

3. Geologie des Mittelostalpins

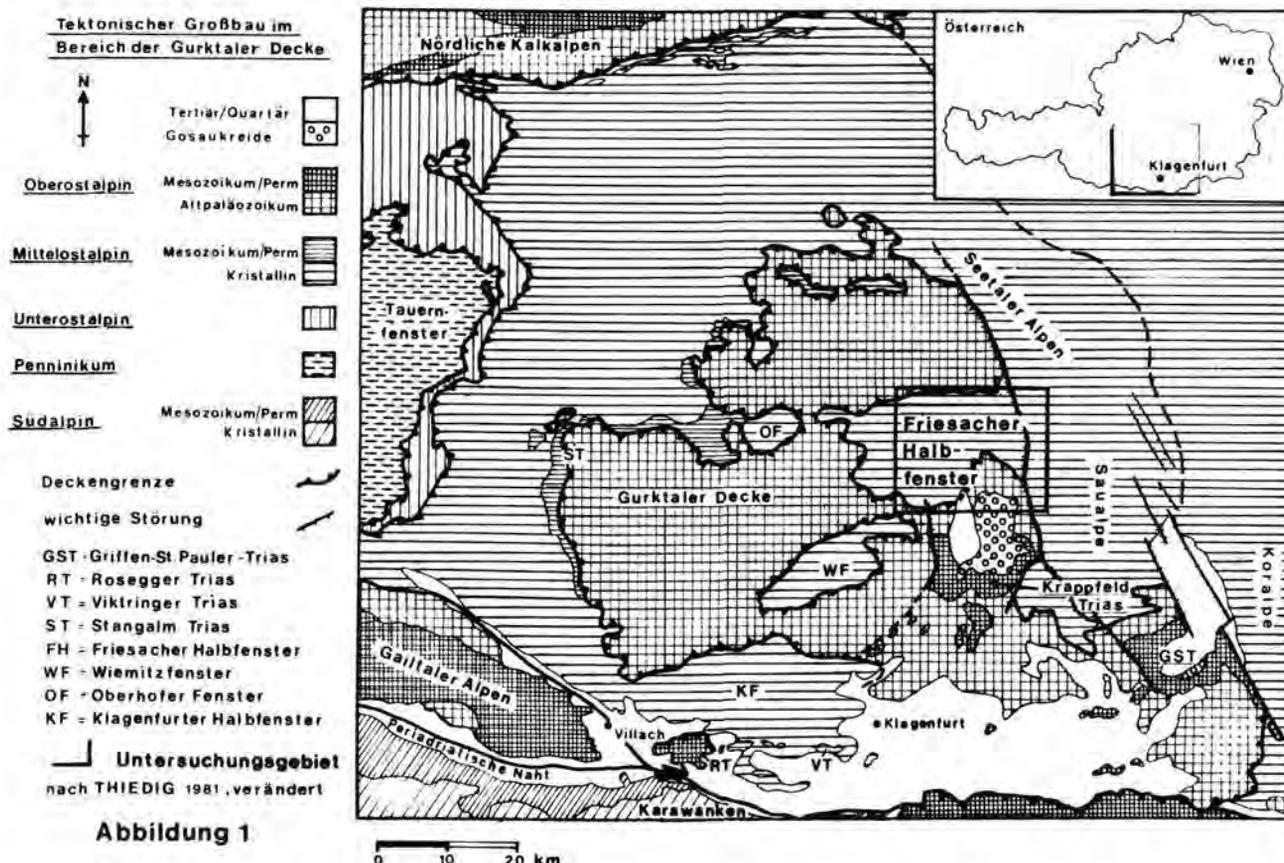
3.1. Tektonisch-metamorphe Entwicklung der Glimmerschiefergruppe auf ÖK-Blatt 186 St. Veit/Glan

Von T. APPOLD

Mit 11 Abbildungen

1. Einleitung

Mehr als ein Drittel des Kartenblattes wird durch Gesteine der Glimmerschiefer-Gruppe (Mittelostalpin) eingenommen. Vor allem im Nordteil dominieren diese Gesteine im Bereich des Friesacher Halbfensters. Östlich der Görttschitztal-Störung finden sich nur noch Reste, vor allem im Bereich von Knappenberg und Lölling. Die zwischen Eberstein und Brückl auftretenden Gesteine der Glimmerschiefer-Gruppe sind im Rahmen der Bearbeitung der südlichen Saualpe untersucht worden (siehe WEISSENBACH 1975a). Hierbei handelt es sich im wesentlichen um helle Glimmerschiefer und Amphibolite, die der Kräupingserie entsprechen, sowie um einen Aufbruch von Plankogelglimmerschiefern bei St. Walburgen. Im folgenden soll vor allem auf die Vorkommen im Friesacher Halbfenster eingegangen werden, die im Zuge der Neuaufnahme des Blattes vollständig neu bearbeitet wurden.



2. Seriengliederung (Abb. 2 und 3)

Die erste vollständige Gliederung der Gesteinsfolge legten FRITSCH et.al. (1960) und FRITSCH (1962, 1965) vor. Sie unterteilten die Abfolge in eine Reihe von Leitschichtenpartien (PILGER 1952), die für die praktische Geländearbeit anwendbar waren. Dieses Konzept wurde mit wenigen Modifikationen bis vor wenigen Jahren angewendet (vgl. WEISSENBACH 1975a). Neuere Untersuchungen gehen jedoch von einer Zweiteilung der Glimmerschiefer-Gruppe in Kräupingserie und Plankogelserie aus (APPOLD 1988, MANBY et.al. im Druck, MANBY & THIEDIG 1988, SCHMEROLD 1989), wobei die Kräupingserie zumeist in hangender Position auftritt. Das Liegende der Glimmerschiefer-Gruppe wird durch die Schiefergneis-Einheit des Saualpenkristallins gebildet, hangend folgt die Phyllit-Gruppe (Murauer Decke, Oberostalpin). Beide Kontakte sind tektonisch, wobei zwischen Phyllit- und Glimmerschiefer-Gruppe eine breit entwickelte Schuppenzone liegt, die früher als eigene Einheit abgetrennt wurde (Übergangsserie; siehe Diskussion bei v.GOSEN 1982).

Die untere Einheit der Glimmerschiefer-Gruppe ist die Plankogelserie (FRITSCH 1962). Sie geht kontinuierlich aus den Injizierten Glimmerschiefern der Schiefergneis-Gruppe hervor. Die Grenze beider Einheiten stellt wahrscheinlich eine durch nachfolgende Metamorphosen verschleierte alte Deckenbahn dar. Im unteren Teil der Plankogelserie treten vor allem helle, große Biotite führende Glimmerschiefer auf, die zuweilen quarzitisch, lagenweise auch sehr feldspatreich sind. Granat ist nur in wenigen Bereichen anzutreffen und meist unscheinbar. Einlagerungen von Quarziten und Amphiboliten sind selten und auf die oberen Bereiche beschränkt. Basal treten kleine und größere Turmalin-Pegmatite auf.

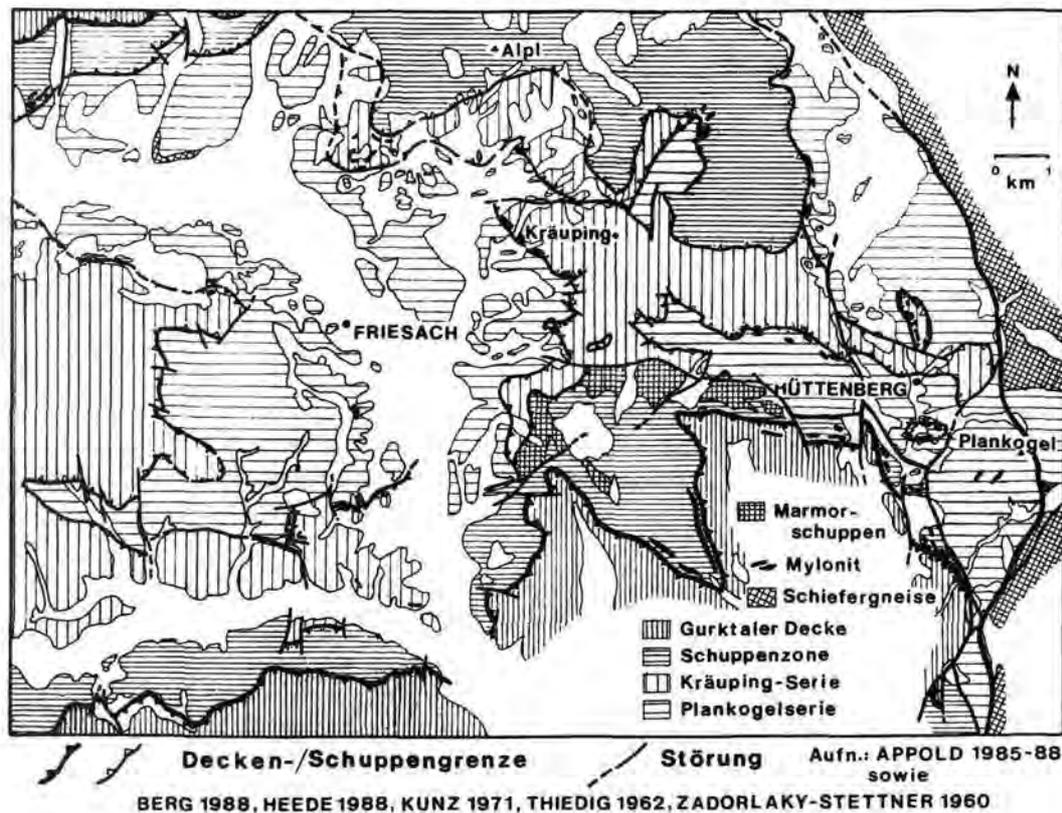
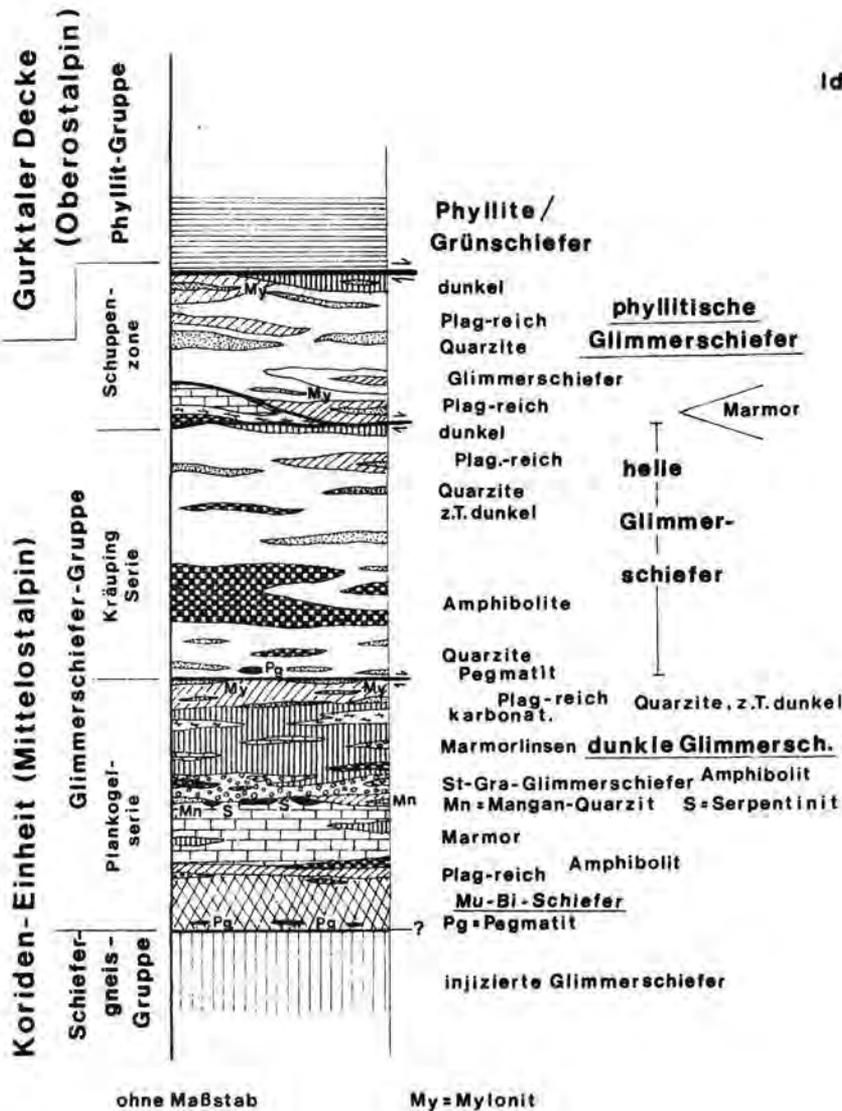


Abbildung 2: Baueinheiten im Friesacher Halbfenster

Idealprofil der Glimmerschiefer-Gruppe
im Friesacher Halbfenster



Über den Glimmerschiefern folgen mehr oder weniger mächtige Marmore, die für die strukturelle Interpretation des Großbaus besondere Bedeutung haben. Durch mehrfache isoklinale Faltung und Verschuppung entstanden mehrere, voneinander unabhängige Marmorzüge – u.a. Semlacher Marmor, Erzbergmarmor, Waitschacher Marmor, Friesacher Marmor –, die früher als eigenständige Einheiten angesehen wurden (vgl. CLAR & MEIXNER 1953; WEISSENBACH 1975a). Der Marmor selbst hat eine große lithologische Bandbreite, die von massigen, weißen Kalzitmarmoren über Bändermarmore und Dolomitmarmore bis zu Glimmermarmoren und karbonatischen Glimmerschiefern reicht. Im ganzen Friesacher Halbfenster sind die Karbonatgesteine mehr oder weniger stark vererzt (Bergbaureviere von Hüttenberg-Lölling, Waitschach, Friesach-Zeltschach; siehe auch F. UCIK in diesem Band).

Charakteristisch für die Plankogelserie ist das Vorkommen von Serpentinikörpern einerseits und Spessartin-Quarziten andererseits im Randbereich der Marmore. Die Serpentine werden zusammen mit Granatamphiboliten als verschuppte Reste von Ophiolithen gedeutet (FRISCH et al. 1984, SCHMEROLD 1988, NEUBAUER et al. im Druck). In der Kontaktzone zu den Marmoren bzw. den hangend folgenden Glimmerschiefern tritt eine Reihe von exotischen Gesteinen und Mineralen auf (Serpentinit-Randgesteine CLAR & MEIXNER 1953, THIEDIG 1962, WEISSENBACH 1975a). Die Spessartin-Quarzite kommen als dünne Lagen und Linsen in einer Matrix aus mürben Biotit-Plagioklas-Schiefern vor. Als Ausgangsgesteine werden

hydrothermal vererzte Sedimente (Kieselschiefer, Tiefseetone) angenommen (SCHMEROLD 1988, KLEINSCHMIDT 1975, WILLIAMS & MANBY 1987).

Oberhalb der Marmore folgen die typischen Plankogel–Glimmerschiefer, die im ganzen Friesacher Halbfenster als charakteristische Leitgesteine auftreten. Es handelt sich um graphitreiche, grobknotige Granat–Glimmerschiefer mit typisch flaserigem Gefüge und lagenweise auftretendem Staurolith und/oder Chloritoid. In die Plankogel–Glimmerschiefer eingeschaltet sind mehr oder weniger mächtige Granatamphibolite mit tholeiitbasaltischem Chemismus (SCHMEROLD 1988).

Die Plankogel–Glimmerschiefer gehen in dunkle, flaserige (Graphit)–Glimmerschiefer über, die nur noch kleine Granate stellenweise jedoch gehäuft Chloritoid führen. In die obersten Anteile schalten sich karbonatische Glimmerschiefer, Kalksilikat–Gesteine mit hohem Zoisit–Anteil, und dünne Marmorlinsen ein. Sie sind vergesellschaftet mit grauen Feldspatschiefern sowie hellen und dunklen Quarziten, die z.T. mylonitisch ausgebildet sind. Diese obersten Anteile der Plankogelserie sind durch die Überschiebung der Kräupingserie stark überprägt und verschuppt.

Die Kräupingserie weist sowohl an der Basis als auch an der Hangendgrenze einen starken tektonischen Zuschnitt auf. Hieraus ergeben sich große Mächtigkeitsschwankungen, die bis zum völligen Ausfall der Serie nördlich von Friesach führen. Hauptgesteine der Kräupingserie sind helle, quarzitische Muskovit–Glimmerschiefer mit kleinen Granaten. Außer gelegentlich eingeschalteten Feldspatschieferlagen ist die Folge eintönig. Weit verbreitet sind geringmächtige Quarzitlagen, die besonders an der Basis der Serie stark durchbewegt sind. Als Leitgesteine der Kräupingserie finden sich typische Amphibolite, die durch isoklinale Faltung z.T. sehr große Mächtigkeiten erreichen. Nach SCHMEROLD (1988) handelt es sich um Abkömmlinge von Alkalibasalten. Die Amphibolite zeigen eine sehr große Variationsbreite, die von massigen, feinkörnigen Epidot–Amphiboliten bis zu mürben Biotit–Amphibol–Schiefern reicht. Chlorit–führende Glimmerschiefervarianten treten vor allem in der Nähe von kleinen und größeren Scherzonen auf. Bemerkenswert ist das Auftreten einzelner Pegmatite an der Basis der Kräupingserie westlich von Friesach.

Die Schuppenzone an der Untergrenze der Gurktaler Decke setzt sich im wesentlichen aus Schürflingen der Glimmerschiefer–Gruppe, untergeordnet auch der hangenden Phyllit–Gruppe zusammen, die bei der Überschiebung der Gurktaler Decke grünschieferfaziell überprägt wurden. Hauptgesteine dieser Einheit sind quarzitische, phyllitische Glimmerschiefer, die sich von den hellen Glimmerschiefern der Kräupingserie ableiten lassen, zum Teil direkt aus diesen hervorgehen. Sie enthalten stellenweise mächtige Quarzite sowie einzelne kleine Amphibolitkörper (nördlich von Kräuping). Daneben gibt es, besonders südlich von Hüttenberg und bei Waitschach, mürbe Muskovit–Plagioklas–Schiefer, die den unteren Anteilen der Plankogelserie sehr ähnlich sind. In ihnen treten Quarz– und Quarz–Feldspatmylonite auf. Nördlich von Hüttenberg sind auch dunkle phyllitische Glimmerschiefer mit viel kleinem Granat eingeschaltet. Diese Gesteine entsprechen den dunklen Glimmerschiefern der Plankogelserie und führen stellenweise noch Chloritoid I (s.u.). Zwischen Waitschach und Friesach treten innerhalb der Schuppenzone große Marmorkörper auf, die zweifelsfrei in die Plankogelserie gehören. Sie sind wahrscheinlich postmetamorph aufgeschoben. Nahe der Deckenbasis finden sich vereinzelt Grünschiefer– und Phyllit–Späne, die jedoch nur geringe Mächtigkeit aufweisen. Sie sind als Phyllonite ausgebildet.

Die Obergrenze der Glimmerschiefer-Gruppe wird durch den scharfen Schnitt der Deckenüberschiebung bestimmt. Darüber folgen Gesteine der Phyllit-Gruppe, die basal noch starken tektonischen Einfluß zeigen.

Die Mächtigkeit der Glimmerschiefer-Gruppe kann nur abgeschätzt werden. Isoklinale Faltung einerseits, starke Plättung und tektonischer Zuschnitt andererseits, beeinflussen die Gesamtmächtigkeit, die im Friesacher Halbfenster ca. 1000 m erreicht. Wickelt man die Tektonik ab, so kommt man für die Plankogelserie auf Mächtigkeiten zwischen 200 und 250 m, für die Kräupingserie auf knapp 300 m.

Unklar ist noch die Altersstellung der Glimmerschiefer-Gruppe. Nach WEISSEN-BACH (1975a) kommt den Gesteinen ein altpaläoziosches Alter zu. Sm-Nd-Bestimmungen von Granaten der Plankogelserie erbrachten präkambrische Alter (MANBY et.al. im Druck, MANBY & THIEDIG 1988). Möglicherweise handelt es sich um aufgearbeitetes präkambrisches Kristallin (KUNZ & DEUTSCH in diesem Band).

Umstritten ist ebenfalls die Aufteilung der Plankogelserie in eine Serpentin- und eine Manganquarzit-Serie (SCHMEROLD 1988, NEUBAUER et.al im Druck, FRISCH et.al in diesem Band). Die Trennung beider Serien erfolgte aufgrund von geochemischen Daten, die die Zuordnung zu verschiedenen geotektonischen Milieus erlauben. Im Gelände sind beide Einheiten allerdings nicht voneinander zu trennen, da sie durch nachfolgende Deformation und Metamorphose stark verändert und ineinander verschuppt wurden. Ehemalige tektonische Kontakte sind heute nicht mehr nachweisbar.

3. Tektonik

3.1. Die Deformationen der Glimmerschiefer-Gruppe

Prä-D₂-Gefüge liegen in der Glimmerschiefer-Gruppe lediglich in Form von syn-s_{1a} gebildeten Quarzlagen (NABHOLZ & VOLL 1963, VOLL 1960, 1969) und als Interngefüge von prä-D₂ gebildeten Mineralen – im wesentlichen Granat, Staurolith I, Chloritoid I – der Plankogelserie vor (Abbildung 4). Makroskopisch erkennbare s₁-Flächen oder B₁-Falten fehlen. Reste einer Schichtung finden sich in einzelnen Chloritoid I-Bruchstücken. Graphit-Durchstäubung bildet hier einen unrhythmischen Lagenbau ab, der durch eine erste Faltung B₁ verbogen wird. Interngefüge im Staurolith I zeigen eine Crenulation cleavage (s₁), die eine ältere undeutliche Flächenschar bogenförmig rotiert. Sie soll hier als s₀ indiziert werden, obwohl es sich wahrscheinlich nicht um die Schichtung, sondern um eine frühere Schieferung handelt.

Als erste prägende Deformation tritt makroskopisch die zweite Deformation D₂ auf. Nach der zweiten Schieferung s₂ sind in den meisten Bereichen der Glimmerschiefer-Gruppe die Glimmer geregelt. Zweite Falten B₂ sind nur in den Quarzmobilisaten anzutreffen, immer isoklinal ausgebildet und ohne bevorzugte Orientierung. Mit D₂ verbunden ist eine deutliche Streckung str₂, die durch Mineralregelungen und Streckungshöfe um Granat, Staurolith I oder Chloritoid I abgebildet wird. In str₂ sind vor allem Staurolith I und Chloritoid I, aber auch Turmalin zerbrochen und in der Streckungsrichtung auseinandergedriftet. Die Streckungshöfe sind überwiegend mit Quarz und Muskovit gefüllt. Die str₂ zeigt eine sehr konstante Achsenlage und streicht im ganzen Gebiet um WNW-ESE.

**Internegefüge
(prä-D₂) in
Ctd I und St I**

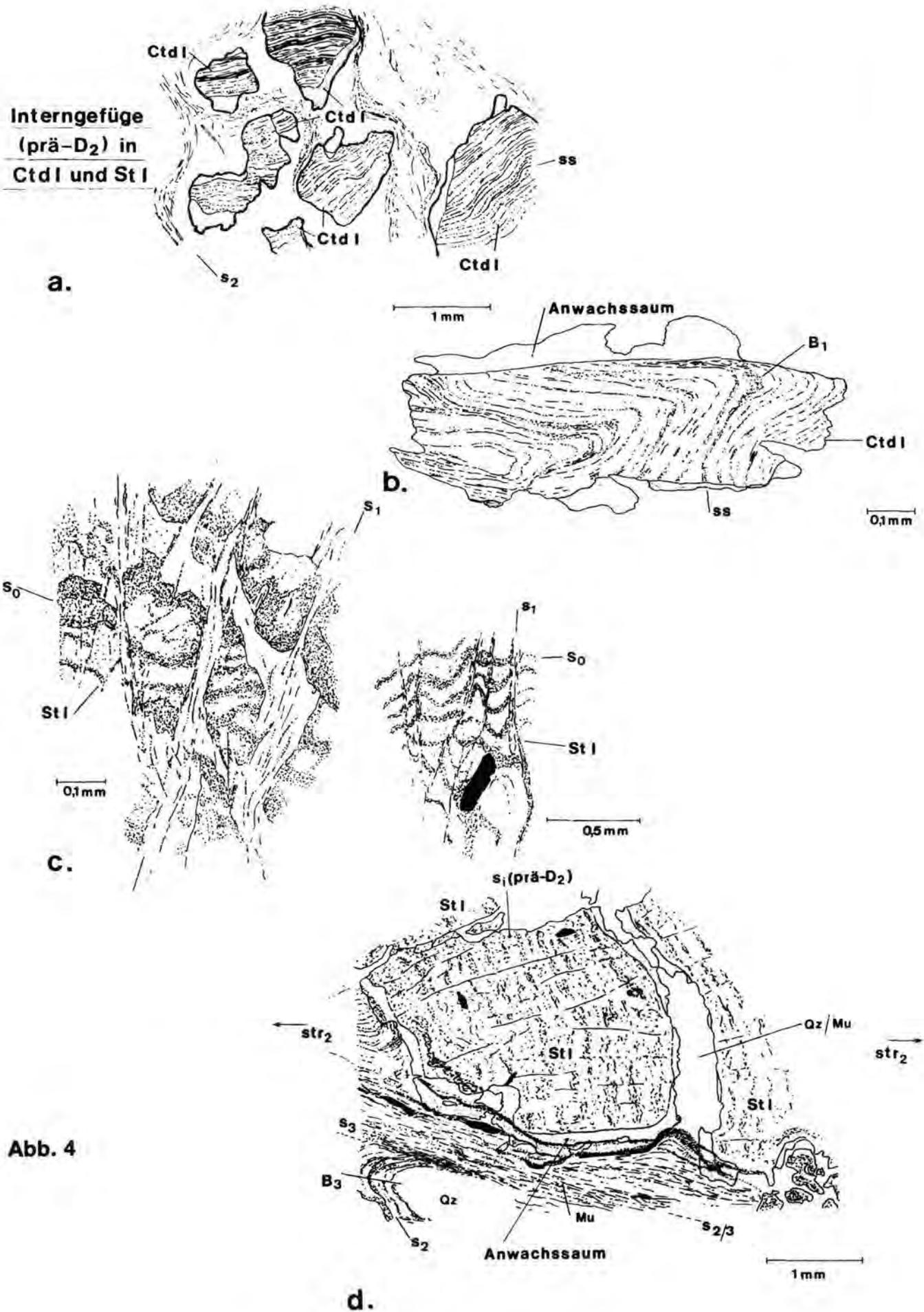
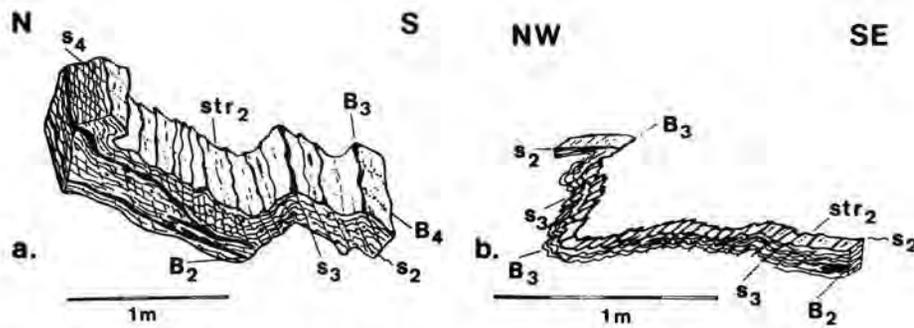
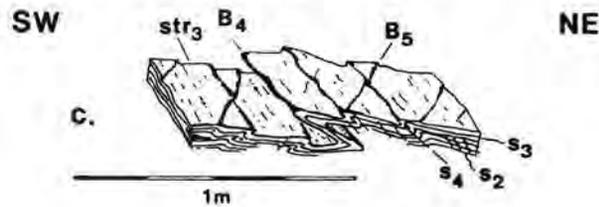


Abb. 4



Ratteingraben, SE Kräuping

Dobritsch, S Kräuping



Schneehitzen, N Alpi

Gefügeentwicklung in Annäherung an die Deckengrenze

- a. Glimmerschiefer – Kräupingserie
- b. phyllit. Glimmerschiefer – Schuppenzone
- c. karb. Schiefer – Deckengrenze

Die dritte Deformation D_3 beginnt mit offenen bis engen dritten Falten (B_3). Wechselnde Vergenz der Kleinfalten kann als Scheitelvergenz zu Großfalten gedeutet werden. Zugeordnet sind den Falten s_3 -Schieferungsflächen, die als mehr oder weniger weitständige Flächenscharen das s_2 -Gefüge durchziehen. Mit Annäherung an Bewegungshorizonte werden die B_3 -Falten zunehmend enger (Abbildung 5). s_3 -Flächen zerschneiden immer intensiver das s_2 -Gefüge, regeln die Glimmer um. In der Nachbarschaft der Scherzonen ist s_3 dominant, s_2 -Flächen sind nur noch reliktsch zwischen den s_3 -Flächenscharen erhalten. B_3 -Falten sind isoklinal ausgebildet. In den Scherzonen ist meist nur noch s_3 als mylonitische Foliation s_m vorhanden. Reliktsch erhaltene B_3 -Isoklinalfalten sind häufig m-lang ausgewalzt. Ist s_3 dominant, so wird die str_2 durch eine dritte Streckungslineation str_3 ersetzt, str_2 -Höfe durch s_3 umgeregelt. Stauolith I- und Chloritoid I-Bruchstücke werden s_3 gegeneinander verstellt, an den Korngrenzen findet Drucklösung statt. Dabei werden s_2 -Flächen und str_2 -Höfe verfaultet. Die str_3 -Achsen liegen im wesentlichen parallel zu str_2 . Häufig sind beide Lineationen im Gelände nicht zu unterscheiden.

Die vierte Deformation D_4 wird im Gestein zunächst durch B_4 -Fältchen und -Runzelungen abgebildet, die nur selten von einer s_4 -Schieferung begleitet werden. Die wechselnde Vergenz dieser Fältchen ist als Scheitelvergenz zu den Großfalten anzusehen. In Zonen mit B_4 -Großfalten (s.u.) treten im Aufschlußbereich B_4 -Falten im dm- bis m-Bereich auf. Diese sind NE-vergent und eng bis isoklinal ausgebildet (Abbildung 6). Häufig sind sie mit kleinen Aufschiebungen in den Kurzschenkeln verknüpft. Auch in den Bereichen gesteigerter B_4 -Falten sind s_4 -Flächen selten und meist auf die Kurzschenkel beschränkt. Die Achsen der B_4 -Falten streichen im Mittel um NW-SE.

Die fünfte Deformation D_5 findet sich in vielen Aufschlüssen der Glimmerschiefer-Gruppe als flachwellige Verbiegung älterer s -Flächen. Die Achsen streichen um N-S bis NE-SW. Eine s_5 -Schieferung ist selten als Bruchschieferung anzutreffen. In einzelnen Fällen treten größere B_5 -Falten auf und sind dann monoklin mit E- bis SE-Vergenz.

Eine sechste Deformation D_6 (v.GOSEN 1982) ist vereinzelt am Nordrand des Friesacher Halbfensters anzutreffen, im übrigen Gebiet aber nicht sicher zu belegen.

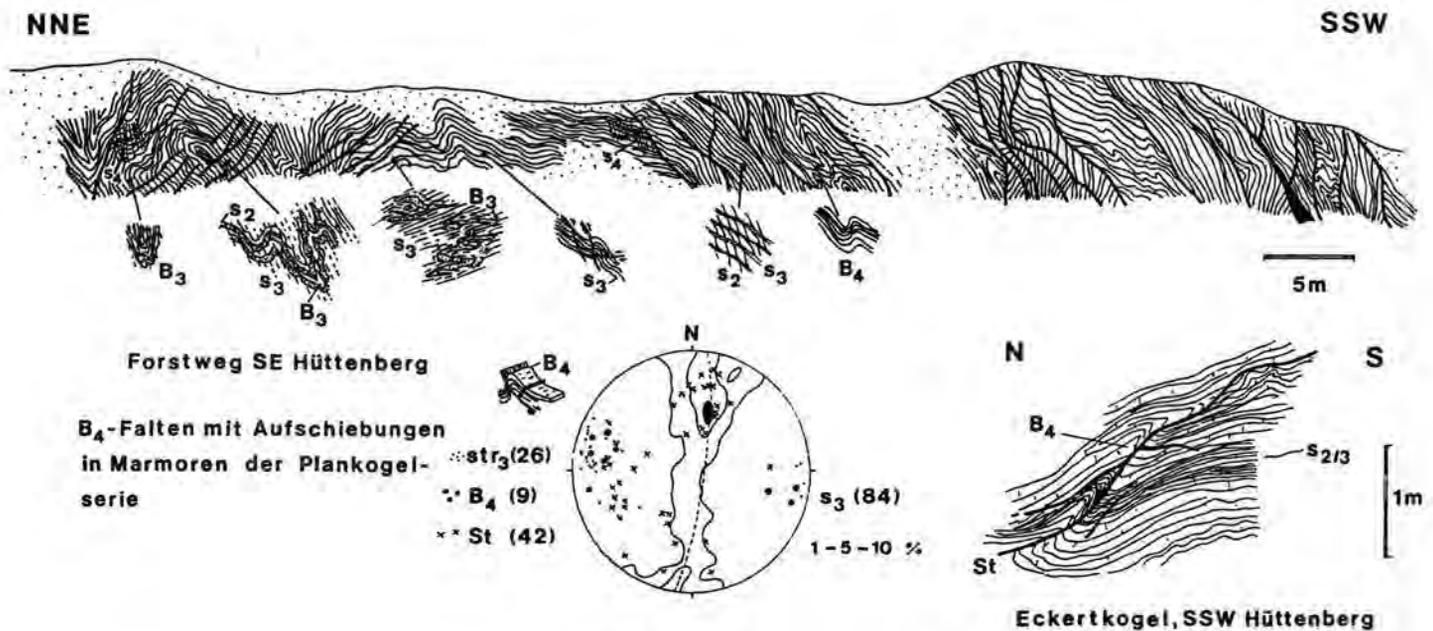


Abbildung 6

3.2. Bewegungshorizonte und Scherzonen

An der Deckengrenze, aber auch innerhalb der Glimmerschiefer-Gruppe treten mehrere Bewegungshorizonte auf. Sie werden charakterisiert durch mehr oder weniger stark verschuppte Bereiche mit Scherzonen, in denen Mylonite und Phyllonite auftreten.

Wichtigster Bewegungshorizont ist die Überschiebungsbahn der Gurktaler Decke. Zwischen den Gesteinen der Phyllit-Gruppe und der eigentlichen Glimmerschiefer-Gruppe befindet sich eine z.T. mehr als 100 m mächtige Schuppenzone, die nach unten hin allmählich in die Kräupingserie übergeht. Die Hauptdeformation ist auf schmale (Meter- bis 10er-Meter mächtige) Scherzonen, besonders an der Deckenbasis konzentriert, die durch das Auftreten von Quarz- und Quarz-Feldspat-Myloniten, Phylloniten und mylonitischen Marmoren gekennzeichnet sind. Die Gesteine fallen im Gelände durch ihre Feinkörnigkeit, eine sehr feine Bänderung und eine meist gut ausgebildete Streckungslineation auf. Falten sind, soweit vorhanden, extrem geplättet. Die mylonitische Foliation s_m entwickelt sich aus der s_3 -Schieferung und liegt ihr weitgehend parallel. In den Myloniten ist Quarz überwiegend rekristallisiert, reliktsche Altkörner sind stark deformiert. Feldspat bildet Porphyroklasten, die zunächst zerbrochen oder entlang von Spaltflächen zerschert werden. Nachfolgend beginnt auch der Feldspat, ausgehend von den Spaltrissen und Zwillinglamellen zu rekristallisieren. Biotit ist fast vollständig, Muskovit z.T. rekristallisiert. Undulöse Auslöschung der Rekristallisationskörner spricht für anhaltende Deformation bei fallender Temperatur.

Ein weiterer Bewegungshorizont findet sich zwischen Kräuping- und Plankogelserie. Hier zeigen die Mylonite jedoch nach einer früheren, vollständigen Rekristallisation von Quarz, Plagioklas und Glimmern eine statische Kornvergrößerung der Quarze (grain growth). Feldspat- und glimmerreiche Lagen bleiben hingegen feinkörnig. Erneute Deformation führt zu suturierten Quarz-Quarz-Korngrenzen, undulöser Auslöschung und Subkornbildung.

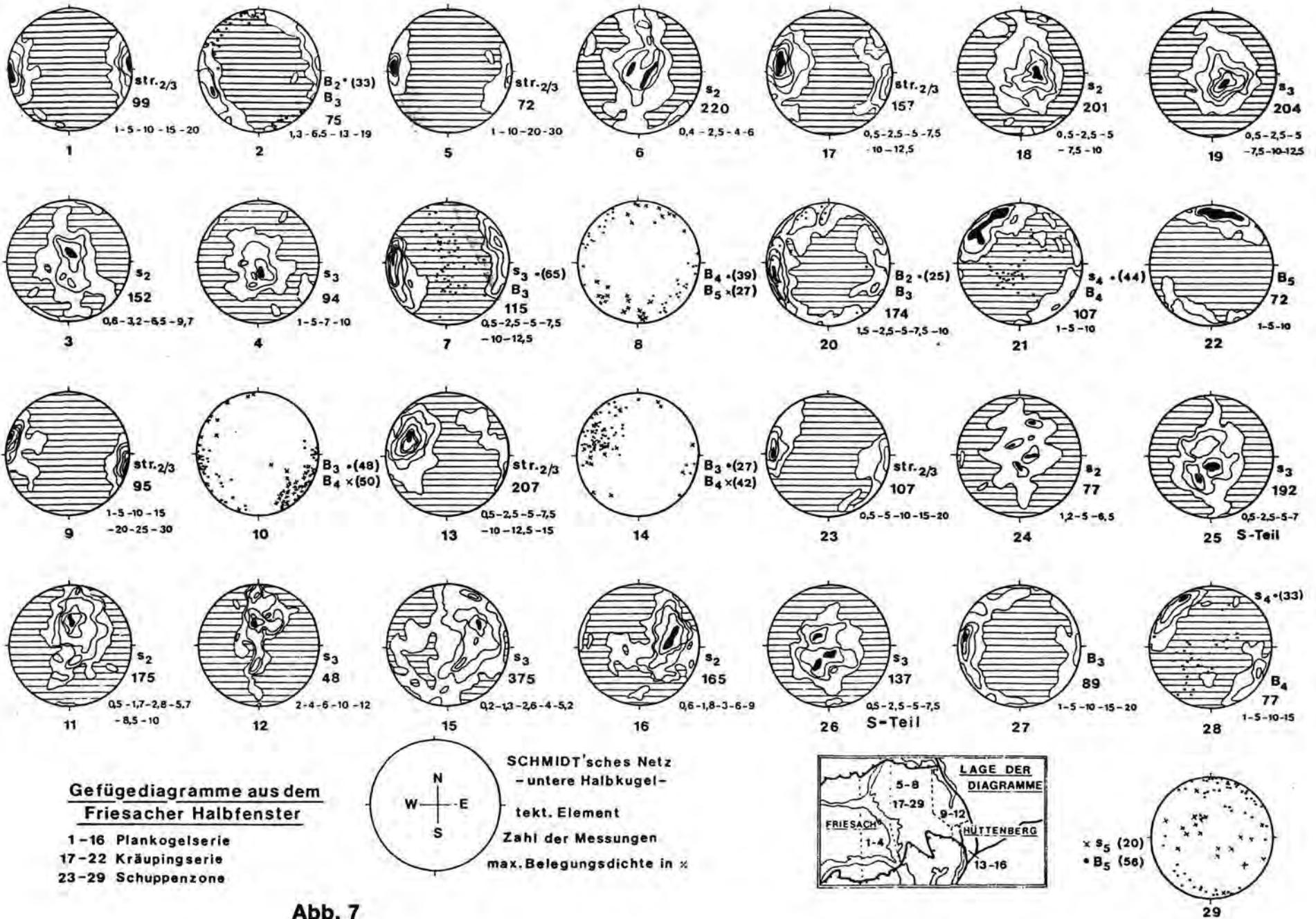
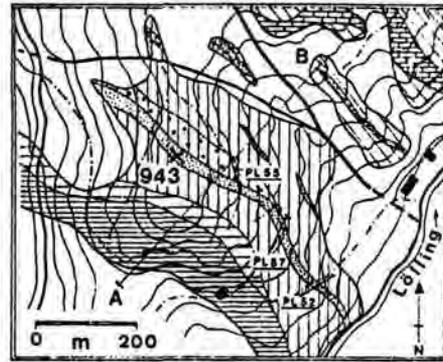
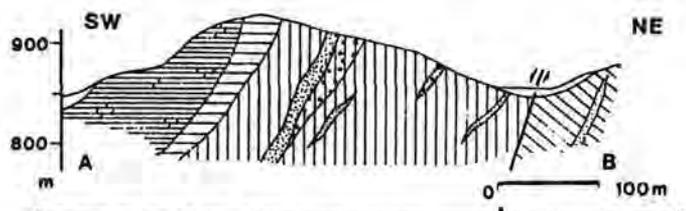


Abb. 7



- Gurkt. Decke Schuppenzone Plankogelserie
- Grünschiefer
 - Phyllit
 - phyllit. Glimmerschiefer
 - Glimmerschiefer
 - Quarzit
 - Feldspat-führend
 - Marmor
 - Görtschitztal-Störung

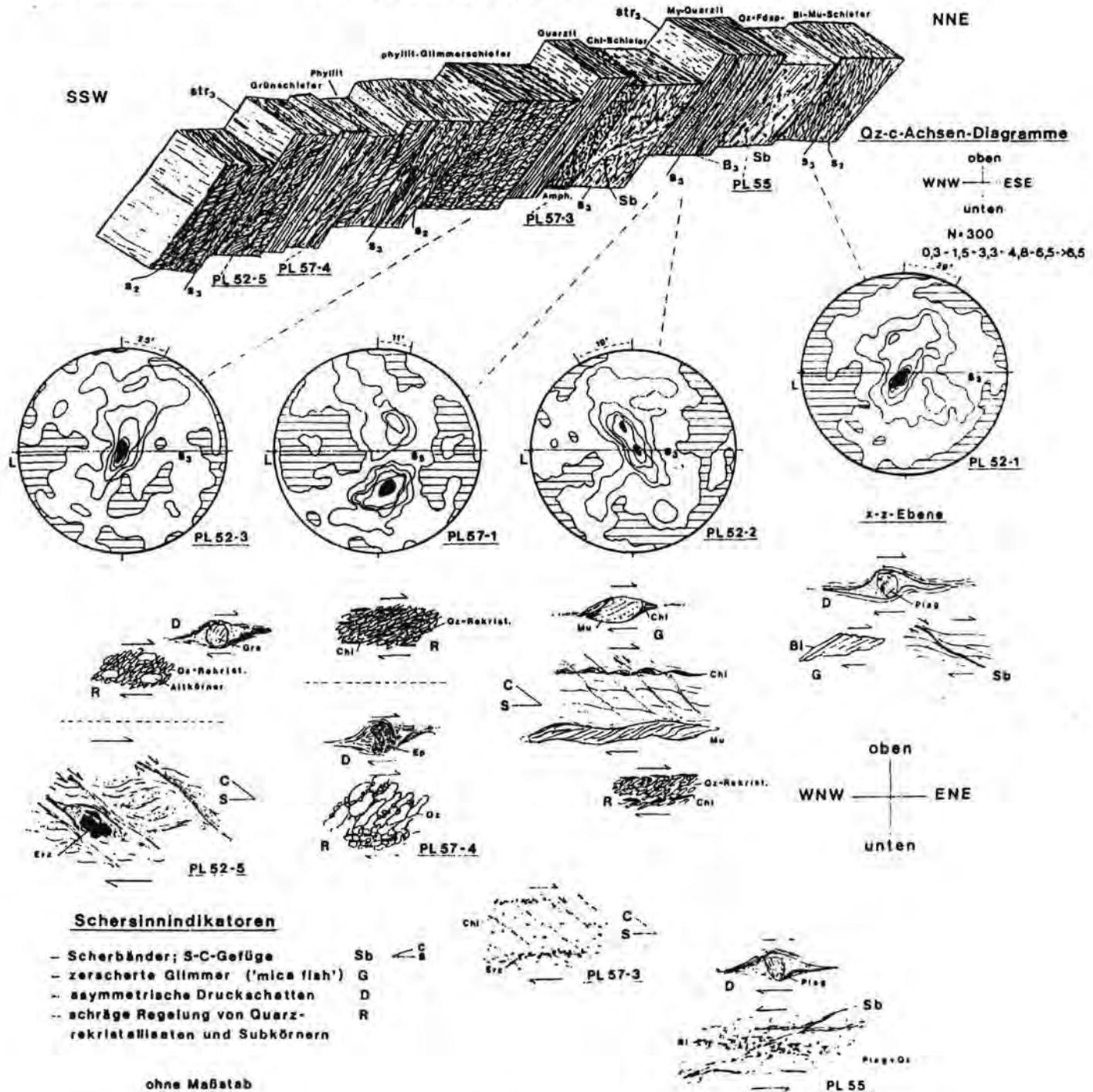


Abb. 8. Spezialaufnahme der Deckengrenze südwestlich des Plankogels (Höhe 943 m).

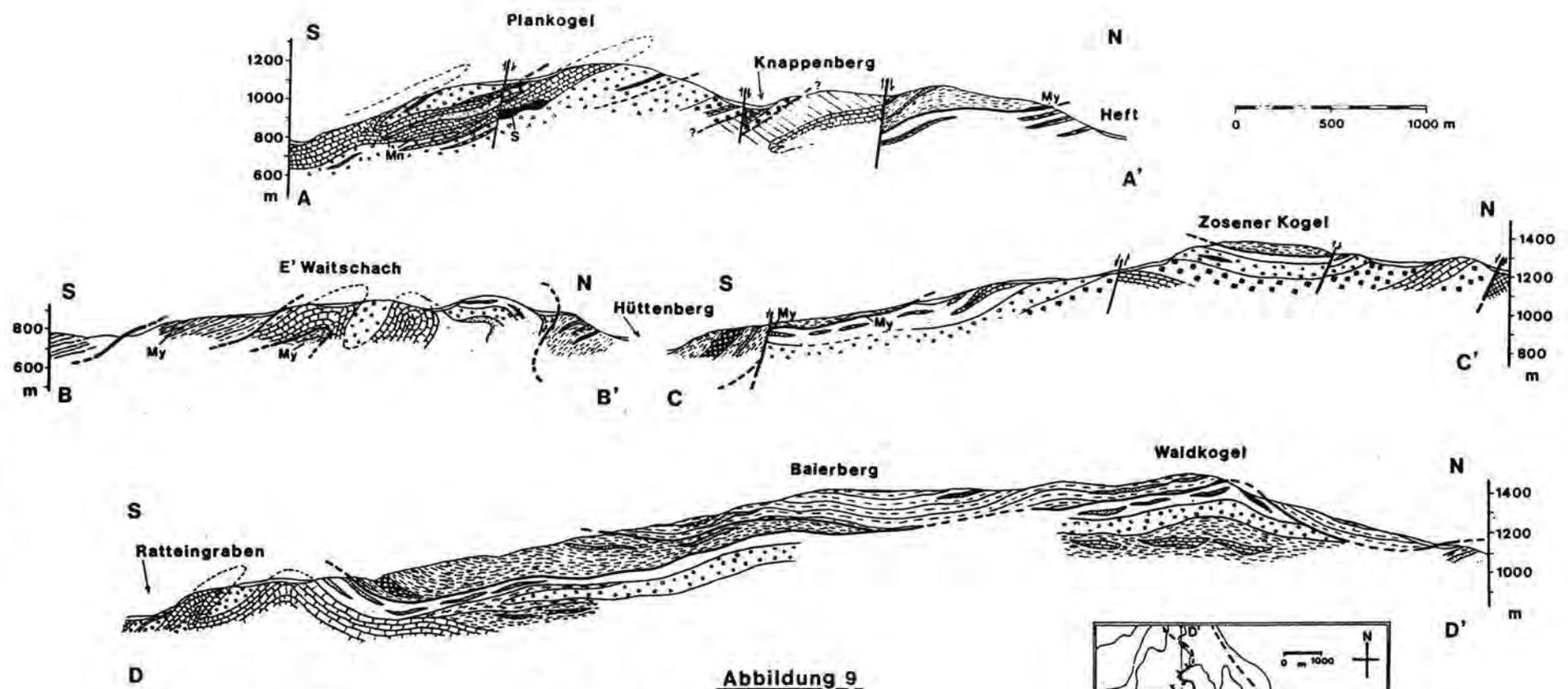
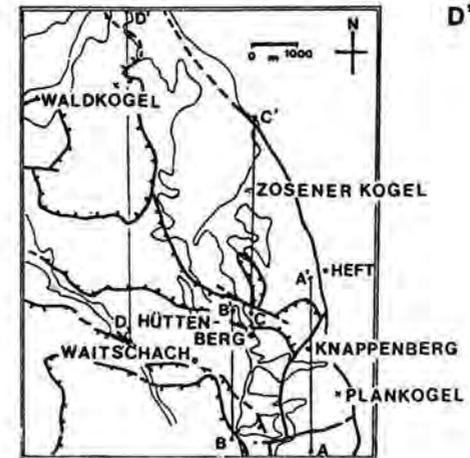


Abbildung 9

- | | |
|------------------------|---------------------------|
| Phyllit | Marmor |
| phyll. Glimmerschiefer | Amphibolit |
| Glimmerschiefer hell | Quarzit Mn-Mangan-Quarzit |
| " dunkel | Serpentin |
| " Typ Plankogel | Gneis |
| " karbonatisch | My Mylonit |
| " Plag.-reich | Auf/Überschiebung |
| Bi-Mu-Schiefer | Störung |



Neben den großen Überschiebungshorizonten gibt es innerhalb der Glimmerschiefer-Gruppe eine Reihe von kleineren Scherzonen, die zumeist nur im Aufschlußbereich wahrnehmbar sind. Meist handelt es sich um geringmächtige (< 1 m) Bereiche, die vor allem am Plankogel an größere B_3 -Falten gebunden sind und dort Abscherungen im Bereich der Faltenschenkel markieren. Betroffen sind vor allem quarzische Gesteine (z.B. Manganquarzite), aber auch Glimmerschiefer, Amphibolite und Karbonate. Korngrößenreduktion, Chloritisierung und Zerschierung mit straffem s_3/B_3 -Gefüge sind kennzeichnend. Im Schliff ist auch hier nach einer vollständigen dynamischen Rekristallisation eine statische Durchwärmung festzustellen.

Die in den Scherzonen auftretenden Schersinnindikatoren (vgl. SIMPSON & SCHMIDT 1985) sind widersprüchlich. Asymmetrische Druckschatten, Granatrotationen u.ä. zeigen in manchen Gesteinen einen von Lage zu Lage wechselnden Schersinn an, wobei nach Lage der Streckungsfasern westliche bzw. östliche Bewegungen möglich sind. Quarz-c-Achsen-Diagramme deuten ebenfalls sowohl west- als auch ostgerichtete Scherbewegungen an. Allerdings ist hier noch eine starke coaxiale Komponente wirksam (Relikte von B_3 -Falten). In einigen Aufschlüssen konnten zudem jüngere syn-metamorphe, westvergente Kleinfalten beobachtet werden (B_4 ?), bei denen antithetische Scherflächenscharen einen entgegengesetzten Schersinn andeuten und möglicherweise auch die Quarz-Gefüge beeinflussen.

3.3. Großstrukturen

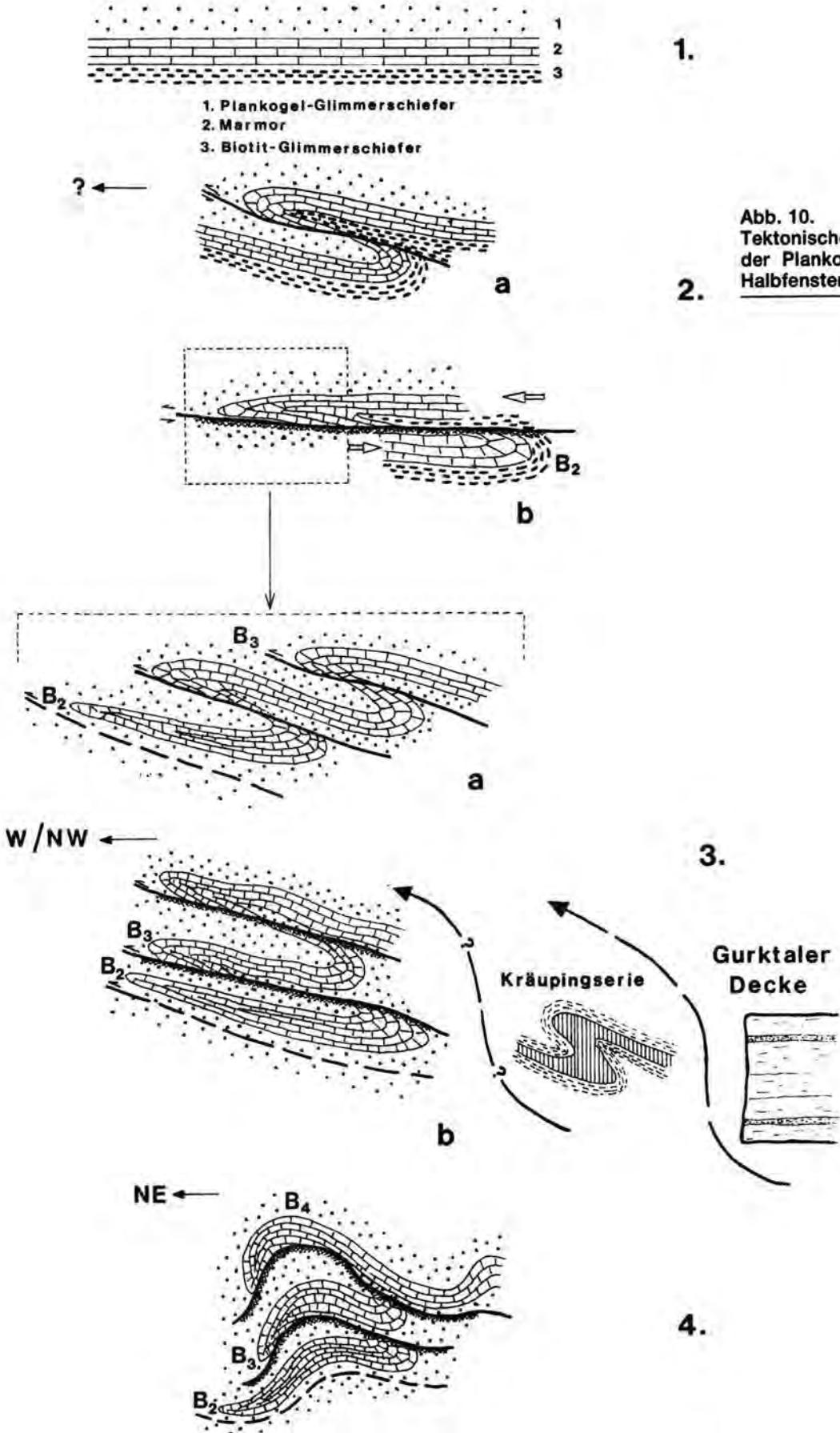
Der Bau des Friesacher Halbfensters wird im wesentlichen durch isoklinale B_3 -Großfalten mit Überschiebungen und NE-vergente B_4 -Großfalten bestimmt (Abbildung 9). Nach Abwicklung dieser Falten ergibt sich, daß bereits vorher ein Isoklinalfaltenbau im km-Bereich angelegt wurde, der zur Verdoppelung großer Teile der Plankogelserie führte. Im folgenden soll anhand des Modells in Abbildung 10 die Entwicklung des Großbaus der Plankogelserie kurz skizziert werden. Da die ursprüngliche Lagerung der Abfolge nicht bekannt ist, sollen Begriffe wie "hängend" und "liegend" lediglich in Bezug auf die heutige Lagerung verwendet werden:

Syn- D_2 werden im Bereich von Hüttenberg-Friesach Großfalten im km-Bereich angelegt. Kern dieser Falten sind die Marmore, um die in den Synklinalbereichen die liegenden Biotit-Plagioklas-Schiefer (z.B. Erzberg, südlich von Friesach), in den Antiklinalen die hängenden Plankogel-Glimmerschiefer gefaltet werden (z.B. Plankogel, Abbildung 10-2a). Mit fortschreitender Deformation entwickeln sich liegende Falten, die in den Kurzschenkeln abscheren, so daß es zur Trennung von Syn- und Antiklinalbereichen kommt (Abbildung 10-2b).

Während der dritten Deformation werden die Gesteine erneut gefaltet. Die B_3 -Falten erreichen i.A. Spannweiten im 100 m-Bereich (Abbildung 10-3a). Mit der Überschiebung der Gurktaler Decke (und der Kräupingserie ?) erfolgt eine starke Plättung der Falten. Sie werden in den Kurzschenkeln unter Mylonitisierung abgeschert und übereinandergestapelt (Abbildung 10-3b).

Während der ersten nachmetamorphen Phase D_4 wird das Gebiet in weit gespannte Syn- und Antiklinalen gegliedert (Abbildung 10-4). Die Spannweite dieser Großfalten reicht vom km-Bereich (Aufwölbung des Friesacher Halbfensters) bis in den Aufschlußbereich. Syn- D_3 gebildete Mylonite werden dabei mitverfaltet.

Die B_4 -Großfalten streichen im gesamten Gebiet einheitlich NW-SE und liegen damit den im Aufschluß gemessenen B_4 -Faltenachsen parallel. Vorherrschend ist



1.

2.

Abb. 10.
Tektonisches Entwicklungsmodell
der Plankogelserie im Friesacher
Halbfenster.

3.

4.

Erklärung siehe Text

xxxxxxx Mylonite

NE–Vergenz. Die wichtigste dieser Faltenstrukturen ist von Lölling im Südosten über Hüttenberg bis nach Waitschach zu verfolgen. Bei Hüttenberg ist der Kurzschenkel überkippt und in dünnen Lamellen im 10 m–Bereich aufgeschoben (vgl. Exkurs. C, Punkt 5). Die Fortsetzung der Struktur nach NW bis nach Kräuping ist wahrscheinlich. Weitere B_4 –Großfalten finden sich im Südwesten von Friesach, wie man am fingerförmigen Übergreifen der Kräupingserie auf die Plankogelserie gut erkennen kann.

Nachfolgende Faltungen um N–S bzw. NE–SW streichende Achsen (D_5 –Deformation) führten zur kuppelartigen Aufwölbung des Friesacher Halbfensters.

Die Stapelung der Plankogelserie ist nur im Bereich des zentralen Friesacher Halbfensters zwischen Lölling/Hüttenberg und Friesach erfolgt. Nördlich bzw. südlich findet sich die "normale" Abfolge ohne größere Verfaltung. Hier scheint eine der Ursachen für die Aufwölbung des Friesacher Halbfensters zu liegen.

Der Großbau in der Kräupingserie ist nicht mehr sicher zu rekonstruieren. Die z.T. bedeutende Mächtigkeit der Amphibolite deutet jedoch ebenfalls auf eine oder mehrere isoklinale Großfaltung(en) hin. Eine ursprüngliche Lagerung der Kräupingserie auf der Plankogelserie kann jedoch aufgrund der unterschiedlichen Metamorphosegeschichte (amphibolitfazielle Prägung der Kräupingserie, lediglich grünschieferfazielle Metorphose in den obersten Bereichen der Plankogelserie) ausgeschlossen werden. Wahrscheinlich wurde die Kräupingserie im Zuge der Überschiebung der Gurktaler Decke auf die Plankogelserie gestapelt.

3.4. Bruchtektonik

Der ganze Bereich des Friesacher Halbfensters wurde nachfolgend durch intensive Bruchtektonik beeinflusst. Im Bereich der Görtischtal–Störung treten z.T. Versatzbeiträge von mehreren 1000 m auf und komplizieren das tektonische Bild. Vielfach ist zu vermuten, daß ältere Aufschiebungsbahnen durch jüngere Bruchtektonik reaktiviert wurden.

3.5. Alter der Tektonik

Direkte Alterswerte für die Tektonik gibt es im Friesacher Halbfenster nur spärlich. Die ersten Datierungen des Staurolith II (164 Mio Jahre; KUNZ & DEUTSCH in diesem Band) lassen jedoch für die D_3 – bis D_5 –Deformation auf ein alpidisches Alter schließen. Aufgrund von eingeschuppten Permoskyth–Quarziten an der Basis der Stolzalpen–Decke stuft v. GOSEN (1982) die dortige D_3 – bis D_6 –Deformation ebenfalls als alpidisch ein. Dagegen ist das Alter der D_2 –Deformation noch unsicher, eine alpidische Bildung ist aber nicht auszuschließen.

Sowohl variscische, als auch alpidische Altersdaten finden sich bei FRANK et al. (1987).

4. Metamorphose

4.1. Plankogelserie (Abbildung 11)

Nach einer nicht näher bestimmbar Frühphase (Interngefüge in Staurolith I und Chloritoid I) setzt eine erste Metamorphose mit der Blastese von Staurolith I in den Plankogel–Glimmerschiefern bzw. Chloritoid I in den dunklen Glimmerschiefern sowie

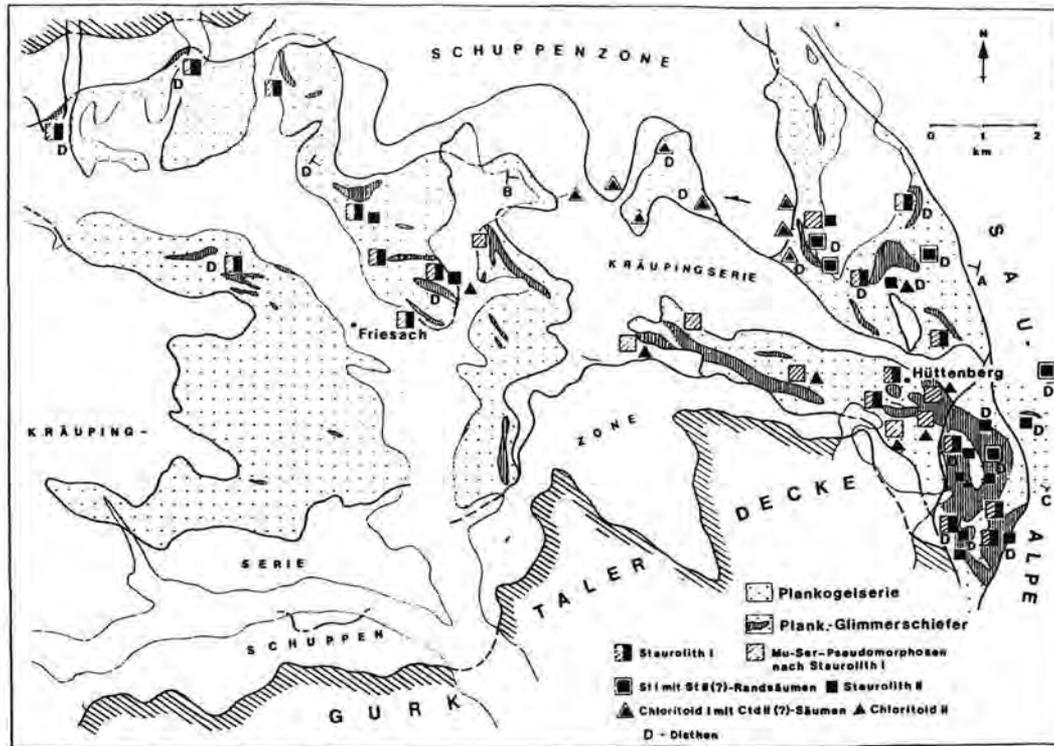
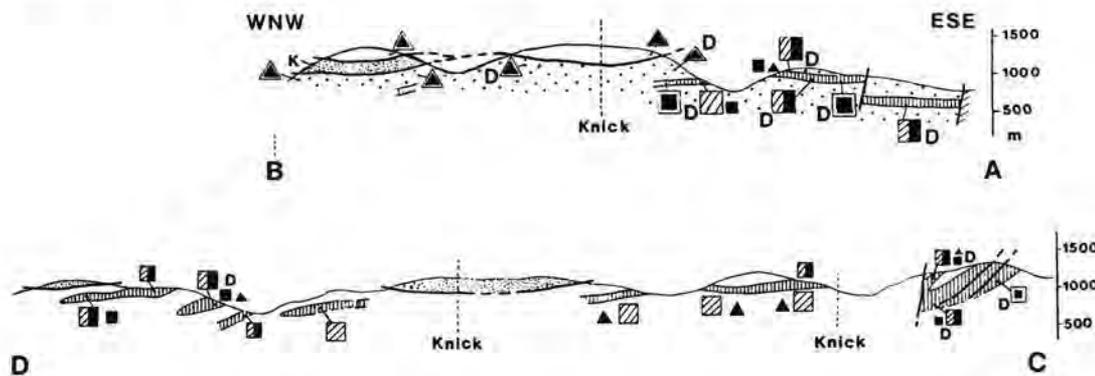


Abb. 11. Verbreitung von Staurolith und Chloritoid in der Plankogelschiefer in der Friesacher Halbfenster.



Granat I ein. Disthen wurde nicht beobachtet, so daß von einer eher Temperaturbetonten Metamorphose auszugehen ist (WEISSENBACH 1975b). Diese Phase ist vor der zweiten Deformation abgeschlossen.

Während der zweiten Deformation wurden amphibolitfazielle Verhältnisse zunächst nicht erreicht. Staurolith I bzw. Chloritoid I werden lediglich zerbrochen und driften in der Streckungsrichtung auseinander. Von den Streckungshöfen ausgehend beginnt die Serizitisierung von Staurolith I, Chloritoid I und Granat I.

Ansteigende Temperaturen führen im weiteren zur Bildung von Anwachssämen um Staurolith und Chloritoid, wobei das s_2 -Gefüge überwachsen wird. Randlich serizitisierte Staurolith I-Reste bilden durch erneutes Wachstum idiomorphe Kristallflächen. Einschlußfreie, idiomorphe Staurolith II- und Chloritoid II-Kristalle wachsen bevorzugt in den Streckungshöfen und Serizitpseudomorphosen. Die Grenze von Chloritoid II zu Staurolith II schneidet dabei die alte Chloritoid I-Staurolith I-Isograde. Sowohl in den höheren als auch in den unteren Teilen der Plankogelschiefer findet sich Disthen, der z.T. mit Staurolith II verwachsen ist.

Diese Bedingungen setzen sich stellenweise bis in die D_3 -Deformation fort. Zwar zerschneiden s_3 -Flächen meist die mit Staurolith II und Disthen gefüllte Streckungshö-

fe, doch werden andererseits s_3 -Flächen durch Staurolith II und Disthen überwachsen. Auch syn- D_3 verstellte s_2 -Flächen werden stellenweise von Staurolith II überwachsen. In den Scherzonen zeugt beginnende Feldspatrekristallisation von Bedingungen der tiefsten Grünschieferfazies.

Nachfolgend findet, im wesentlichen von den Streckungshöfen ausgehend, die Umwandlung von Hornblenden, Granat u.ä. in Biotit und später in Chlorit statt.

4.2. Kräupingserie

In der Kräupingserie fehlen Indexminerale wie Staurolith und Chloritoid weitgehend, so daß die Abschätzung der metamorphen Bedingungen schwieriger ist. Gesichert ist eine alte amphibolitfaziale Prägung durch reliktdisch auftretende tschermakitische Hornblende und Anorthit-reiche Plagioklase ($An > 30$).

Alpidisch läßt sich lediglich eine grünschieferfaziale Prägung belegen. In den Amphiboliten entstehen vor allem blaugrüne barroisitische Hornblenden, während die Plagioklase weitgehend unter Epidot-Bildung albitisiert wird. Daneben ist, wie in der Plankogelserie die Chloritisierung von Granat und Biotit zu beobachten, die wahrscheinlich den allgemeinen Ausklang der Metamorphose anzeigt.

5. Literatur

- APPOLD, Th. (1988): Zur Geologie und Tektonik im Friesacher Halbfenster (Kärnten/Österreich).– Erlanger geol.Abh., 116, 1–16, Erlangen
- CLAR, E. & MEIXNER, H. (1953): Die Eisenspatlagerstätte von Hüttenberg und ihre Umgebung.– Carinthia II, 143/63, 67–92, Klagenfurt.
- FRANK, W., KRALIK, 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, Wien (Deuticke).
- FRISCH, W., NEUBAUER, F. & SATIR, M. (1984): Concepts of the evolution of the Austroalpine basement complex (Eastern Alps) during the Caledonian–Variscan cycle.– Geol.Rdsch., 73, 47–68, Stuttgart.
- FRISCH, W., SCHMEROLD, R. & NEUBAUER, F. (1989): Die Plankogelserie – eine voralpidische ophiolithische Suture.– in diesem Band.
- FRITSCH, W. (1962): Von der "Anchi-" zur Katazone im kristallinen Grundgebirge Ostkärntens.– Geol. Rdsch., 52, 202–210, Stuttgart.
- FRITSCH, W. (1965): Das Kristallin von Mittelkärnten und die Gurktaler Decke.– Veröff. Haus d. Natur, Salzburg, 16, N.F., Heft 3, 1–27, Salzburg.
- FRITSCH, W., MEIXNER, H., PILGER, A. & SCHÖNENBERG, R. (1960): Die geologische Neuaufnahme des Saualpenkristallins (Kärnten) I.– Carinthia II, 150/70, 7–28, Klagenfurt.
- GOSEN, W.v. (1982): Geologie und Tektonik am Nordostrand der Gurktaler Decke (Steiermark/Kärnten – Österreich).– Mitt.Geol.–Paläont.Inst.Univ.Hamburg, 53, 33–149, Hamburg.
- KLEINSCHMIDT, G. (1975): Die "Plankogelserie" in der südlichen Saualpe unter besonderer Berücksichtigung von Manganquarziten.– Verh.Geol.B.–A., 1974/2–3, 351–362, Wien.
- KUNZ, P. & DEUTSCH, A. (1989): Rb–Sr–Datierungen an einem Staurolith–Granat–Glimmerschiefer aus der Plankogelserie (Saualpe).– in diesem Band.
- MANBY, G.M., THIEDIG, F. & MILLAR, I. (im Druck): Textural, chemical and isotopic constraints on the age of the Saualpe eclogites.– IGCP Newsletter No. 5, Vol. 7, Padua.
- MANBY, G.M. & THIEDIG, F. (1988): Petrology of eclogites from the Saualpe, Austria.– Schweiz. Mineral.Petrogr.Mitt., 68, 441–466, Zürich.
- NABHOLZ, W.K. & VOLL, G. (1963): Bau und Bewegung im gotthardmassivischen Mesozoikum bei Ilanz (Graubünden).– Eclog.Geol.Helv., 52/2, 755–808, Basel.
- NEUBAUER, F., FRISCH, W., SCHMEROLD, R. & SCHLÖSER, H. (im Druck): Metamorphosed and dismembered ophiolite suites in the basement units of the Eastern Alps.– Tectonophysics, Amsterdam.
- PILGER, A. (1952): Zur Gliederung und Kartierung der Siegener Schichten I, II.– Geol.Jb., 66, 703–722, Hannover.

- SCHMEROLD, R. (1988): Die Plankogelserie im Ostalpinen Kristallin von Kor- und Saualpe (Kärnten, Steiermark-Österreich) als ophiolithische Suture.- Diss. Geowiss. Fak. Univ. Tübingen, 161 S., Tübingen.
- SIMPSON, C. & SCHMID, S.M. (1985): An evaluation of criteria to deduce the sense of movement in sheared rocks.- Geol. Soc. Amer. Bull., 94, 1281-1288, Boulder.
- THIEDIG, F. (1962): Die geologische Neuaufnahme des Saualpenkristallins (Kärnten) III. Die Phyllit und Glimmerschieferbereiche zwischen Lölling und Klein St. Paul.- Carinthia II, 152/72, 21-45, Klagenfurt.
- UCIK, F.H. (1989): Lagerstätten und Bergbaue im Bereich des ÖK-Blattes 186 St. Veit/Glan.- in diesem Band.
- VOLL, G. (1960): New work on petrofabrics.- Liverpool. Geol. J., 2/2, 503-567, Liverpool.
- VOLL, G. (1969): Klastische Minerale aus den Sedimentserien der schottischen Highlands und ihr Schicksal bei aufsteigender Regional- und Kontaktmetamorphose.- Unpubl. Habil. Schrift, Techn. Univ. Berlin, V+206 S., Berlin.
- WEISSENBACH, N. (1975a): Gesteinsinhalt und Seriengliederung des Hochkristallins der Saualpe (mit einem Beitrag von A. PILGER, Clausthal).- Clausth. Geol. Abh., Sdbd. 1, 1975, 61-114, Clausthal-Zellerfeld.
- WEISSENBACH, N. (1975b): Kristallisation, Deformation und Polymetamorphose im Saualpenkristallin.- Clausth. Geol. Abh., Sdbd. 1, 1975, 131-141, Clausthal-Zellerfeld.
- WILLIAMS, P.J. & MANBY, G.M. (1987): Syngenetic sulfides and Fe-Mn metasediments in middle to upper Paleozoic sequences of Kärnten, Southern Austria.- Economic Geology, Vol. 82, 1987, 1070-1076.

Raum für Notizen