52	2.40	2.53	1.77	MgO	1.86	3.61	3.84	3.71	3.74	3.37	3.55	3.68
Al ₂ O ₃	22.77	22.43	22.86	22.61	22.46	22.60	22.59	22.39	Al ₂ O ₃	22.75	22.56	22.92	23.07	22.97	22.74	22.73	23.12
SiO ₂	39.01	39.36	39.87	39.72	39.28	39.51	38.40	39.65	SiO ₂	39.48	39.96	39.72	39.62	39.46	39.59	39.66	39.63
CaO	0.57	0.53	0.43	0.56	1.24	0.57	1.59	2.06	CaO	1.95	2.41	2.67	2.36	2.56	2.62	2.41	2.15
MnO	0.41	0.68	0.03	0.09	0.29	0.39	1.32	2.88	MnO	2.05	0.81	0.67	0.79	0.83	0.68	0.72	0.81
FeO	34.22	34.15	31.68	32.74	33.21	33.54	33.58	31.25	FeO	31.91	30.65	30.09	30.46	30.44	30.99	30.93	30.61
Kationen pro 12 O																	
Si	3.07	3.10	3.09	3.10	3.09	3.10	3.04	3.12	Si	3.11	3.11	3.09	3.08	3.07	3.09	3.09	3.08
Al	2.11	2.08	2.09	2.08	2.08	2.09	2.11	2.08	Al	2.11	2.07	2.10	2.12	2.11	2.09	2.09	2.12
Mg	0.36	0.34	0.59	0.50	0.41	0.40	0.30	0.21	Mg	0.22	0.42	0.44	0.43	0.44	0.39	0.41	0.43
Ca	0.05	0.04	0.04	0.05	0.11	0.05	0.14	0.17	Ca	0.16	0.20	0.22	0.20	0.21	0.22	0.20	0.18
Mn	0.03	0.05	0.01	0.01	0.02	0.03	0.09	0.19	Mn	0.14	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05
Fe	2.25	2.25	2.05	2.14	2.18	2.20	2.23	2.06	Fe	2.10	2.00	1.96	1.98	1.98	2.02	2.02	2.00
Granatzusammensetzung																	
Alman	83.6	83.9	76.2	79.2	80.2	82.1	80.8	78.3	Granatzusammensetzung	80.2	74.9	73.4	74.4	73.9	75.4	75.4	75.2
Gross	1.9	1.5	1.5	1.9	4.0	1.9	5.1	6.5	Alman	6.1	7.5	8.2	7.5	7.8	8.2	7.5	6.8
Pyrop	13.4	12.7	21.9	18.5	15.1	14.9	10.9	8.0	Gross	8.4	15.7	16.5	16.2	16.4	14.6	15.3	13.2
Spess	1.1	1.9	0.4	0.4	0.7	1.1	3.3	7.2	Pyrop	5.3	1.9	1.9	1.9	1.9	1.9	1.9	1.9
Spess									Spess								
Proben	E117	E118	E119	E1110	E121	E122	E123	E124	Proben	E222	E223	E224	E225	E226	E231	E232	E233
MgO	1.79	1.95	3.98	4.91	4.82	3.80	3.54	2.12	MgO	3.84	3.80	3.65	3.66	3.61	3.41	3.67	3.87
Al ₂ O ₃	22.45	22.30	22.95	22.58	22.89	23.05	23.20	22.59	Al ₂ O ₃	23.02	22.57	22.82	22.96	23.16	22.99	22.70	22.75
SiO ₂	39.38	39.48	39.47	39.16	39.97	39.96	39.74	39.79	SiO ₂	39.73	39.80	39.74	40.02	39.78	39.53	39.82	39.86
CaO	2.19	2.04	0.30	0.41	0.33	0.80	0.53	2.02	CaO	2.80	2.76	2.79	2.71	2.84	2.56	2.49	2.21
MnO	2.48	1.84	0.13	0.10	--	0.21	0.18	1.53	MnO	0.87	0.78	0.76	0.83	0.80	0.81	0.75	0.79
FeO	31.71	32.38	33.17	32.83	31.95	32.18	32.81	31.95	FeO	29.74	30.29	30.24	29.82	29.81	30.40	30.58	30.53
Kationen pro 12 O																	
Si	3.11	3.11	3.08	3.06	3.10	3.11	3.10	3.12	Si	3.09	3.10	3.09	3.11	3.08	3.08	3.10	3.10
Al	2.09	2.07	2.11	2.08	2.09	2.11	2.13	2.09	Al	2.11	2.07	2.09	2.10	2.12	2.11	2.08	2.09
Mg	0.21	0.23	0.46	0.57	0.56	0.44	0.41	0.25	Mg	0.45	0.44	0.42	0.43	0.42	0.43	0.42	0.45
Ca	0.18	0.17	0.03	0.03	0.03	0.07	0.04	0.17	Ca	0.23	0.23	0.23	0.22	0.24	0.21	0.21	0.18
Mn	0.17	0.12	0.01	0.01	--	0.01	0.01	0.10	Mn	0.06	0.05	0.05	0.06	0.05	0.05	0.05	0.05
Fe	2.09	2.14	2.17	2.15	2.07	2.09	2.14	2.10	Fe	1.93	1.97	1.97	1.94	1.94	1.98	1.99	1.99
Granatzusammensetzung																	
Alman	78.9	80.5	81.3	77.9	77.8	80.1	82.3	80.2	Granatzusammensetzung	72.3	73.2	73.8	73.2	73.3	74.2	74.5	74.5
Gross	6.8	6.4	1.1	1.1	1.2	2.7	1.5	6.5	Alman	8.6	8.6	8.6	8.3	9.1	7.9	7.9	6.7
Pyrop	7.9	8.6	17.2	20.6	21.0	16.8	15.8	9.5	Gross	18.9	16.4	15.7	16.2	15.9	16.1	15.7	16.9
Spess	6.4	4.5	0.4	0.4	--	0.4	0.4	3.8	Pyrop	2.2	1.8	1.9	2.3	1.9	1.9	1.9	1.9
Spess									Spess								

Proben	E234	E235	E511	E512	E515	E521	E522	E711	Proben	L421	L911	L912	L913	L914	L915	L916	L917
MgO	3.65	3.60	1.11	1.23	1.69	2.06	1.36	2.01	MgO	1.94	1.77	1.36	0.66	0.67	0.79	1.06	0.87
Al ₂ O ₃	22.56	22.80	22.60	22.94	22.71	23.17	22.67	22.74	Al ₂ O ₃	22.48	22.66	21.92	21.50	22.10	21.90	21.65	22.10
SiO ₂	39.75	39.75	39.88	39.97	39.90	39.81	39.98	39.49	SiO ₂	40.19	39.30	39.88	40.51	39.54	39.99	39.69	40.22
CaO	2.43	2.70	5.26	4.50	5.22	3.45	5.36	1.94	CaO	4.94	3.76	4.35	6.53	6.89	6.87	6.54	6.60
MnO	0.89	0.83	1.65	1.30	1.31	2.94	2.44	0.18	MnO	0.38	0.15	1.32	4.36	4.67	4.94	4.91	4.19
FeO	30.72	30.27	29.51	30.06	29.17	28.56	28.19	33.64	FeO	30.07	32.36	31.17	26.45	26.15	25.51	26.14	26.02
Kationen pro 12 O																	
Si	3.10	3.09	3.13	3.13	3.12	3.11	3.13	3.11	Si	3.14	3.09	3.14	3.18	3.11	3.14	3.13	3.15
Al	2.07	2.09	2.09	2.11	2.09	2.13	2.09	2.11	Al	2.07	2.10	2.03	1.99	2.05	2.03	2.01	2.04
Mg	0.43	0.43	0.13	0.14	0.20	0.24	0.16	0.24	Mg	0.23	0.21	0.16	0.08	0.08	0.09	0.13	0.10
Ca	0.20	0.22	0.44	0.38	0.44	0.29	0.45	0.16	Ca	0.41	0.32	0.37	0.55	0.58	0.58	0.55	0.55
Mn	0.06	0.05	0.11	0.09	0.09	0.19	0.16	0.01	Mn	0.03	0.01	0.09	0.29	0.31	0.33	0.33	0.28
Fe	2.00	1.97	1.94	1.97	1.91	1.86	1.84	2.21	Fe	1.96	2.13	2.05	1.74	1.72	1.68	1.72	1.70
Granatzusammensetzung																	
Alman	74.3	73.8	74.0	76.4	72.3	72.1	70.5	84.4	Alman	74.5	79.8	76.8	65.4	63.9	62.7	63.0	64.6
Gross	7.4	8.2	16.8	14.7	16.7	11.2	17.2	6.1	Gross	15.6	12.0	13.9	20.7	21.6	21.6	20.1	20.9
Pyrop	16.0	16.1	5.0	5.4	7.6	9.3	6.1	9.2	Pyrop	8.8	7.9	6.0	3.0	3.0	3.4	4.8	3.8
Spess	2.2	1.9	4.2	3.5	3.4	7.4	6.1	0.4	Spess	1.1	0.4	3.4	10.9	11.5	12.3	12.1	10.6
Proben	E712	E713	E716	E717	R1011	R1012	R1013	R1014	Proben	L918	L921	L922	L923	L924	L925	L926	
MgO	1.56	1.48	1.22	0.91	1.58	1.69	1.89	1.83	MgO	0.63	1.75	1.49	1.55	1.17	1.35	1.76	
Al ₂ O ₃	22.64	22.56	22.38	22.44	22.21	21.99	22.41	22.31	Al ₂ O ₃	22.34	22.38	22.40	22.22	22.19	22.17	22.52	
SiO ₂	39.62	39.48	39.51	39.75	39.33	39.38	38.89	39.64	SiO ₂	39.69	40.53	39.72	39.71	39.88	39.82	39.56	
CaO	2.18	2.25	4.17	4.06	2.06	2.37	2.22	2.10	CaO	6.31	3.78	4.14	4.83	4.39	4.28	3.68	
MnO	0.17	0.67	3.93	3.88	8.61	8.66	7.77	6.32	MnO	3.99	0.15	0.61	2.32	1.70	0.78	0.12	
FeO	33.84	33.57	28.78	28.96	26.20	25.90	26.82	27.89	FeO	27.04	31.41	31.64	29.37	30.67	31.56	32.35	
Kationen pro 12 O																	
Si	3.12	3.11	3.11	3.13	3.11	3.12	3.08	3.12	Si	3.12	3.17	3.12	3.12	3.14	3.13	3.11	
Al	2.10	2.10	2.8	2.08	2.07	2.05	2.09	2.07	Al	2.07	2.06	2.08	2.06	2.06	2.06	2.09	
Mg	0.18	0.18	0.14	0.11	0.19	0.20	0.22	0.22	Mg	0.57	0.20	0.18	0.18	0.14	0.16	0.20	
Ca	0.18	0.19	0.35	0.34	0.17	0.20	0.19	0.17	Ca	0.03	0.32	0.35	0.41	0.37	0.36	0.31	
Mn	0.01	0.05	0.26	0.26	0.58	0.58	0.52	0.42	Mn	0.27	0.01	0.04	0.16	0.11	0.05	0.01	
Fe	2.23	2.22	1.90	1.91	1.73	1.71	1.78	1.84	Fe	1.78	2.05	2.08	1.93	2.02	2.08	2.13	
Granatzusammensetzung																	
Alman	85.8	84.1	71.7	72.9	64.8	63.6	65.7	69.4	Alman	67.2	79.5	78.5	72.0	76.5	78.5	80.4	
Gross	6.9	7.2	13.2	13.0	6.4	7.4	7.0	6.4	Gross	20.0	12.4	13.2	15.3	14.0	13.6	11.7	
Pyrop	6.9	6.8	5.3	4.2	7.1	7.4	8.1	8.3	Pyrop	2.6	7.8	6.8	6.7	4.2	6.0	7.5	
Spess	0.4	1.9	9.8	9.9	21.7	21.6	19.2	15.9	Spess	10.2	0.4	1.5	6.0	4.2	1.9	0.4	

Proben	L928	H411	H412	H413	H415	H416	H421	H422
MgO	1.87	1.66	1.60	1.57	1.47	1.65	1.80	1.21
Al ₂ O ₃	22.39	22.91	21.03	22.99	22.76	22.50	22.82	22.48
SiO ₂	39.91	40.59	44.79	40.71	39.89	40.54	40.57	39.51
CaO	3.48	7.72	7.78	8.59	8.29	8.57	8.83	8.85
MnO	0.82	0.61	1.05	1.73	1.79	1.49	1.44	1.36
FeO	31.54	26.51	23.75	24.40	25.80	25.26	24.55	26.59
Kationen pro 12 O								
Si	3.13	3.14	3.40	3.14	3.10	3.14	3.13	3.09
Al	2.07	2.09	1.88	2.09	2.09	2.05	2.08	2.07
Mg	0.22	0.19	0.18	0.17	0.17	0.19	0.21	0.14
Ca	0.29	0.64	0.63	0.71	0.69	0.71	0.73	0.74
Mn	0.06	0.04	0.07	0.09	0.12	0.10	0.09	0.09
Fe	2.07	1.72	1.51	1.58	1.68	1.64	1.59	1.74
Granatzusammensetzung								
Alman	78.4	66.4	63.2	61.7	63.2	62.1	60.7	64.2
Gross	11.0	24.7	26.4	27.7	25.9	26.9	27.9	27.3
Pyrop	8.3	7.3	7.5	7.0	6.4	7.2	8.0	5.2
Spess	2.3	1.5	2.9	3.5	4.5	3.8	3.4	3.3
Proben	H423	H424	H425	H433	H434	H435	H436	H437
MgO	1.03	0.80	1.73	1.91	1.37	1.44	1.99	2.17
Al ₂ O ₃	22.54	21.92	22.89	22.72	22.92	22.84	22.92	23.17
SiO ₂	40.21	39.62	40.06	40.18	39.97	40.06	39.84	39.94
CaO	8.64	9.62	8.41	8.35	8.16	7.98	8.18	8.44
MnO	4.06	4.13	1.18	0.80	1.22	1.28	1.24	1.16
FeO	23.53	22.59	25.73	26.04	26.37	26.41	25.84	25.11
Kationen pro 12 O								
Si	3.13	3.11	3.11	3.12	3.11	3.11	3.09	3.09
Al	2.07	2.12	2.09	2.08	2.10	2.09	2.10	2.11
Mg	0.12	0.09	0.20	0.22	0.16	0.17	0.23	0.25
Ca	0.72	0.81	0.70	0.70	0.68	0.67	0.68	0.70
Mn	0.27	0.27	0.08	0.05	0.08	0.08	0.08	0.08
Fe	1.53	1.48	1.67	1.69	1.71	1.72	1.68	1.62
Granatzusammensetzung								
Alman	58.0	55.8	63.0	63.5	65.0	65.2	62.9	61.1
Gross	27.3	30.6	26.4	26.3	25.9	25.4	25.5	26.4
Pyrop	4.5	3.4	7.5	8.3	6.1	6.4	8.6	9.4
Spess	10.2	10.2	3.0	1.9	3.0	3.0	3.0	3.0

VI. Amphibol-Analysen

Probe	M1711	M1712	M1713	M1714	M1715	M1716	M1721
Na ₂ O	0.40	0.35	0.57	0.39	0.68	--	0.55
MgO	16.14	17.42	16.93	24.34	16.96	14.98	16.97
Al ₂ O ₃	6.21	4.55	5.88	12.79	5.63	7.33	4.60
SiO ₂	52.97	56.47	55.45	49.10	55.34	52.74	57.80
CaO	14.92	12.17	11.74	1.59	11.74	15.42	10.93
FeO	9.36	9.05	9.43	11.79	9.65	9.47	8.56
K ₂ O	--	--	--	--	--	--	--
TiO ₂	--	--	--	--	--	0.07	0.59
T:Si	7.53	7.74	7.04	6.90	6.72	7.34	7.41
Al	0.47	0.26	0.96	1.10	1.28	0.66	0.59
C:Al	0.49	0.48	--	1.00	--	0.57	0.08
Mg	3.42	3.56	3.53	3.62	3.79	3.27	3.84
Ti,Fe	1.08	0.97	1.47	--	1.21	1.10	1.08
B:Fe	--	0.08	--	1.43	--	--	--
Ca	1.95	1.83	1.93	0.28	1.98	2.0	1.84
K,Na	0.05	0.09	0.07	0.28	0.02	--	0.16
A:Na	0.06	--	--	--	0.16	--	--
	Aktinolith	Mg-Hbl. Ged./Cum.		Mg-Hbl.	Akt.Hbl.	Aktino.	Cum.

Probe	M1722	M1723	M1731	M1732	H1031	H1032	H1033
Na ₂ O	1.07	0.44	1.20	0.26	1.55	1.37	1.36
MgO	14.10	17.80	14.02	17.01	8.36	8.94	7.76
Al ₂ O ₃	10.50	4.74	10.44	5.34	17.30	16.49	18.37
SiO ₂	49.58	56.52	51.62	56.40	44.97	45.37	44.33
CaO	11.13	11.60	10.76	11.80	10.01	10.54	10.34
FeO	11.17	8.90	11.67	9.19	17.33	17.09	17.11
K ₂ O	0.37	--	0.19	--	0.36	--	0.59
TiO ₂	2.07	--	0.09	--	0.12	0.20	0.14
T:Si	6.94	7.73	6.60	6.95	5.92	5.82	6.37
Al	1.06	0.27	1.40	1.05	2.08	2.18	1.63
C:Al	0.67	0.49	0.13	0.01	0.69	0.37	1.48
Mg	2.94	3.63	3.32	3.84	1.99	2.22	1.66
Ti,Fe	1.39	0.88	1.55	1.15	2.31	2.40	1.86
B:Fe	0.14	0.14	--	--	--	--	0.22
Ca	1.67	1.74	1.64	1.92	1.54	1.62	1.59
K,Na	0.19	0.11	0.36	0.08	0.46	0.38	0.19
A:Na	0.16	--	--	--	0.07	--	0.30
	Mg-Hbl.	Aktino.	Mg-Hbl.	Mg-Hbl.	Tscher.	Tscher. Tscher.Hbl.	

Probe	H1041	H1042	H1043	88171	88173
Na ₂ O	1.74	0.97	1.37	0.49	0.61
MgO	7.76	7.25	8.74	18.12	26.81
Al ₂ O ₃	17.14	15.90	16.00	4.37	22.25
SiO ₂	44.46	50.09	45.93	57.31	35.06
CaO	9.94	8.52	10.05	9.99	0.52
FeO	18.28	16.57	16.86	9.35	14.34
K ₂ O	0.48	0.37	0.48	0.16	0.42
TiO ₂	0.19	--	0.19	--	--
T:Si	5.56	6.12	6.59	7.56	6.17
Al	2.44	1.88	1.41	0.44	1.83
C:Al	0.06	0.45	1.30	0.57	1.57
Mg	2.11	1.79	1.87	3.52	3.03
Ti,Fe	2.82	2.75	1.83	0.91	0.40
B:Fe	--	--	0.26	0.25	1.76
Ca	1.54	1.59	1.55	1.58	0.08
K,Na	0.46	0.41	0.19	0.17	0.16
A:Na	0.03	--	0.28	0.03	0.03
	Tscher.	Tscher.	Mg-Hbl.	Mg-Hbl.Ged./Cum..	