

Jb. Geol. B.-A.	ISSN 0016-7800	Band 134	Heft 2	S. 369-391	Wien, Oktober 1991
-----------------	----------------	----------	--------	------------	--------------------

## Deformation und Metamorphose im Thurntaler Komplex (Ostalpen)

Von BERNHARD SCHULZ\*)

Mit 14 Abbildungen, 2 Tabellen und 1 Tafel

*Osttirol  
Ostalpin  
Basement  
Quarzphyllit  
Metamorphose  
Scherdeformation  
Quarzgefüge  
Varisziden*

Österreichische Karte 1 : 50.000  
Blätter 177, 178, 179

### Inhalt

Zusammenfassung .....	369
Abstract .....	369
1. Einleitung .....	370
2. Petrographischer Überblick .....	370
3. Gefüge .....	372
3.1. Großstrukturen (Falten, Störungen) .....	372
3.2. Mesostrukturen (F <sub>2</sub> , F <sub>3</sub> , S <sub>4</sub> , S <sub>5</sub> , Knickfalten) .....	373
3.3. Mikrostrukturen .....	379
3.4. Quarzgefüge .....	380
3.5. Scherrichtungen und Schersinne .....	383
4. Mineralchemie und Metamorphoseverlauf .....	384
5. Deformations- und Metamorphosegeschichte .....	387
Dank .....	388
Literatur .....	390

### Zusammenfassung

Der Thurntaler Komplex südlich des Tauernfensters wird aus vermutlich frühpaläozoisch (Ordovizium bis Unterdevon) abgelagerten Phylliten, Metabasiten und Porphyroidschiefern aufgebaut. Eine variskische, prograde, temperaturbetonte Metamorphose der Gesteine verlief gleichzeitig zur Bildung der Hauptfoliation S<sub>2</sub> und Isoklinalfaltung F<sub>2</sub> durch eine Scherdeformation D<sub>1</sub>-D<sub>2</sub>. Synkristallin rotierte Granate und Plagioklase in Phylliten, Schersinnkriterien in Porphyroidschiefern und einige Quarz-c-Gefüge zeigen einen tektonischen Transport des Hangenden nach WSW parallel zur Streckungslineation L bei D<sub>1</sub>-D<sub>2</sub> an. Foliation und Lineation im benachbarten Altkristallin (Meta-psammopelitische Einheit) verlaufen parallel zu entsprechenden Strukturen des Thurntaler Komplexes. Eine synmetamorphe und syndeformative Anlagerung des Thurntaler Komplexes an das Altkristallin während D<sub>1</sub>-D<sub>2</sub> ist daher wahrscheinlich und erklärt die foliationsparallelen lithologischen Kontakte beider Einheiten. Die nachfolgenden Deformationen D<sub>3</sub>, D<sub>4</sub>, D<sub>5</sub> sind der retrograden variskischen Metamorphose zuzuordnen. Bei D<sub>3</sub> wurde S<sub>2</sub> offen bis eng um WSW-ENE-streichende flache Achsen verfaultet. Im Westteil des Komplexes gibt es lokal einen NE-gerichteten Transport des Hangenden entlang einer Scherbandfoliation S<sub>4</sub> mit vollständig rekristallisierten Quarzkörnern. Plastisch deformierte Quarze mit randlicher Rekristallisation finden sich in S<sub>5</sub>-Scherzonen (D<sub>5</sub>), die vor allem im Grenzbereich zum Altkristallin auftreten. Ein NW-, aber auch WSW-Transport des Hangenden in diesen Scherzonen ist bemerkenswert. Spätere großräumige Verfaultung und Verstellung um WSW-ENE-Achsen, Knickfaltung um NE-SW- und NW-SE-Achsen und WSW-streichende Aufschiebungen werden einer Spröddeformation um und unter 300°C zugeordnet. Ein alpidisches Alter dieser post-D<sub>5</sub>-Strukturen wird aus Quarztexturen in eingeschuppten permotriassischen Sandsteinen deutlich.

## Deformation and Metamorphism in the Thurntal Complex (Eastern Alps)

### Abstract

The Thurntal Complex to the south of the Tauern Window is constituted of phyllites, metabasites and porphyroid schists with a presumed early-Palaeozoic (Ordovician to early-Devonian) age of deposition. A Variscan prograde temperature-dominated

\*) Anschrift des Verfassers: Dr. BERNHARD SCHULZ, Institut für Geologie und Mineralogie, Universität Erlangen-Nürnberg, Schloßgarten 5, D-8520 Erlangen.

metamorphism affected the rocks synchronous to the formation of the main foliation  $S_2$  and isoclinal folding  $F_2$  by shearing deformation  $D_1$ – $D_2$ . Syn-crystalline-rotated garnets and plagioclases in phyllites, shear-sense criteria in porphyroid schists and some quartz-c fabrics indicate a top-to-WSW tectonic transport parallel to the stretching lineation  $L$  during  $D_1$ – $D_2$ . Foliation and lineation in the adjacent Altkristallin (meta-psammopelitic unit) are parallel to corresponding structures in the Thurntal complex. Thus, a synmetamorphic and syntectonic integration of the Thurntal complex into the Altkristallin in course of  $D_1$ – $D_2$  is probable and may explain foliation-parallel lithological contacts of both units. The subsequent deformations  $D_3$ ,  $D_4$ ,  $D_5$  are related to the retrograde part of Variscan metamorphism. Foliation  $S_2$  was openly to tightly folded around WSW–ENE-trending flatly plunging hinge lines. In the western part of the complex, locally a top-to-NE transport along a shearband foliation  $S_4$  with completely recrystallized quartz grains is observed. Plastically deformed quartz grains with marginal dynamic recrystallization occur in  $S_5$ -shear zones which are mainly found along the border to the Altkristallin. A top-to-NW as well as a top-to-WSW transport in these zones is remarkable. Later large-scale folding and dislocation around WSW–ENE-axes, kink folding around NE–SW- and NW–SE-trending hinge lines and WSW-trending thrust faults are related to brittle deformation around and below 300°C. An Alpine age of these post- $D_5$  structures is evident from quartz textures in imbricated Permotriassic sandstones.

## 1. Einleitung

Der Thurntaler Komplex (TK) im Südteil des ostalpinen Basements (Abb. 1) bildet eine der größten zusammenhängenden prä-mesozoischen Phyllit-Sequenzen in den Ostalpen. Die zum Periadriatischen Lineament gehörende Pustertal-Störung trennt den Thurntaler Komplex von den paläozoischen und mesozoischen Einheiten des Südalpins; die weniger bedeutende Drau-Nordrand-Störung bildet die Grenze zum südlich anschließenden permomesozoischen Drauzug und seinem kristallinen Unterlager (Abb. 2). Der zumeist foliationskonkordante Übergang von den Quarzphylliten, Phylliten, Metabasiten und Porphyroid-Schiefern des Komplexes zu den im W, N, E und teilweise auch im S anschließenden Paragneisen und Glimmerschiefern mit darin eingelagerten Orthogneisen der meta-psammopelitischen Einheit – im folgenden als „Altkristallin“ bezeichnet – wurde in den vergangenen Jahren intensiv erforscht und kontrovers diskutiert. SASSI & ZANFERRARI (1972), SASSI et al. (1974) und PURTSCHELLER & SASSI (1975) sahen in der niederdruckmetamorph grünschieferfaziell geprägten Phyllit-Serie eine altpaläozoische klastische Folge, die dem vorher amphibolitfaziell geprägten Altkristallin transgressiv auflagerte und danach mit diesem zusammen die variskische grünschieferfazielle Metamorphose erfuhr. HEINISCH & SCHMIDT (1976, 1984) jedoch deuteten die „grobklastischen Transgressions-Konglomerate“ (SASSI & ZANFERRARI, 1972) des Thurntaler Komplexes im Markinckel-Profil (Abb. 6e) zu Quarzklasten-führenden Myloniten um und stellten einen primär tektonischen Kontakt der beiden offensichtlich unterschiedlich metamorphen Einheiten fest.

Das Ablagerungsalter der Metasedimente des Thurntaler Komplexes reicht vom Ordovizium bis ins Unter-

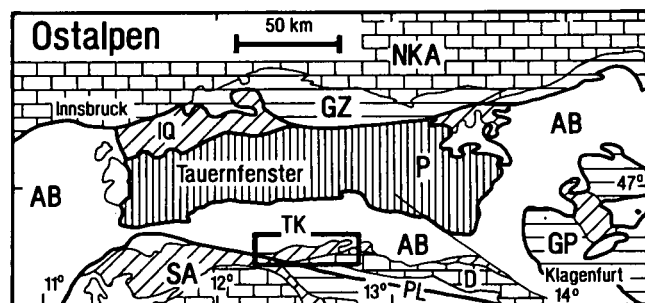


Abb. 1.

Lage des Thurntaler Komplexes in den Ostalpen.

AB = Austroalpines Basement; D = Drauzug; GP = Gurktaler Paläozoikum; GZ = Grauwackenzone; IQ = Innsbrucker Quarzphyllit; NKA = Nördliche Kalkalpen; P = Penninikum; PL = Periadriatisches Lineament; SA = Südalpin; TK = Thurntaler Komplex.

devon, wie aus lithologischen Vergleichen mit geringer metamorphen und datierten paläozoischen Phyllit-Serien vermutet wurde (SCHÖNLAUB, 1979; HEINISCH & SCHMIDT, 1984; SASSI et al., 1987). Eine wichtige Rolle für diese vorläufige Einstufung des Thurntaler Komplexes bilden Metabasite mit Arsenkies-Scheelit-Vererzungen (HÖLL, 1971; KROL, 1974) sowie Porphyroid-Schiefer. Letztere können petrographisch und geochemisch mit dem ober-ordovizischen Blasseneck-Porphyroid der Nördlichen Grauwacken-Zone verglichen werden (SCHÖNLAUB, 1979; HEINISCH, 1981; HEINISCH & SCHMIDT, 1982). Damit liegen im Thurntaler Komplex womöglich metamorphosierte vulkanosedimentäre Äquivalente der ober-ordovizischen sauren Plutonite (BORSI et al., 1973; PECCERILLO et al., 1979; CLIFF, 1980) des benachbarten Altkristallins vor. Allerdings sind diese zeitlichen und paläogeographischen Korrelationen des Thurntaler Komplexes bisher weder biostratigraphisch noch durch radiometrische Altersdaten belegt. So sind lediglich aus dem benachbarten Altkristallin Rb-Sr-Glimmeralter von 260–300 Ma bekannt (BORSI et al., 1978), die dort eine spätvariskische Abkühlung nach vorangegangener Metamorphose anzeigen.

Die hier vorgestellte Arbeit beschreibt nun die Deformation und Metamorphose des Thurntaler Komplexes. Es wird eine relative zeitliche Gliederung der Deformationsereignisse vorgenommen, und die Art und Ausbildung des Kontaktes zwischen Thurntaler Komplex und Altkristallin diskutiert.

## 2. Petrographischer Überblick

Die petrographische Abgrenzung der feinkörnigeren Gesteine des Thurntaler Komplexes von den im Vergleich dazu grobkörnigeren Glimmerschiefern des Altkristallins erfolgte mittels des deutlich erhöhten Chlorit-Anteils in den Thurntaler Muscovit-, Chlorit-Muscovit-, Muscovit-Chlorit-, Chlorit-Biotit-Muscovit- und Granat-Phylliten. Vor allem letztere zeigen Übergänge zu Glimmerschiefern. Zwischen den Gesteinen des Altkristallins und des Thurntaler Komplexes befindet sich nur örtlich eine scharfe, dann durch jüngere Scherzonen ( $S_5$ ) oder Störungen bedingte Grenze. Zumeist ist ein lithologischer Übergang im 100 m-Bereich zwischen beiden Einheiten zu finden (SPAETH & KREUTZER, 1989; 1990). Feinkörnige Granat-Glimmerschiefer im Bereich des Gabesittens und des Winkeltales (Abb. 2, 6d) – von SCHMIDEGG (1937), SENARCLENS-GRANCY (1964) und KROL (1974) bereits dem Thurntaler Komplex zugeordnet und bei Außervillgraten Muscovit-

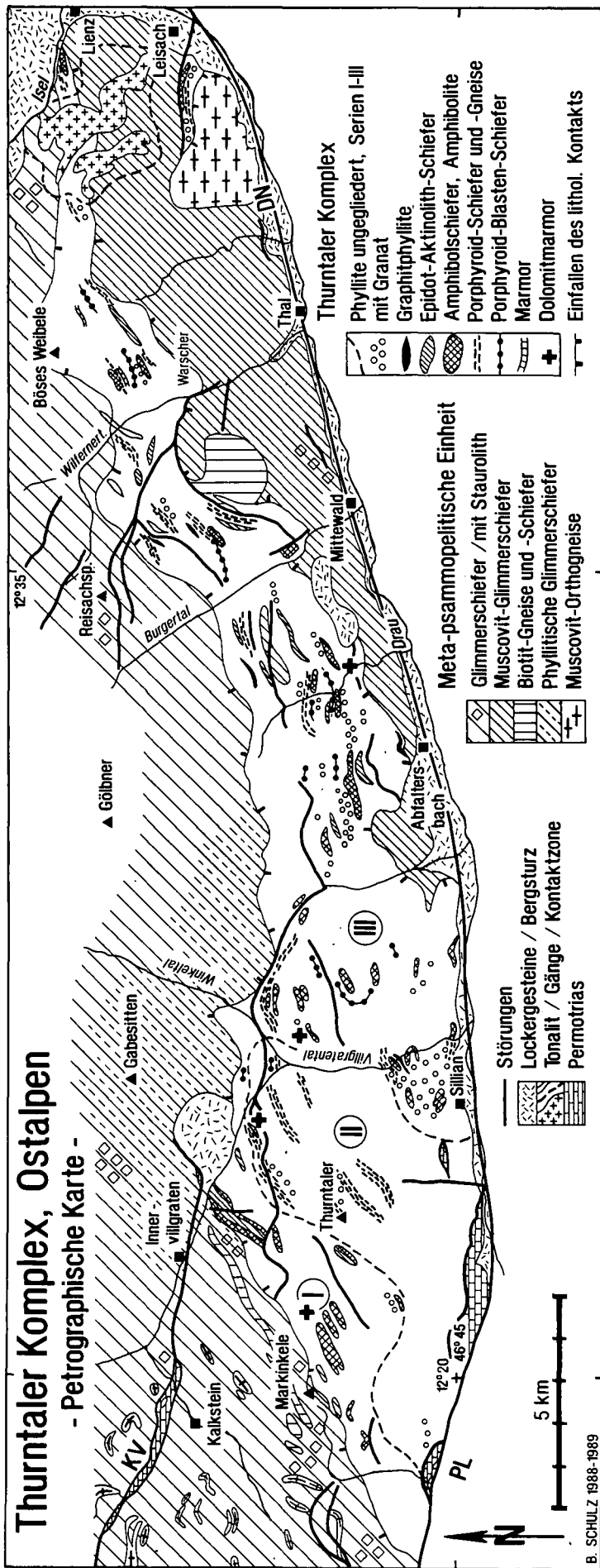


Abb. 2.  
Petrographische Karte des Untersuchungsgebietes.

Chlorit-Phyllite überlagernd – wurden als phyllitische Glimmerschiefer getrennt ausgehalten. Wahrscheinlich gehören diese Gesteine zum Altkristallin, denn es treten hier keine Porphyroid-Schiefer und Metabasite wie im Thurntaler Komplex auf. Die phyllitischen Glimmerschiefer begleiten die Thurntaler Phyllite am Nordrand und bilden wohl einen Übergang zu grobkörnigeren Paragneisen und Staurolith-Glimmerschiefern des Altkristallins.

Im Süden begrenzen Staurolith-führende Muscovit-Glimmerschiefer und Biotit-Gneise des Altkristallins den Thurntaler Komplex. Dieser wird nach E hin immer schmäler und keilt schließlich zwischen den Altkristallin-Serien im Bereich des jungalpidischen Tonalits von Pölland bei Lienz (BORSI et al., 1978) aus. In der Kontaktaureole gibt es dunkle feinkörnige harte Schiefer und Gneise, die neugebildeten Andalusit, Cordierit und Hercynit führen und die eine deutliche statische Temperung des alten lagigen Quarz-Feldspat-Glimmer-Gefüges aufweisen.

Im W, im Bereich des Markinkele, grenzen Chlorit-Muscovit- und Epidot-Aktinolith-Schiefer des Thurntaler Komplexes unmittelbar an Staurolith-führende Glimmerschiefer und Biotit-Gneise des Altkristallins (SCHMIDEGG, 1937; SASSI & ZANFERRARI, 1972; KROL, 1974; HEINISCH & SCHMIDT, 1984). Die Gesteine im W-Teil des Komplexes ließen sich in drei Serien I, II und III gliedern. Eine kartiertechnische Unterscheidung der einzelnen Phyllit-Varietäten war schwierig und führte manchmal zu unbefriedigenden Ergebnissen. Es bestehen zudem kontinuierliche kompositionelle Übergänge von den Fe-Mg-betonten und in den Serien I und III überwiegenden Muscovit-Chlorit- und Granat-Phylliten zu den in Serie II vorherrschenden Chlorit-Muscovit- und Chlorit-Biotit-Muscovit-Phylliten. In der petrographischen Übersichtskarte sind diese Gesteine daher nicht getrennt ausgehalten (Abb. 2). Die untere Metabasit-Serie I besteht aus Chlorit-betonten Phylliten, von KROL (1974) und HEINISCH & SCHMIDT (1976, 1984) als Meta-Tuffite gedeutet, in die im Bereich zwischen Markinkele und Thurntaler einzelne m-mächtige Chlorit-Epidot-, Hornblende-Schiefer und Amphibolite eingelagert sind. An diese basischen tholeiitischen Meta-Vulkanite (HEINISCH & SCHMIDT, 1976) sind Gold-Arsen-Wolfram-Vererzungen gebunden (PRASAD, 1969; KROL, 1974). Eine mittlere, eher psammopelitisch betonte Serie II befindet sich im Bereich des Thurntaler. Hier sind vermehrt mehrere m mächtige Lagen von hellen, aber auch dunklen und dann Biotit-führenden Porphyroid-Schiefern und -Gneisen eingelagert, die sich bis östlich von Außervillgraten verfolgen lassen. Diese Gesteine sind ihrer chemischen Zusammensetzung nach zumeist Alkali-Rhyolite, untergeordnet auch Rhyolite bis Rhyodacite, die von HEINISCH (1981), HEINISCH & SCHMIDT (1984) als marine Tuffe und Tuffite eines ober-ordivizischen Vulkanismus interpretiert wurden. Ein von KROL (1974) beschriebener bräunlich-grauer Dolomitmarmor zwischen Gumriaul und Hocharast konnte nicht mehr aufgefunden werden. Weitere, bisher nicht bekannte Vorkommen eines gleichartigen foliierten unreinen Dolomitmarmors gibt es in Forstweg-Anschnitten westlich und östlich von Außervillgraten und in einem gestörten Bereich in einem Straßenaufschluß W' von Anras (Abb. 2). Diese seltenen Karbonate liegen in einem Übergangsbereich zwischen den Serien I und II.

Serie II wird von einer Metabasit-Serie III überlagert, die den gesamten Thurntaler Komplex östlich des Vill-

gratentals aufbaut. Granat-Phyllite, Muscovit-Chlorit-Phyllite und Amphibolite mit begleitenden Kies-Vererzungen (PRASAD, 1969; KROL, 1974) bilden den unteren Teil der Serie. Hier gibt es auch einige helle feinkörnige Porphyroid-Schiefer und Gneise, die bei Panzendorf und im unteren Villgratental austreichen. Chlorit- und Muscovit-führende Phyllite, manchmal mit Granat, bilden den Hauptbestandteil der Serie. Eingelagert gibt es m-mächtige Lagen eines auffälligen Porphyroid-Gneises mit bis 0,5 cm großen Feldspat-Augen in der dunklen feinkörnigen Matrix. Dieses Gestein läßt sich mit Unterbrechungen von der Tessenberger Alm bis östlich des Wilfernertales verfolgen. Biotit-führende Porphyroid-Schiefer, Epidot-Aktinolith-Schiefer und Amphibolite begleiten diesen Leithorizont. Örtlich sind die Amphibolite mit dünnen Marmorlagen vergesellschaftet. Ganz im E gibt es dann einen z. T. m-mächtigen weißen Calcitmarmor, der im Kamm zwischen Hochstein und Böses Weibele austreicht und sich auch westlich davon wiederfinden läßt. Charakteristisch für den hangenden Teil der Serie III östlich des Wilfernertals sind weiterhin dunkle Granat-Phyllite mit einem erhöhten Graphit-Anteil in der Matrix. Vereinzelt dünne Horizonte von Graphit-Phylliten und Graphit-Quarziten gibt es in allen drei Serien.

Ein geringmächtiger Streifen aus Gesteinen des Thurntaler Komplexes tritt bei Leisach isoliert zwischen einem überlagernden Muscovit-Orthogneis (Leisacher Orthogneis) und unterlagernden Muscovit-Glimmerschiefern des Altkristallins auf. Der schmale Streifen wird aus Granat-Muscovit-Chlorit-Phylliten, Amphibolit und Porphyroid-Schiefer aufgebaut. Östlich von Mittelwald am Talrand findet sich ein weiteres isoliertes kleines Vorkommen mit Epidot-Amphibolit in einer gleichartigen tektonischen Position.

Aufgrund der in beiden Serien vorkommenden Amphibolite und den daran geknüpften Vererzungen, lassen sich die Metabasit-Serien I und III im W des Thurntaler Komplexes zusammenfassen. Vermutlich stehen beide Serien westlich von Außervillgraten miteinander in Verbindung und umschließen die dazwischengelagerte Serie II (Fig. 2, 6d,e).

### 3. Gefüge

#### 3.1. Großstrukturen (Falten, Störungen)

Die Metamorphite des Thurntaler Komplexes zeigen eine durch intensive Scherdeformation  $D_1$ - $D_2$  (s. Kap. 3.3.) entstandene Hauptfoliation  $S_2$ , die parallel zum Materialwechsel verläuft. In den Phylliten und im angrenzenden Altkristallin streicht  $S_2$  generell von WSW nach ENE bei steilem bis flachem Einfallen nach NNW und SSE (Diagramme A-F, H, I, Abb. 3, 5a-e,k,m,n). Lediglich im SE gibt es eine deutliche Gefügediskordanz. Hier stoßen WNW-ESE-streichende Muscovit-Glimmerschiefer und Biotit-Gneise des Altkristallins mit gestörtem Kontakt spitzwinklig an die Thurntaler Phyllite (Diagramm G, Abb. 3,5I). In den Polpunkt-Sammeldiagrammen A-E, H, I (Abb. 5a-e,m,n) liegen die Polpunkte der häufig halbsteil bis steil nach NNW und SSE fallenden Foliationsflächen auf Großkreis-Gürteln, deren  $\pi$ -Pole flach nach ENE und WSW tauchen. Dies zeigt eine großräumige Verfallung um entsprechend streichende Achsen an. Aus einigen Diagrammen (A, C, E, Abb. 5a,c,e) lassen die Polpunktma-

xima der  $S_2$ -Flächen eine steilstehende Achsenfläche dieser Großfaltung vermuten. Auf der Strukturkarte (Abb. 3) und in den Profilen (Abb. 6) erkennt man im W-Teil im Altkristallin und Thurntaler Komplex südlich der großen Hochhorn-Synform (SCHMIDEGG, 1936) einige Sättel und Mulden, die sich aber jeweils nur wenige km nach ENE verfolgen lassen. Im Bereich des Villgratentales nördlich von Sillian taucht die Achse einer offenen kilometerbreiten Mulde etwa  $30^\circ$  nach ENE (Diagramm B, Abb. 5u,6d). Weiter nach E setzen sich die Faltenstrukturen fort (Abb. 6 a–c), allerdings verringern sich die Amplituden auf weniger als 500 m. Gleichartige W–E-streichende Strukturen finden sich im SE im Altkristallin, im Bereich von G und im Südteil von Gebiet I (Abb. 3, 5l,n). Die großräumige Verfaltung betrifft also Thurntaler Komplex und Altkristallin gleichermaßen und mit gleichen Richtungen, allerdings sind Wellenlängen und Amplituden der Strukturen im nördlichen Altkristallin größer als in den Phylliten.

Ganz im W unterlagert der Komplex das Altkristallin (SENARCLENS-GRANCY, 1964; HEINISCH & SCHMIDT, 1984). Weiter östlich im Markinkele-Profil läßt sich eine Überlagerung des Altkristallins durch SE-fallende Metabasite des Komplexes feststellen. Nach E in Richtung Innervillgraten stellt sich der Kontakt wieder steiler, bis schließlich im Gabesitten-Profil wieder NW-fallende phyllitische Glimmerschiefer die Phyllite überlagern (Abb. 6d). Diese Lagerungsverhältnisse deutete SCHMIDEGG (1937) mit einer nach SE überkippten und zum Teil flach gelegten Synklinalen. Wegen ihrer relativ flach nach NW einfallenden Achsenfläche kann die Gabesitten-Synklinalen von den anderen Großfalten mit steilstehenden Achsenflächen unterschieden werden.

Östlich des Winkeltales (Profil Abb. 6c) fällt der nördliche Kontakt dann wieder steil nach SSE, während der südliche Kontakt beider Einheiten steil nach NNW einfällt. Weiter östlich (Profil Abb. 6b) läßt sich ein gestörter SSE-fallender Kontakt zum Altkristallin beobachten. Im Profil am Bösen Weibele (Abb. 6a) fällt dann auch der nördliche Kontakt nach SSE ein, so daß der Thurntaler Komplex bis zum Iseltal hin als Einschaltung in den Altkristallin-Serien ausklingt. Möglicherweise steht der isolierte Span mit Thurntaler Phylliten bei Leisach in der Tiefe unter dem Quartär des Lienzer Talbodens mit dem Hauptzug des Thurntaler Komplexes in Verbindung. Zusammenfassend läßt sich aus diesen Lagerungsverhältnissen auf eine Einlagerung des Thurntaler Komplexes in das Altkristallin schließen.

Zahlreiche Störungen durchziehen den Thurntaler Komplex und das Altkristallin. In kontinuierlich aufgeschlossenen Profilen sind die Abstände zwischen den Verwerfungen oft kleiner als 100 m, und es wird so eine starke Sprödverformung am Südrand des Ostalpins erkennbar. Der Verlauf der wichtigsten Störungslinien ist durch bis m-mächtige nichtbindige Störungsgesteine wie Störungsbrekzien und Störungsletten gekennzeichnet. Spitzwinklig zur Foliation WSW–ENE-streichende und häufig steil bis halbsteil nach NNW und SSE einfallende Hauptstörungen sind meist Aufschiebungen. Begleitende intensive Knickfaltung um etwa horizontale Achsen parallel zum Störungsverlauf erweisen den Einengungscharakter. Südlich von Innervillgraten läßt sich eine solche Aufschiebung über mehrere km verfolgen (Abb. 7). Weitere größere Aufschiebungen gibt es bei Anras, östlich von Mittewald und südöstlich von Schrottendorf. Auffällig ist zwischen Burgertal und Wil-

fernertal ein von Störungen umgrenztes Vorspringen der Grenze zwischen Thurntaler Phylliten und benachbarten Muscovit-Glimmerschiefern und Biotit-Gneisen des Altkristallins nach NNW (Abb. 2, 6b, 7). Man kann hier auf eine NNW-gerichtete Aufschiebung schließen. Nach NW im Thurntaler Komplex finden sich dann weitere SSE-fallende Störungslinien.

Auffällig sind weiterhin WNW- bis NW-streichende Linien. Eine solche Störung läßt sich vom Wilfernertal bis ins Burgertal verfolgen. Es dürfte sich hierbei um eine dextrale Blattverschiebung handeln. Zwar kann man in den einheitlichen NW–SE-verlaufenden nördlichen Seitentälern des Pustertals (Drautals) entsprechende größere dextrale Blattverschiebungen vermuten, wie sie andernorts südlich des Tauernfensters zu finden sind (SENARCLENS-GRANCY, 1964; SCHULZ, 1989). Es ergeben sich hierfür meist keine weiteren Geländehinweise wie Störungsbrekzien oder größere laterale Versätze. Vermutlich waren die Störungsbewegungen in dieser Richtung eher untergeordnet.

Im W des Arbeitsgebiets gibt es einige NE–SW-verlaufende sinistrale Blattverschiebungen, so zwischen Markinkele und Thurntaler, und N–S-Störungen (Abb. 7). Ein kleines Trias-Vorkommen im Grafenbach östlich Innervillgraten (SCHMIDEGG, 1973; KROL, 1974), die Bergabsetzung des Gabesitten (Abb. 2), der Hangrutsch bei Außervillgraten und die Rautbach-Störung bilden Hinweise für eine Fortsetzung der Kalkstein-Val-larga-Linie (SCHMIDEGG, 1937; GUHL & TROLL, 1987) nach Osten (Abb. 2, 7).

In Begleitung dieser Störungen gibt es zahlreiche mit Striemen belegte Harnischflächen. Die geometrische Anordnung dieser Gefüge ist komplex und läßt sich nicht mit einem einzelnen bruchhaften Deformationseignis erklären. So ergab eine Analyse der Hauptspannungsrichtungen aus den Harnischflächen-Daten nach der Methode von ANGELIER & MECHLER (1977) zwei unterschiedlich gerichtete Spannungssysteme. Ein Teil der Störungen und Harnische kann so auf eine Deformation mit etwa NNW–SSE-gerichteter horizontaler Kompression, ein anderer Teil der Flächen dagegen auf Deformation mit in etwa horizontal NE–SW-verlaufender Kompression zurückgeführt werden. In beiden Systemen verläuft die kleinste Hauptspannung vertikal. Die WSW–ENE-streichenden Störungen sind im Sammeldiagramm am häufigsten (Abb. 5t) und bilden die hOI-Scherflächen im Deformationssystem mit NNW–SSE-gerichteter Hauptspannung. Das deutet darauf hin, daß dieses System die jüngere und dominante bruchhafte Verformung bewirkte.

### 3.2. Mesostrukturen ( $F_2$ , $F_3$ , $S_4$ , $S_5$ , Knickfalten)

Die Phyllite führen häufig planare unverfaltete und bis mehrfach verfaltete, dann oft zu stengelförmigen Körpern umgebildete, mm- bis cm-dicke Lagen aus reinem Quarz (Abb. 8a–f). Der Nomenklatur von VOLL (1968) folgend, bilden diese Lagen Relikte einer ersten Foliation  $S_1$ , die bei erster rotationaler Deformation  $D_1$  entstand. Eine isoklinale Verfaltung  $F_2$  (Abb. 8a–e,h) dieser Querlagen im mm- bis dm-Bereich bei einer Deformation  $D_2$  wird von einer penetrierenden Achsenflächenschieferung, der Hauptfoliation  $S_2$ , begleitet.  $F_2$  und  $S_2$  wiederum finden sich von einer Deformation  $D_3$  zu offenen bis engen, mm- bis dm-großen  $F_3$ -Falten

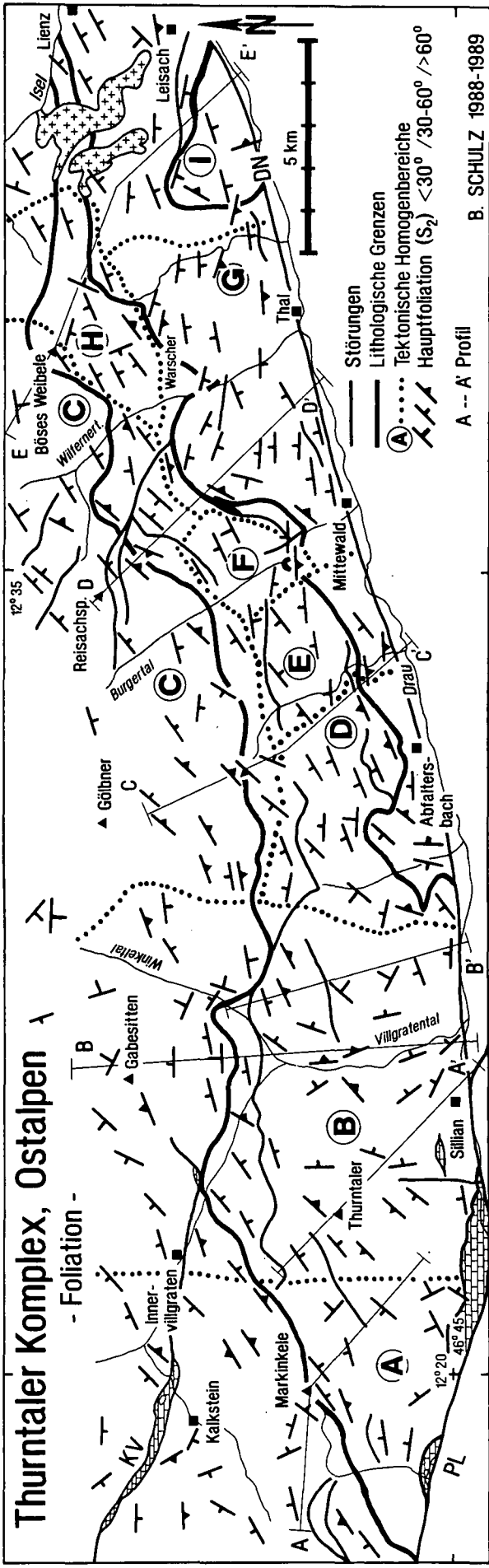


Abb. 3.  
Streichen und Fallen der Hauptfoliation  $S_2$ .  
Profile siehe Abb. 6.

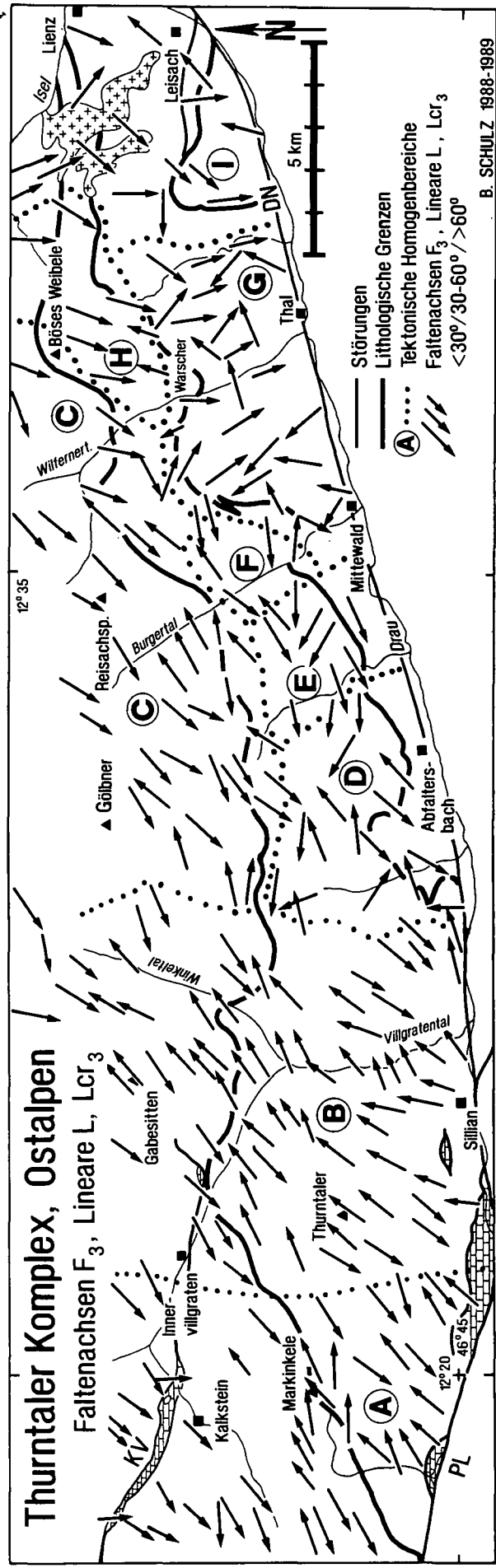


Abb. 4.  
Richtungen der Faltenachsen ( $F_3$ ), Lineare (L) und Crenulationsfaltenachsen ( $Lcr_3$ ).

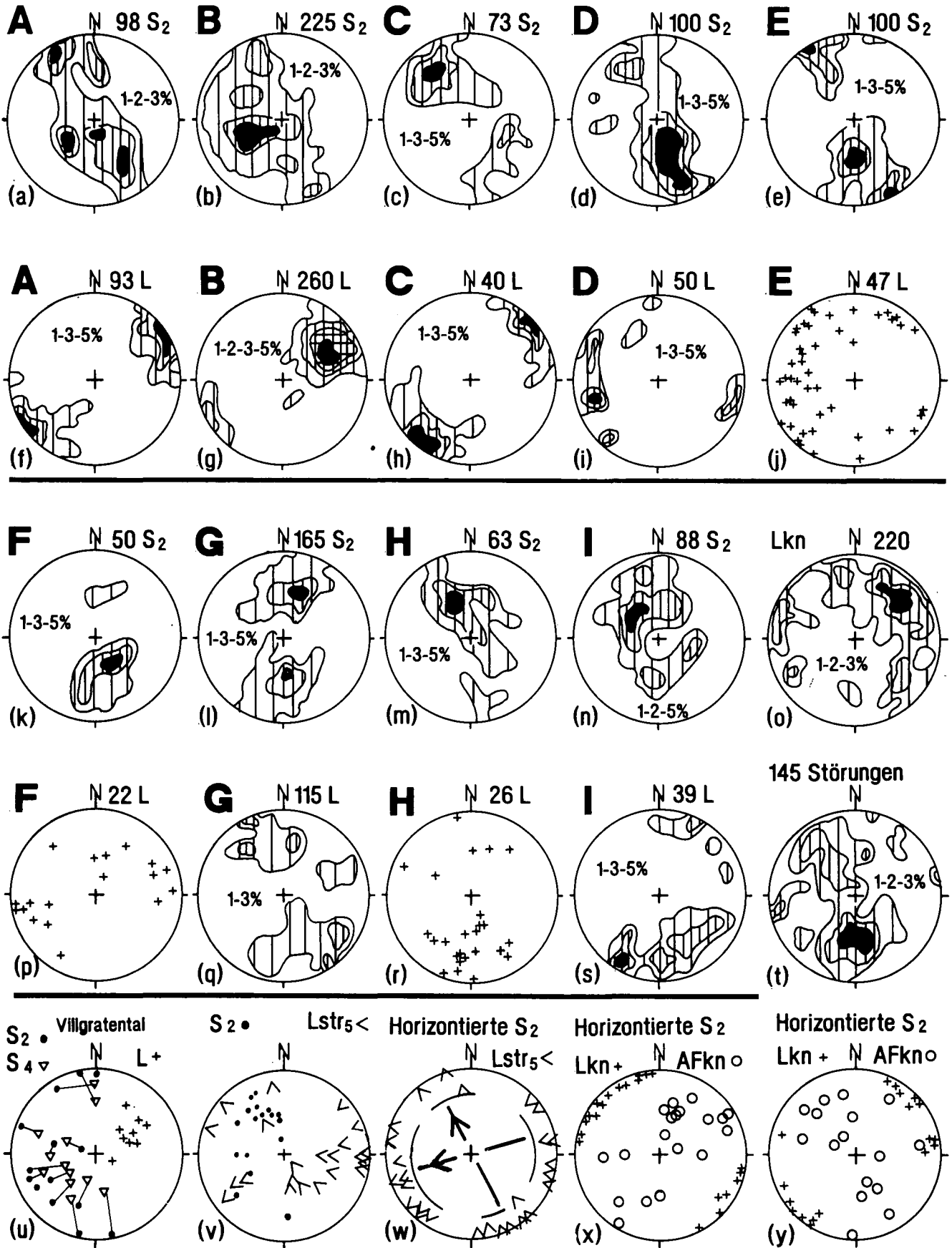


Abb. 5.  
 Tektonische Diagramme aus dem Thurntaler Komplex und seinem Rahmen.  
 Projektion in die untere Halbkugel. Die Großbuchstaben verweisen auf tektonische Homogenbereiche in Abb. 3 und 4.  
 L = Faltenachsen  $F_3$ , Lineare und Crenulationslineare  $Lcr_3$ ; Lkn = Knickfaltenachse;  $Lstr_5$  = Streckungslinear auf  $S_3$ -Flächen, die Spitze des Dreiecks zeigt in Transportrichtung des Hangenden; AFkn = Achsenfläche von Knickfalten.  
 Bei den Diagrammen w, x und y sind die  $S_2$ -Flächen in söhliche Lagerung rotiert (horizontaliert).

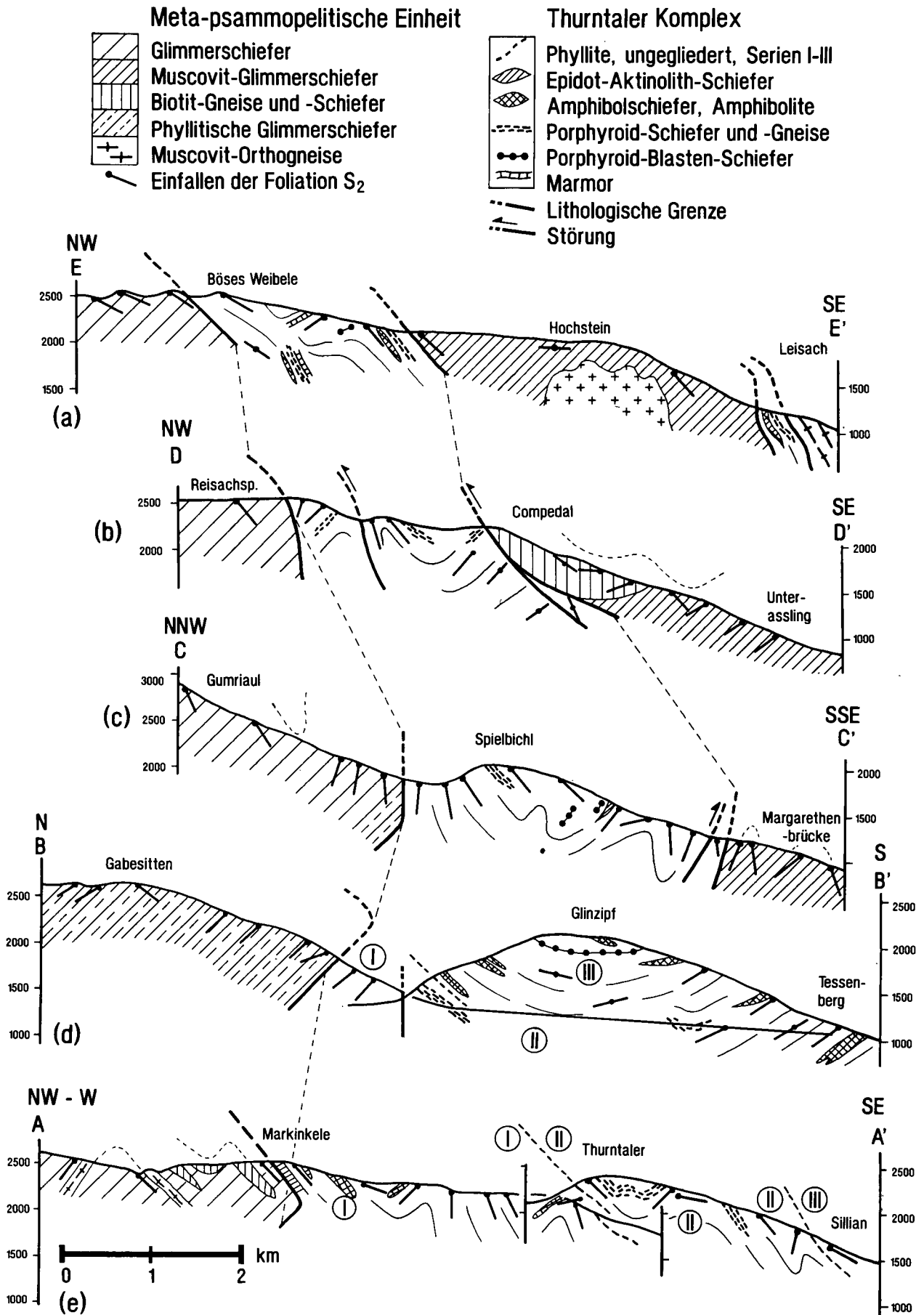


Abb. 6.  
Profile A-A' bis E-E'.  
Lage der Profile siehe Abb. 3.



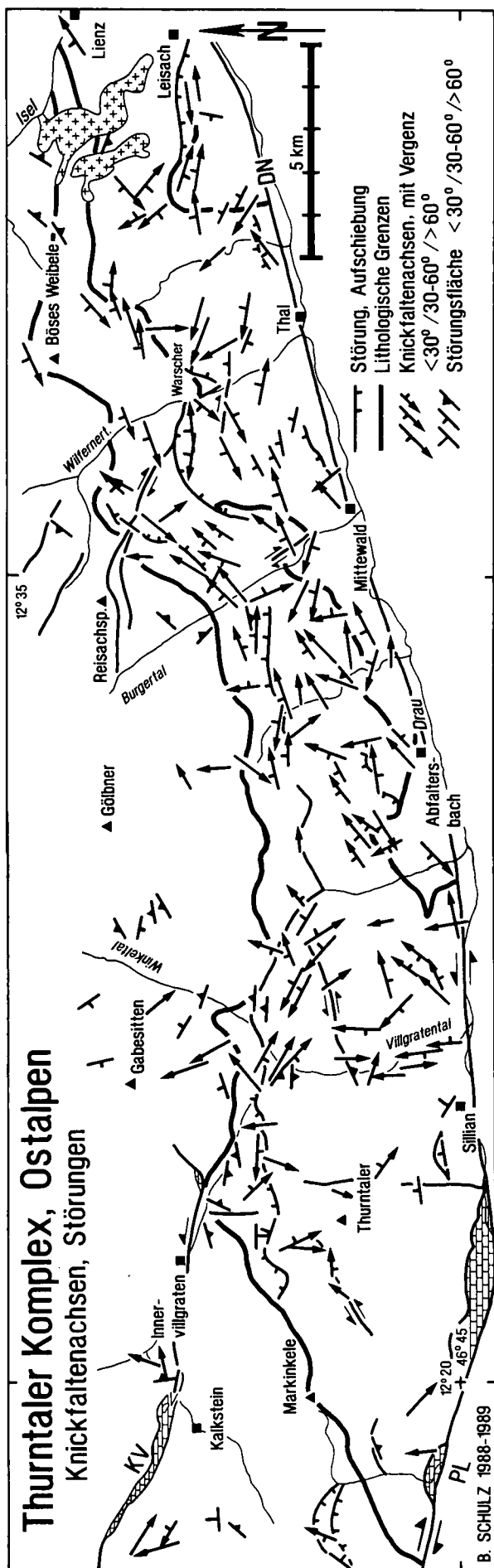


Abb. 7.  
Lage der Knickfaltenachsen und Störungsflächen.

überformt (Abb. 8a–c,h). Dabei pendelt die Achsenfläche  $F_3$  von flach bis steil fallend und zeigt keine einheitliche Vergenz an. In größeren  $F_3$ -Falten bilden sich untergeordnete kleinere monokline und rhombische  $F_3$ -Parasitär- oder -Schleppfalten (Abb. 8c). Es gibt auch konvolut verfaltete Gesteinspartien.

Eine Lineation  $L$  der Phyllite wird durch eine den  $F_3$ -Falten entsprechende Crenulationsverfältelung erzeugt und deshalb als Crenulationslineare ( $L_{cr}$ ) bezeichnet. In unverfalteten Porphyroid-Schiefern und -Gneisen ist  $L$  ein Streckungslineare aus gelängten Quarz-Feldspat-Aggregaten; in Amphiboliten bilden kleine straff längsgerichtete Amphibolnadeln ein lineares Gefügeelement.

$F_3$ -Faltenachsen, Crenulationslineare, Streckungslineare und Kornregelungslineare im Thurntaler Komplex verlaufen parallel zueinander, zeigen gleiche Richtungen und sind deshalb zusammengefaßt dargestellt (Abb. 4). Die entsprechenden Gefüge im benachbarten nördlichen Altkristallin verlaufen parallel zu den linearen Gefügeelementen im Thurntaler Komplex (Abb. 4). Ein WNW–ENE-gerichtetes Streichen der Lineare im Westen und Norden und damit im Hauptteil des Komplexes (Diagramme A, B, C, F in Abb. 5f–h,p) fällt mit dem Streichen der Großstrukturen (Kap. 3.1.) zusammen. Deshalb kann man auf eine zumindest teilweise gleichzeitige Formung von  $D_3$ -Mesostrukturen und den Großfalten während einer Deformationsphase  $D_3$  schließen. Im SE und E des Arbeitsgebiets jedoch fallen die Richtungen der Lineare  $L$  nur zum Teil mit der durch die  $S_2$ -Polpunktgürtel gegebenen Richtung der Großstrukturen zusammen. Bereits nördlich von Strassen (Diagramm D, Abb. 5i) ist eine deutliche Abweichung beider Richtungen zu bemerken. Nördlich von Margarethenbrücke (Diagramme E, Abb. 5e,j) streuen die Lineare in einem weiten Bereich und leiten zu NNW-streichenden Linearen in den Muscovit-Glimmerschiefern des Altkristallins über (Diagramme G, H, I, Abb. 5l,q,m,r,n,s). Im NE des Komplexes (Diagramme H, I, Abb. 5r,s) treten sowohl die NNW- wie auch die ENE-Richtung der Lineare auf. Es ergaben sich keine Hinweise auf eine Altersfolge dieser Richtungen und es treten alle Übergangsrichtungen auf, so daß eine gleichzeitige Entstehung beider Richtungen möglich erscheint.

In den Phylliten im W-Teil des Thurntaler Komplexes und besonders intensiv in phyllitischen Glimmerschiefern des Altkristallins im Bereich des Gabesitten erkennt man in Anschnitten parallel zur Lineation  $L$ , über mehrere cm penetrierende und mit 1–3 cm Abstand verlaufende NE-fallende Scherflächen  $S_4$ , die die Hauptfoliation mit einem Winkel von 20–30° schneiden (SCHULZ, 1988). Es handelt sich um eine ecc-Schieferrung (extensional crenulation cleavage nach PLATT & VISSERS [1980]), die einer Deformationsphase  $D_4$  zugeordnet wird. Zwischen den  $S_4$ -Flächen gelegene Domänen mit  $S_2$  sind an den Scherbahnen sigmoidal angeschleppt (Abb. 8f). Dies deutet auf eine Scherung entlang von  $S_4$  mit einer Scherrichtung parallel zur Lineation und damit auf eine Dehnung des Gesteins entlang dieser Richtung hin.

Ähnlich wie die  $S_4$ -Flächen, jedoch mit anderer Orientierung und mit anderen Quarzgefügen verbunden (s. Kap. 3.4.), schneiden  $S_5$ -Flächen spitzwinklig das präexistente  $S_2$ -Gefüge (Tafel 1c). Im Markinkele-Profil (Abb. 6e) fällt  $S_5$  in Schnitten senkrecht zur Lineation  $L$  flacher als die Foliation nach SE und zeigt einen NW- bis WSW-gerichteten Transport des Hangenden ent-

lang der Scherflächen an.  $S_5$ -Flächen die einen ähnlich gerichteten Bewegungssinn anzeigen, treten auch am SE-Rand des Thurntaler Komplexes auf. Hier ist auf den  $S_5$ -Flächen ein feines Linear zu bemerken, das die Bewegungsrichtung anzeigt. Im Gegensatz zum  $S_4$ -Gefüge, das mächtige Gesteinspartien erfährt, erschienen die  $S_5$ -Flächen, der Deformationsphase  $D_5$  zugeordnet, auf dünnere Horizonte beschränkt und zudem örtlich von feinkörnigen Myloniten begleitet.

Im Wegprofil am Warscher (Abb. 2, 12) ist eine Verstellung von  $S_2$ -Flächen zu beobachten, die zu einem NNW- und SSE-Fallen führte. Der Bewegungssinn des Hangenden nach NW entlang der  $S_5$ -Flächen bleibt jedoch bei einer Horizontierung der  $S_2$ -Flächenpole erhalten (Abb. 5v,w). Dies deutet auf eine spätere Verstellung der  $S_5$ -Flächen zusammen mit  $S_2$  hin. Einen weiteren Hinweis auf eine spätere Verstellung von  $S_2$  und  $S_4$  erhält man aus dem Villgratental, wo  $S_2$ - und  $S_4$ -Pole einen gemeinsamen Großkreis mit einem mittelsteil nach ENE tauchenden  $\pi$ -Pol bilden (Abb. 5u). Eine jüngere Wiederbelebung der Großfaltung um die älteren ENE-WSW-streichenden  $F_3$ -Achsen könnte dies erklären.

Vor allem in den Phylliten, weniger häufig im Altkristallin, gibt es zahlreiche offene bis enge Knickfalten (Abb. 81). Ihre Größe reicht von mm- bis vereinzelt in den m-Bereich; die Symmetrie ist meist monoklin mit betontem Langschenkel; es treten aber auch rhombische Falten auf. Konjugierte Knickfalten mit entgegengesetzt gerichteten Vergenzen der Kurzschenkel wurden nicht beobachtet. Es handelt sich bei den Knickfal-

ten um Einengungsstrukturen. Auffällig ist eine intensivierte Knickfaltung in Störungszonen. In der Strukturkarte (Abb. 7) und im Sammeldiagramm (Abb. 5o) erkennt man NE-SW-, WNW-ESE- und N-S-gerichtete Knickfalten-Achsen Lkn. Die NE-SW-Richtung mit NE-tauchenden Achsen überwiegt, die anderen Richtungen sind weniger häufig zu finden (Abb. 5o). Die Analyse der Hauptspannungsrichtungen aus der Knickfalten-Geometrie ist wegen der fehlenden konjugierten Systeme schwierig. Zudem gibt es Hinweise auf eine spätere Verstellung der Gefüge. Eine versuchsweise Horizontierung der Langschenkel-Flächenpole (entspricht den  $S_2$ -Polen) einiger NE-SW-streichender Knickfaltenachsen in Störungszonen (Abb. 5y) ergab einen NW-SE-verlaufenden Gürtel von Knickfalten-Achsenflächen. Daraus wird eine etwa NW-SE-gerichtete maximale Hauptspannung bei der Knickfaltung erkennbar (RAMSAY & HUBER, 1987). Entsprechend kann man für die anderen Knickfaltenachsen-Richtungen eine NE-SW- bzw. eine W-E-verlaufende Richtung der maximalen Hauptspannung erkennen. Wegen der fehlenden Information über die ursprüngliche Lage der  $S_2$ -Flächen vor der Verstellung der Knickfalten kann man ein mögliches Abtauchen der unterschiedlich gerichteten maximalen Hauptspannungen aus den Daten nicht ermitteln (Abb. 5x,y).

Eine offensichtliche Häufung der Knickfalten mit NE-SW-Achsen in WSW-ENE-streichenden Störungen (s. Kap. 3.1.) läßt vermuten, daß diese Falten zumindest teilweise jünger als die anders orientierten Knickfalten sind.

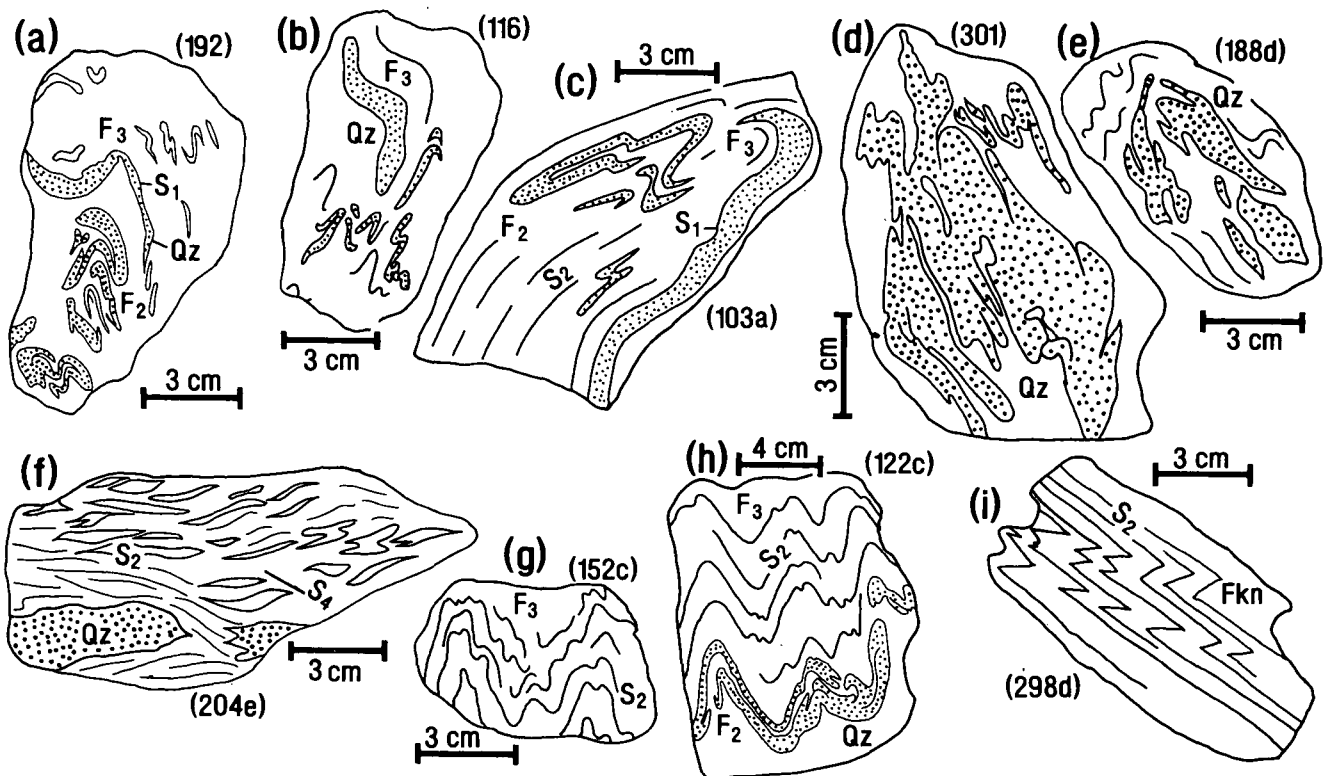


Abb. 8.

Faltenstrukturen in Phylliten aus dem Thurntaler Komplex.

Quarzlagen sind gepunktet dargestellt.

a-e, g und h zeigen Schnitte senkrecht zur Knickfaltenachse  $F_3$ ; i zeigt einen Schnitt senkrecht zur Knickfaltenachse. Alle Strukturen sind lagerichtig (links ist NNW, rechts SSE) gezeichnet. f zeigt einen Schnitt parallel zur Lineation (links ist WSW).

Bei allen Handstücken handelt es sich um Phyllite.

### 3.3. Mikrostrukturen

Mikrostrukturen der Phyllite, Porphyroid-Schiefer und Metabasite des Thurntaler Komplexes und der Glimmerschiefer des angrenzenden Altkristallins wurden in 400 Dünnschliffen aus 450 orientierten Proben untersucht. Einige Dünnschliffe liegen senkrecht, die Mehrzahl der Schnitte jedoch parallel zu den von Lineation L ( $\approx X$ ) und der Foliation  $S_2$  ( $\approx XY$ ) definierten orthogonalen Gefügeachsen  $X$ - $Y$ - $Z$ . In  $XZ$ -Schnitten der Phyllite ist der planare bis leicht gewellte Verlauf der Hauptfoliation  $S_2$  durch planar orientierte bis 0,5 mm lange Biotite, Muscovite, Chlorite (Bt2, MS2, Chl) und Ilmenite definiert (Abb. 9a-d). Mikrolithons zwischen den  $S_2$ -Bahnen enthalten häufig eine eng crenulierte ältere Foliation  $S_1$  aus Glimmern (Bt1, Ms1, Chl) zusammen mit

Quarz (Abb. 9e). Jüngere und z. T. größere Glimmer-Blasten (Bt3, Ms3) bis 1 mm Länge überwuchsen die planaren Gefüge.

Zwei Typen von Granat ließen sich in Granat-Phylliten unterscheiden. Erste Granate (Gr1) zeigen ein S-förmiges  $S_1$ - $S_2$ -Interngefüge aus Quarz, Epidot, Ilmenit, Graphit, das oft kontinuierlich in das externe  $S_2$ -Gefüge übergeht (Abb. 9a). Diese Interngefüge zeigen eine synkristalline Rotation der Granate um die  $Y$ -Achse an (SCHONEVELD, 1977; MASUDA & MOCHIZUKI, 1989). Eine zweite Generation von Granat überwuchs postkristallin das planare  $S_2$  und wurde danach manchmal wieder leicht um die  $Y$ -Achse rotiert (Abb. 9b). In einigen Granat-Phylliten gibt es bis 5 mm große Granate, die im Kern ein verstelltes  $S_1$ - $S_2$ -Gefüge aufwiesen und deren Rand das  $S_2$  überwuchs.

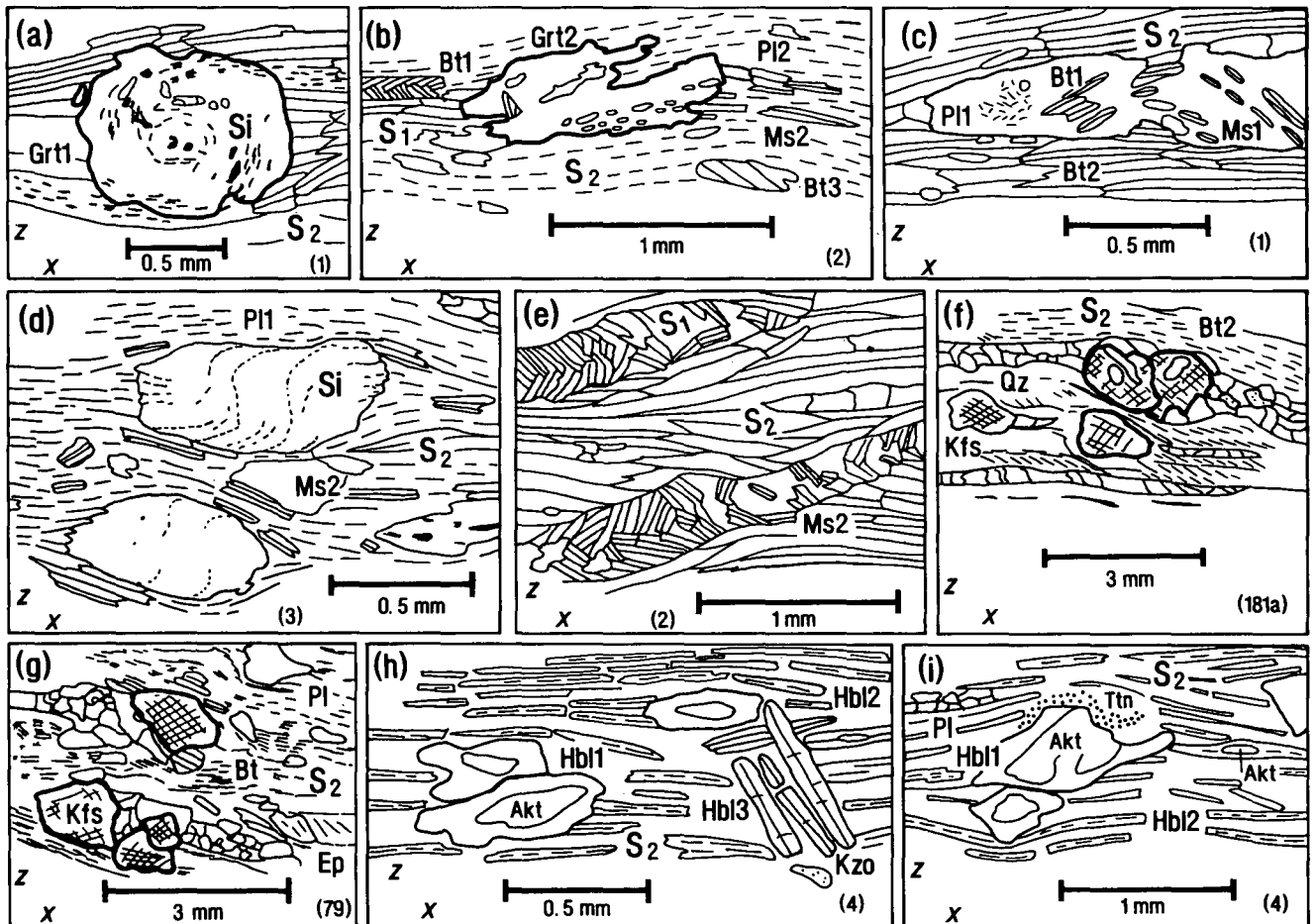


Abb. 9.

Mikrostrukturen aus dem Thurntaler Komplex.

Die Mikrostrukturen sind einheitlich in  $XZ$ -Schnitten parallel zur Lineation (links ist WSW dargestellt).

- Synkristallin um die  $Y$ -Achse rotierter erster Granat (Gr<sub>1</sub>) in einem Granat-Phyllit (Probe 1).  $S_1$ -Interngefüge geht ins  $S_2$ -Externgefüge über. Zonierungsprofil des Granats siehe Abb. 13b; die Rotation des Granates deutet auf WSW-gerichtete (nach links) Bewegung des Hangenden.
- Postkristallin um  $Y$  rotierter zweiter Granat (Probe 2), der die Foliation  $S_2$  überwuchs (Granatphyllit). Crenulierte  $S_1$ -Foliation links in einem Mikrolithon. Zweiter Plagioklas (Pl<sub>2</sub>) liegt in der von Biotit (Bt<sub>2</sub>) und Muscovit (Ms<sub>2</sub>) gebildeten Foliation  $S_2$ , Biotit 3 (Bt<sub>3</sub>) überwuchs  $S_2$ .
- Zonierter Plagioklas (Pl<sub>1</sub>) mit Einschlüssen von Biotit 1 und Muscovit 1 liegt in einem von  $S_2$  umgebenen Mikrolithon.
- Albitreicher Plagioklas mit sigmoidalem Interngefüge aus Graphit, das synkristalline Rotation des Blasten um die  $Y$ -Achse anzeigt. Granat-Chlorit-Muskovit-Phyllit.
- Mikrolithons mit in Crenulationsfalten gelegter, älterer Foliation  $S_1$ . Granat-Phyllit.
- Porphyroid-Schiefer mit asymmetrisch ausgelängten Kalifeldspat-Plagioklas-Quarz-Linsen und spitzwinkelig zur Hauptfoliation orientierten kleinen Glimmern zwischen den Foliationsbahnen. Die Geometrie des Gefüges zwingt nach WSW (links) gerichtete Bewegung des Hangenden an.
- Asymmetrisch linsige Kalifeldspat-Plagioklas-Quarz-Augen in einem Porphyroid-Blasten-Schiefer.
- Straff eingeregelter zweite Amphibole (Hbl<sub>2</sub>) umschließen große zonierte erste Amphibole (Hbl<sub>1</sub>) mit aktinolithischem Kern. Dritte Amphibole (Hbl<sub>3</sub>) überwuchs das Gefüge.
- Zonierter erster Amphibol und eingeregelter, zonierter, zweiter Amphibol (Hbl<sub>2</sub>) mit kleinem Aktinolith-Kern.

Plagioklase sind zoniert. Der albitreiche Kern enthält manchmal ein sigmoidal gebogenes  $S_1$ - $S_1$  aus feinem Graphit, das eine synkristalline Rotation des Blasts um die Y-Achse anzeigt (Abb. 9d). Einschlüsse von Biotit und Muscovit (Bt1, Ms1) im Kern sind zu finden (Abb. 9c). Die Ränder der Blaste sind aus Oligoklasen. Kleine in die Foliation  $S_2$  eingeregelt Oligoklase bilden eine zweite Generation (P12) von Plagioklasen (Abb. 9b). In den YZ-Schnitten senkrecht zur Lineation und Crenulation ist eine leichte offene Verfallung der Hauptfoliation  $S_2$  zu erkennen. Das ältere stark crenulierte  $S_1$  in den Mikrolithons ist mitverfaltet. In intensiver verfallenen Partien der Phyllite mit mesoskopischen engen  $F_3$ -Falten ist  $S_2$  in enge Crenulationsfalten gelegt, in denen die Glimmer geknickt und gebogen sind.

Die Hauptfoliation  $S_2$  in XZ-Schnitten von Porphyroid-Schiefern und -Gneisen ist meist als offenes Glimmergefüge aus planarem Biotit und Muscovit zu erkennen.  $S_2$  umfließt linsig-sigmoidale Aggregate aus großem, meist perthitischem Kalifeldspat, kleineren Plagioklasen und Quarz (Abb. 9g,h). Kleine Glimmer in der vollständig rekristallisierten feinkörnigen granoblastischen Matrix aus Quarz und Albit (Kd 0,05 mm) zwischen  $S_2$  bilden eine offene ältere  $S_1$ -Foliation, die spitzwinklig von  $S_2$  geschnitten wird (Abb. 9g,h, Tafel 1a).

Eine auffällige Minerallineation auf den S-Flächen der meist feinkörnigen Amphibolite wird durch scharf mit ihrer Längsachse eingeregelt kleine grüne Amphibol-Nadeln erzeugt. In XZ-Schnitten parallel zur Lineation umgeben die bis 1 mm langen Nadeln (Hbl2) Mikrolithons mit zonierten prismatischen Amphibolen (Hbl1), Epidot, Albit, Plagioklasen und Quarz.

Jüngere bis 5 mm große Amphibol-Porphyroblasten (Hbl3) überwachsen regellos die eingeregelt Amphibolite (Abb. 9i,k). Die zonierten ersten Amphibole (Hbl1) mit einem farblosen Kern aus Aktinolith und einem Rand aus grüner Hornblende waren nur in einigen Amphibolit-Proben zu finden.

Die synkristalline Rotation der Granate und Plagioklase in den Phylliten wurde durch eine Scherdeformation mit einer Scherrichtung parallel zur WSW-ENE-verlaufenden Lineation verursacht. Kontinuierlich ins externe  $S_2$  übergehende  $S_1$ - $S_1$  Interngefüge in den Porphyroblasten deuten an, daß es sich bei der Deformation um einen fortschreitenden Prozeß handelte, der schließlich zur Ausbildung der Hauptfoliation führte. Außerhalb der Blaste führte die Scherung nach anfänglicher Crenulation des  $S_1$  durch Abschneiden der Faltenflanken zur Foliation  $S_2$ . In den Porphyroid-Schiefern zeigen die linsigen asymmetrisch zur Foliation  $S_2$  orientierten Feldspat-Quarz-Aggregate und die Überschneidungsverhältnisse der offenen Glimmer-Teilgefüge ebenfalls eine Beteiligung non-koaxialer Deformation bei der Bildung von  $S_2$  an. Das lineare L>S-Gefüge aus eingeregelt Amphibolen in den Metabasiten entspricht dem L/ $S_2$ -Gefüge in Phylliten und Porphyroid-Schiefern und entstand ebenfalls durch Scherung. Die aus den Mikrostrukturen abzuleitende frühe Scherdeformation läßt sich mit den  $D_1$ - (Quarzlagen) und  $D_2$ -Strukturen (isoklinale  $F_2$ -Falten, Achsenflächen-Schieferung  $S_2$ ) korrelieren. Der zur Bildung der Schieferung  $S_2$  führende Deformationsprozeß ist aus den kontinuierlich aufeinandergefolgten Verformungsabschnitten  $D_1$  und  $D_2$  zusammengesetzt und wird im folgenden deshalb als  $D_1$ - $D_2$  bezeichnet. Es muß betont werden, daß diese Scherdeformation  $D_1$ - $D_2$  die Hauptdeformation des Thurntaler Komplexes darstellt, da sie

zu einer bis in den Mikrobereich hinein penetrierenden Foliation in allen Gesteinen führte. Bei nachgefolgten Verfallungen der Hauptfoliation  $S_2$  bei  $D_3$  oder der Knickfaltung entstanden keine neuen mit Glimmer belegten Flächen. Selbst die  $S_4$ - und  $S_5$ -Flächen (s. Kap. 3.2.) treten nur lokal oder auf einzelnen Zonen begrenzt auf und erfassen nicht den gesamten Komplex.

### 3.4. Quarzgefüge

In den Phylliten des Thurntaler Komplexes sind häufig bis cm-dicke und sich foliationsparallel mehrere cm linsig erstreckende  $S_1$ -Quarzlagen eingeschaltet. Die Quarzkörner in den monomineralischen Lagen erreichen meist 0,2–1,0 mm Durchmesser und sind damit deutlich größer als die oft nur 0,1 mm messenden Körner der benachbarten foliierten Glimmer-Quarz-Matrix. Unter dem Mikroskop verläuft der Materialwechsel zwischen Quarzlagen und folierter Matrix zumeist foliationsparallel; manchmal ist ein spitzwinkliger Verschnitt zu beobachten. Die Korngrenzen der isometrisch geformten Quarze in den  $S_1$ -Lagen verlaufen gerade bis leicht kurvend und bilden Tripelpunktgefüge. Damit zeigen sie Kennzeichen einer statischen Kornvergrößerung („static grain growth“, „Sammelkristallisation“ nach VOLL [1968]). Eine spätere und allgegenwärtige leichte Kaltdeformation führte bereichsweise zu Undulation und Deformationsbändern in den Körnern. Die Quarz-c-Achsen in diesen, hier als Quarzgefüge-Typ A bezeichneten Quarzlagen in den Phylliten und benachbarten Glimmerschiefern, bilden bei Projektion in die untere Halbkugel gürtelförmige Regelungsgefüge (SANDER, 1950; HOFMANN, 1975; LISTER, 1977). Folgende Regelungen treten auf:

- Einfachgürtel (Abb. 10h; 11g)
- Kleinkreisregelungen um X (Abb. 10i,k; 11f,k)
- Kleinkreisregelungen um Z (Abb. 10t; 11h)
- Kreuzgürtel (Abb. 11d,j)
- Kreuzgürtel mit asymmetrisch verteilten Maxima (Abb. 10e,f,g,p,q,u-x; 11a,e,l)
- Schiefgürtelregelungen (Abb. 10j,m,o; 11b,c,i)

Weniger häufig tritt in den Quarzlagen ein hier als Gefügetyp B bezeichnetes Quarzgefüge mit kleinen (Kd <0,1 mm), aber ebenso isometrischen Körnern mit geraden bis leicht kurvigen Korngrenzen in Tripelpunktgefügen auf. Wahrscheinlich ist in diesem Gefügetyp wegen der kleineren Körner ein späterer Deformationsabschnitt dokumentiert als in den grobkörnigen Quarzlagen, da die Wärmezufuhr bei der statischen Temperung nach der Deformation nicht mehr ausreichte, um große Körner zu erzeugen. Mit Gefügetyp B sind die folgenden Regelungsarten der Quarz-c-Achsen verbunden:

- Kleinkreisregelungen um X (Abb. 10c,l)
- Kreuzgürtel mit asymmetrisch verteilten Maxima (Abb. 10b,n,p)
- Schiefgürtelregelungen (Abb. 10a,d)

Der Quarzgefüge-Typ B tritt im NW des Thurntaler Komplexes (Markinkele-Gebiet) und in den angrenzenden phyllitischen Glimmerschiefern (Gabesitten) auf.

Der Regelungsgrad der Quarz-c-Achsen in den Proben ist relativ gut und bezeugt, daß die statische Kornvergrößerung hier die durch vorangegangene Deformation erzeugten Regelungen nicht durch Korngrenzwanderung zerstörte (VOLL, 1968; CULSHAW & FYSON, 1984). Alle Regelungsbilder sind an den jeweiligen mesosko-

pischen Gefügeachsen X (L, Lcr3), XY ( $S_2$ ) und Z der Handstücke orientiert und erweisen damit ihre Entstehung im Verlauf der Deformationsphasen  $D_1$ - $D_2$ ,  $D_3$  und  $D_4$ . Ein Bezug der Quarz-c-Regelungen zu  $S_5$ -Strukturen ( $D_5$ ) ist nicht vorhanden.

Nach LISTER & HOBBS (1980) geben Quarz-c-Regelungen in plastisch deformierten Quarziten Auskunft über Deformationsgeschichte, Gesamtverformung, Lage der Hauptstreckungsachse und Lagen der Hauptachsen des Verformungsellipsoids. Die Anwendung der Ergebnisse von LISTER & HOBBS (1980) aus homogenen Quarziten auf isolierte Quarzlagen in einer foliierten Matrix, wie sie in den Thurntaler Phylliten vorliegen, erscheint zunächst problematisch. Abgesehen von einer möglichen Veränderung der Regelung durch bevorzugtes Wachsen von bestimmten Korngrenzen bei der statischen Kornvergrößerung sind vor allem Effekte der Deformationsaufteilung (deformation partitioning) in Quarzlagen und foliierten Matrix zu erwarten. Non-koaxiale Gesamtdeformation könnte so in den Quarzlagen

zu koaxialer Verformung, koaxialer Gesamtdeformation zu non-koaxialer Verformung der Lagen führen. Da jedoch in den Quarzlagen der Gefügetyp A und B die gleichen Regelungsbilder auftreten wie in den Modellquarziten von LISTER & HOBBS (1980) und zudem die meisten Quarzlagen nur wenige mm dick sind, kann man annehmen, daß die Regelungen zumindest einen Teil der Gesamtverformungsgeschichte widerspiegeln. Zur X- und Z-Achse symmetrische Regelungsbilder gehen auf koaxiale Deformation zurück; monokline oder asymmetrische Regelungen entstehen bei non-koaxialer Verformung (LISTER, 1977; BOUCHEZ & PECHER, 1981).

Demnach wäre Plättung in Z (Kleinkreisregelungen um Z) völlig untergeordnet gegenüber der Ausdehnung (constriction) in X (Kleinkreisregelungen um X). Am häufigsten finden sich asymmetrische Kreuzgürtel und Schiefgürtelregelungen, die auf non-koaxiale Deformation mit einer Scherrichtung parallel zur WSW-ENE-streichenden Lineation hinweisen (Abb. 10, 11).

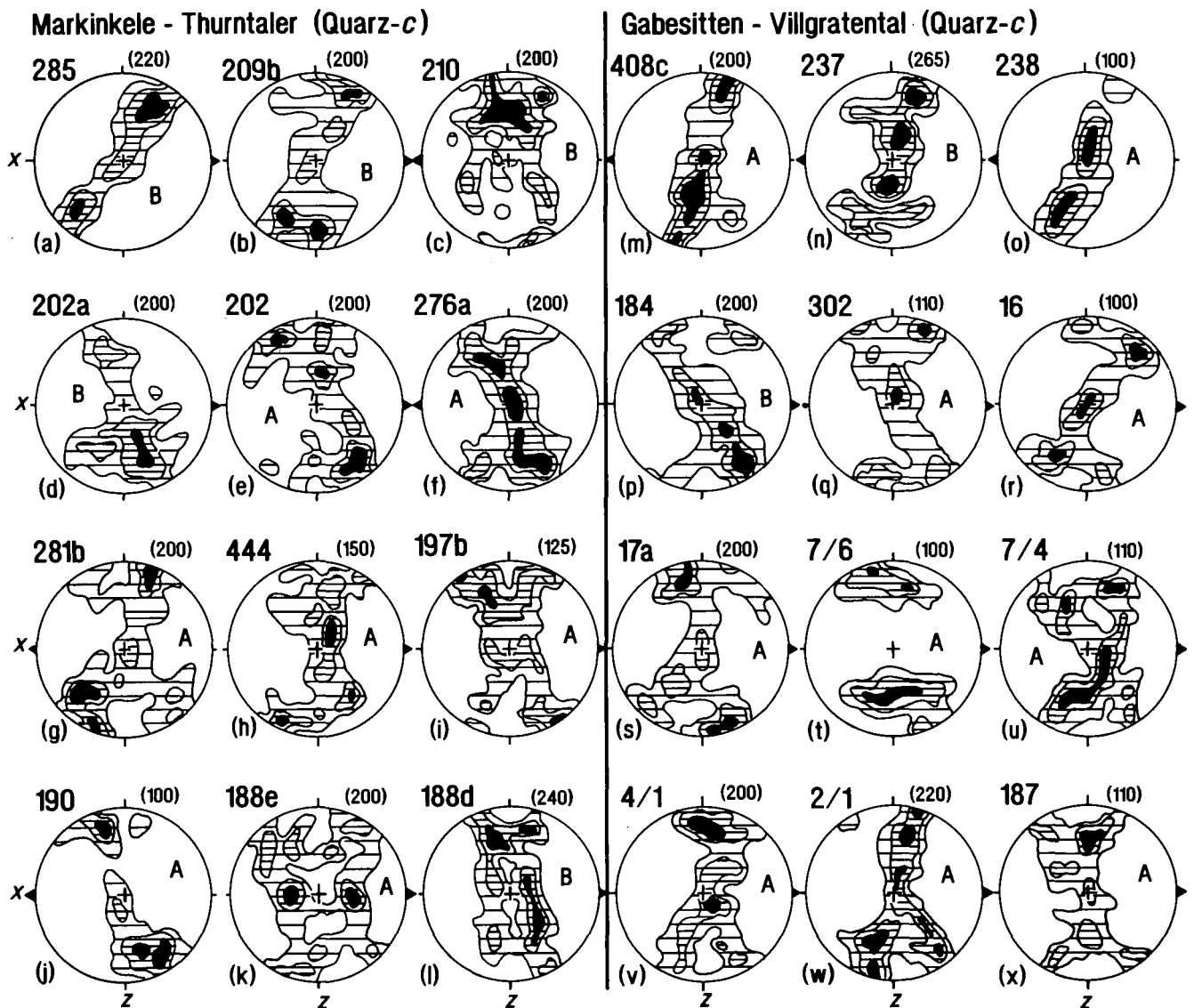


Abb. 10.

Quarz-c-Regelungsgefüge.

Die Quarz-c-Achsen wurden in die untere Halbkugel projiziert und in 1 - 3 - 5 % Isolinen gleicher Besetzungsdichte dargestellt. Große Nummern verweisen auf die Probenlokationen in Abb. 12. Kleine Nummern in Klammern geben die Anzahl der eingemessenen Quarz-c-Achsen an. A, B verweisen auf den Quarzgefügetyp (siehe Kap. 3.4.). Die Orientierung der Diagramme ist einheitlich W-E (links ist W). Dreiecke an den Rändern der Diagramme zeigen in die Abtauchrichtung des Linears. Die W-E-Linie in den Diagrammen ist die Foliationsebene  $S_2$  in der Projektion.

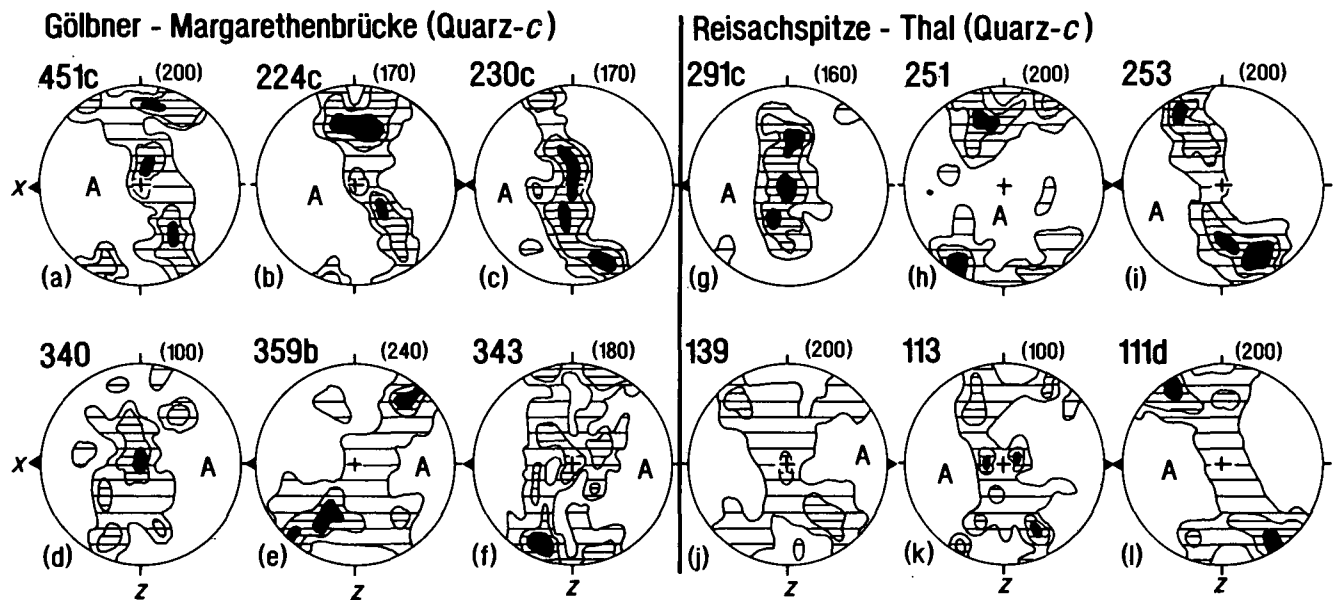


Abb. 11.  
Quarz-c-Regelungsgefüge.  
Siehe Erläuterungen zur Abb. 10.

Ein weiterer Quarzgefüge-Typ C tritt in Phylliten mit mesoskopischer  $S_5$ -Scherbandfoliation auf. Die Quarzkörner sind plastisch stark parallel zur Streckungslineation gelängt (Tafel 1c, d). An den Korngrenzen und an Subkorngrenzen der großen Altkörner kam es zu dynamischer Rekristallisation. Es liegt nun ein Mörtelgefüge aus den bis 2 mm langen Altkörnern und den bis 0,03 mm großen Rekristallisations-Körnern vor (Tafel 1b-d). Diese Rekristallitate erwiesen sich als zu klein für Regelungsmessungen der Quarz-c-Achsen. Außerhalb der Quarzlagen gibt es homogen feinkörnige feingebänderte Serizit-Quarz-Lagen mit einigen etwas größeren Feldspat-Klasten. Die Lagen schneiden spitzwinklig das sigmoidal gebogene  $S_2$  und sind mesoskopisch als  $S_5$ -Flächen anzusprechen (Taf. 1c). Der Anteil feinkörniger  $S_5$ -Lagen am Gesamtgestein überschreitet jedoch 50 % nicht, so daß hier von Proto- bis Blastomyloniten im Sinne der Gliederung von WHITE (1982) gesprochen werden kann.

Die Gefüge in Quarzlagen von  $F_3$ -Falten und Knickfalten wurden in Schnitten senkrecht zur Faltenachse untersucht. In offenen  $F_3$ -Falten fand sich ein unbeeinflusstes Quarzgefüge. Plastisch parallel zur Achsenfläche geplättete Quarzkörner mit suturierten Korngrenzen sind in engen  $F_3$ -Falten und in Knickfalten auffällig (Tafel 1e). Diese Deformation ist auf die Faltenumbiegungen beschränkt. Randliche Rekristallisation der Körner tritt nicht auf. Wahrscheinlich entstand dieses Quarzgefüge (Gefügetyp D) in den  $F_3$ -Falten bei einer späteren Überprägung und weiteren Einengung der Strukturen bei den Knickfaltungen.

Für eine absolute zeitliche Einordnung der Quarzgefüge im Thurntaler Komplex und seinen Rahmengesteinen wurden die Gefüge in einem eingeschuppten permotriassischen Sandstein 2 km westlich von Sillian (Abb. 2) untersucht. Ein weiteres Vorkommen mit ähnlichem Sandstein fand sich beim Kalksteiner Jöchel im Bereich des Kalksteiner Permotrias-Zuges. Die grobkörnigen Sandsteine enthalten eine lagige Matrix aus feinschuppigem Serizit mit isolierten Glimmer-, Feldspat- und Quarzklasten von 0,02–3 mm Durchmesser.

Größere Klasten bestehen auch aus schlecht gerundeten Gesteinsbruchstücken. In den Gesteinsbruchstücken treten Quarzgefüge mit geraden Korngrenzen und Tripelpunkten auf. Daneben gibt es auch Klasten von vollständig feinstkörnig rekristallisierten Quarzen oder von Körnern mit intensiver Subkornbildung bei randlicher Rekristallisation. Wahrscheinlich waren diese Gefüge schon vor der Sedimentation in den Klasten enthalten und können so keinen Hinweis auf die Deformation der Sandsteine geben. Ein Anhaltspunkt über das Verhalten des Quarzes bei der Deformation ergibt sich aus Kontakten verschiedener Klasten. Von den Berührungstellen ausgehend können starkes undulöses Auslösen, Deformationslamellen, Subkornbildung und Kornrisse mit feinsten Rekristalliten ( $K_d < 0,005$  mm) auftreten (Tafel 1f). Dynamische Rekristallisation mit Korngrößen über 0,01 mm wie in  $S_5$ -Strukturen (Quarzgefügetyp C) tritt nicht auf.

Die begleitende Temperatur spielt eine entscheidende Rolle bei der Ausbildung von Quarzgefügen und -Regelungen. Nach VOLL (1968, 1976) tritt dynamische Rekristallisation von Quarz bei Temperaturen über 300°C auf. Damit wären die Quarzgefüge-Typen A und B mit deutlicher statischer Kornvergrößerung nach der Deformation bei Temperaturen von weit über 300°C entstanden. Wahrscheinlich sind die Regelungen des Gefügetyps A wegen der größeren Quarzkörner bei höheren Temperaturen entstanden und daher älter als die Regelungen des Gefügetyps B, bei dem die Temperatur nicht mehr ausreichte, nach der Deformation große Körner zu bilden. Die Temperatur bei der Deformation  $D_5$  mit Bildung der  $S_5$ -Flächen lag wegen der randlichen Rekristallisation von Quarz im Gefügetyp C noch deutlich über 300°C, aber unter den Temperaturen, die bei Typ B noch herrschten.

Das Quarzgefüge in den permotriassischen Sandsteinen erlaubt Rückschlüsse auf eine Deformation bei Temperaturen von um 300°C. Damit erfuhren diese Sandsteine eine beginnende grünschieferfaziale Metamorphose alpidischen Alters. Röntgenographische Analysen der Illit-Kristallinität in den triassischen Kar-

bonaten (NIEDERMAYR et al., 1984) und von 2M1-Serizit in den Sandsteinen (GUHL & TROLL, 1987) bestätigten diese Temperaturabschätzung. Auch die im Deformationsregime „low-temperature-plasticity“ geplätteten Quarze in Umbiegungsstellen von  $F_3$ - und Knickfalten dürften im Grenzbereich Warm-/Kalt-Deformation bei Temperaturen um 300°C und etwas darunter entstanden sein.

In einigen der WSW–ENE-streichenden Aufschiebungen (s. Kap. 3.1.) treten Kataklasite, also feste Störungsgesteine im Sinne von HIGGINS (1971), WHITE (1982) und HEITZMANN (1985) auf. Meist handelt es sich um inhomogene Kataklasite (SCHULZ, 1989), bei denen sich verzweigende bis 5 mm breite feinkörnige Kataklasit-Bänder aus feinschuppigem Serizit und eckigen Quarzklasten (Kd 0,1–0,4 mm) das leicht kataklastisch deformierte und serizitisierte ursprüngliche lagige S-Gefüge mit dem alten Kornverband durchschlagen. Begleitende Gesteinsrisse sind mit Calcit und feinkristallinem Quarz gefüllt. Örtlich durchziehen bis 5 mm breite scharf begrenzte bräunliche und grünliche Pseudotachylit-Bänder mit weniger als 10 % Quarzklasten-Anteil (Kd 0,05–0,1 mm) gangartig das Nebengestein. Aus den Quarzgefügen in den Kataklasiten – Quarz ist stark undulös, zeigt Deformationslamellen und rekristallisiert nicht – kann man eine Bildungstemperatur unter 300°C (VOLL, 1976) für diese Gesteine ableiten. Das Vorkommen der Kataklasite am Rand von bis zu 30 cm breiten Zonen aus nichtbindigen Störungsgesteinen (Störungsbrekzien und -letten) erweist eine Fortsetzung der Bewegung in den Störungsbereichen unter immer kälter werdenden Bedingungen nach Bildung der Kataklasite.

### 3.5. Scherrichtungen und Schersinne

Anhand der Rotationssinne von syn- und postkristallin rotierten ersten und zweiten Granaten (s. Kap. 3.3.) in den Phylliten lassen sich Scherrichtungen und Schersinne ermitteln (POWELL & TREAGUS, 1970). In gleicher Weise erlauben so die sigmoidal gebogenen Interngefüge der Plagioklasse eine solche Bestimmung. Die so festgestellten Scherrichtungen verlaufen parallel zur Lineation (L und  $L_{cr3}$ ), also zur X-Richtung des Bezugssystems, wie die Rotation der Blasten um die Y-Achse des Bezugssystems zeigt (Abb. 9a,b,d). Weiterhin ergibt sich aus dem Rotationssinn der im Verlauf der Scherdeformation  $D_1$ - $D_2$  rotierten Blasten ein Hinweis auf die tektonische Transportrichtung des Hangenden während dieser Deformationsphase. Meist ist so ein WSW-gerichteter Transport des Hangenden zu erkennen (Abb. 12). Allerdings wurden in etlichen Proben entgegengesetzt gerichtete Rotation oder beide Drehrichtungen festgestellt. Diese meist einheitliche Rotation der Granat- und Plagioklas-Blasten bestätigt eine durchgreifende Verformung des gesamten lithologischen Stapels durch vorherrschende einfache Scherung mit WSW-gerichtetem Schersinn des Hangenden während  $D_1$ - $D_2$ . Eine untergeordnet auftretende entgegengesetzt gerichtete Rotation von Blasten erklärt sich durch eine begleitende Komponente coaxialer Verformung (PASSCHIER, 1988).

Weitere Hinweise auf den Bewegungssinn ergaben sich aus den Verschnittungsverhältnissen von Glimmerbahnen in parallel zur Lineation geschnittenen Porphyroid-Schiefern (Tafel 1a).

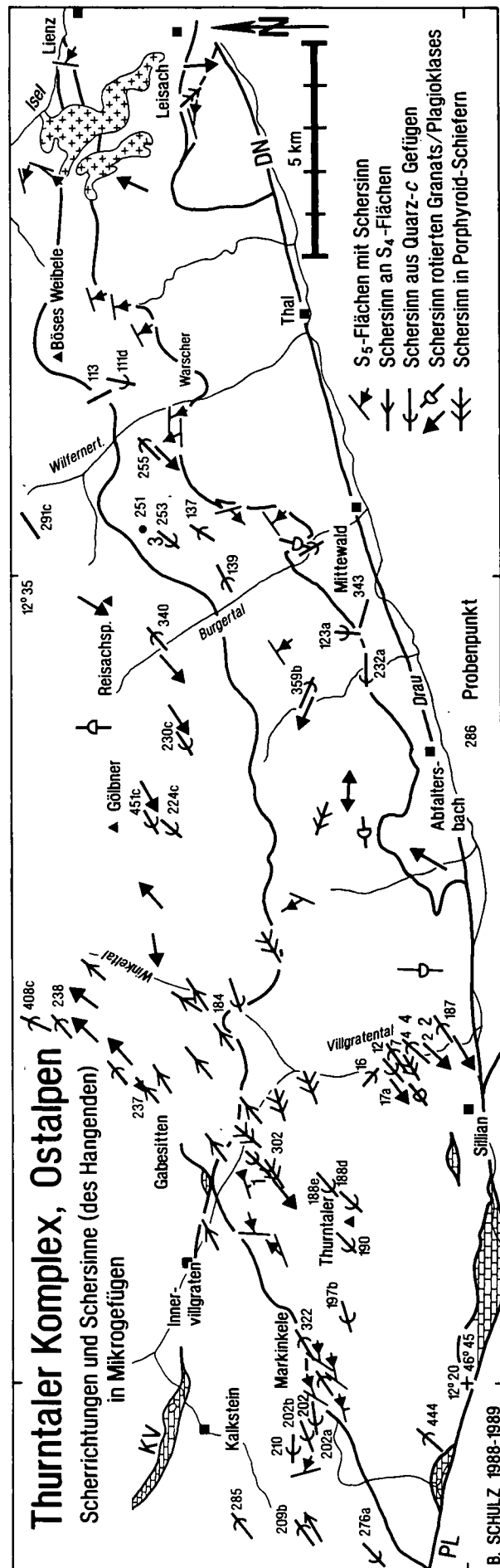


Abb. 12. Scherrichtungen und Schersinne des Hangenden in Mikrogefügen.

B. SCHULZ 1988-1989

Alle Proben lassen so einen WSW-gerichteten Transport des Hangenden erkennen (Abb. 12). Auch an einer Neigung von Quarz-c-Regelungsgürteln gegen die Foliationsebene kann ein Schersinn ermittelt werden (LISTER & HOBBS, 1980; BEHRMANN & PLATT, 1982; PASCHIER, 1983). Meist findet sich so ein nach WSW gerichteter Bewegungssinn des Hangenden (Abb. 10, 11, 12). Damit dürften die Quarzgefüge vom Typ A zumindest teilweise noch bei D<sub>1</sub>-D<sub>2</sub> entstanden sein. Es gibt aber auch etliche Proben, meist mit Quarzgefüge-Typ B, die einen entgegengesetzten Transport des Hangenden nach NE erkennen lassen. Diese Regelungen treten vor allem im Bereich des Villgratentales und in phyllitischen Glimmerschiefern des Gabsesitten auf, wo eine S<sub>4</sub>-Scherbandfoliation mit generell nach NE gerichtetem Bewegungssinn des Hangenden zu finden ist. Es ist daher ein Zusammenhang zwischen diesen Quarzgefügen vom Typ B und der Deformation D<sub>4</sub> vorhanden, und die entsprechenden Quarz-c-Regelungsgürtel zeigen den Schersinn bei D<sub>4</sub> an.

Wegen der zu kleinen Rekristallisations-Körner im Bereich von S<sub>5</sub>-Scherbahnen konnten dort keine Quarz-C-Regelungen ermittelt werden. An großen Altkörnern gemessene Schiefgürtelreglungen zeigen teilweise einen dem durch die S<sub>5</sub>-Scherbänder angezeigten entgegengesetzt gerichteten Schersinn. Die sigmoidale Verformung des älteren S<sub>2</sub>-Gefüges an den spitzwinklig einschneidenden S<sub>5</sub>-Bahnen zeigt bei einer Horizontierung der S<sub>2</sub>-Flächenpole im Sammeldiagramm einen einheit-

lich NW- bzw. WSW-gerichteten Transport des Hangenden bei D<sub>5</sub> an (Abb. 5v,w, 12).

#### 4. Mineralchemie und Metamorphoseverlauf

Anhand der röntgenographischen Analyse von b<sub>0</sub>-Werten im Muscovit der Thurntaler Phyllite schätzten SASSI & ZANFERRARI (1972) auf Bedingungen von 500°C/3,5 kbar während einer variskischen Metamorphose der Gesteine. Nach HEINISCH & SCHMIDT (1984) charakterisieren die Minerale Muscovit + Biotit + Chlorit + Plagioklas + Almandin + Quarz in den Metapeliten und Hornblende + Epidot + Albit + Biotit + Quarz in den Metabasiten eine obere grünschieferfazielle bzw. eine dem Grenzbereich zwischen low-grade und medium-grade zuzuordnende Hauptmetamorphose des Thurntaler Komplexes. Spätere retrograde Überprägungen unter Bedingungen der unteren Grünschieferfazies folgten (HEINISCH & SCHMIDT, 1984).

Die Analyse der Mineralchemie (Tab. 1,2) in Granat-Phylliten und Amphiboliten des Komplexes erlaubte eine genauere Beschreibung des prograden Metamorphoseverlaufs. Synkristallin rotierte Almandine (Granat 1) in einem Phyllit (Probe 1) sind deutlich diskontinuierlich zoniert mit Almandin (Alm) 53 / Spessartin (Sps) 35 / Grossular (Grs) 3,3 / Pyrop (Prp) 3 (%) im Kern

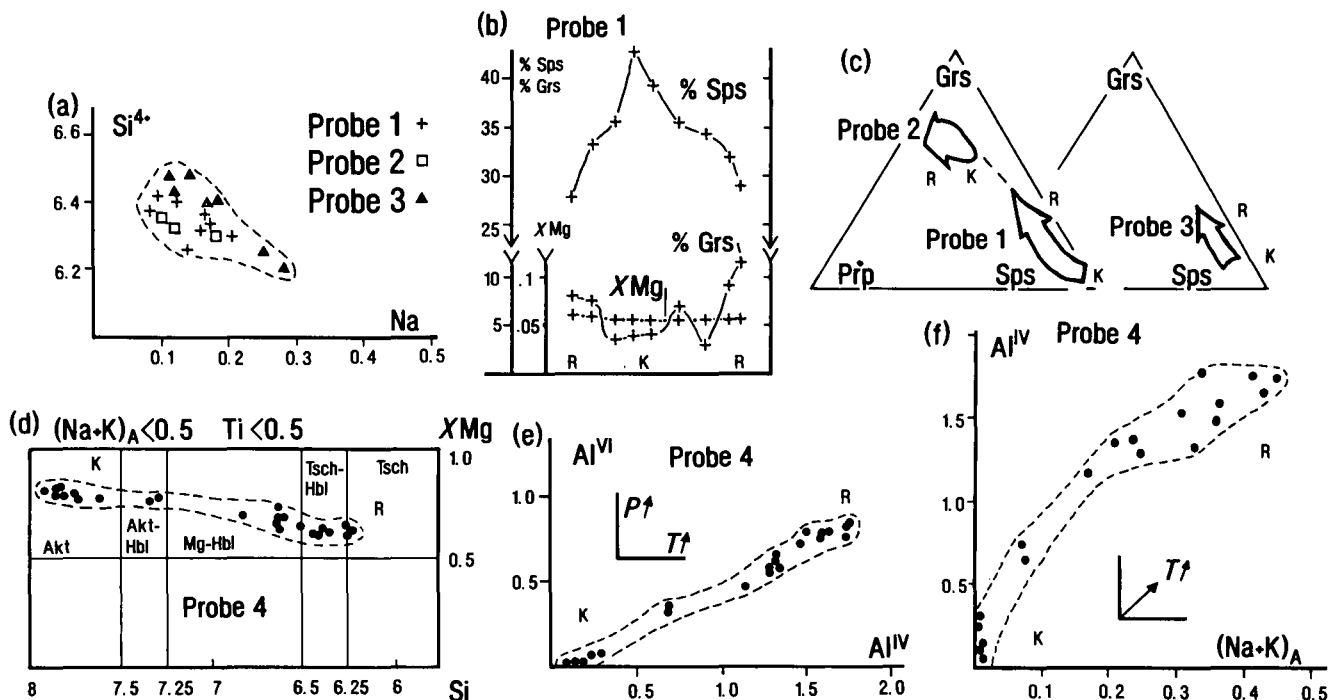


Abb. 13.

Mineralchemie in Granat-Phylliten und Amphiboliten.

Analysen siehe Tab. 1 und 2.

a) Muscovit der Phyllit-Proben 1-3 in Si<sup>4+</sup> vs. Na-Koordinaten.

b) Zonierungsprofil des Granat 1 in Probe 1 (siehe Abb. 9a) in Prozent Grossular (Grs), Prozent Spessartin (Sps) und X<sub>Mg</sub> = Mg/(Mg+Fe).

K = Kern; R = Rand.

c) Chemische Entwicklung der Granate in den Phyllit-Proben 1, 2, 3 in Spessartin-Grossular-Pyrop-Koordinaten (Sps-Grs-Prp).

d) Nomenklatur für die Amphibole (LEAKE, 1978) aus Probe 4.

X<sub>Mg</sub> = Mg/(Mg+Fe<sup>2+</sup>).

e) Amphibol-Analysen von Probe 4 im Al<sup>VI</sup> vs. Al<sup>IV</sup>-Diagramm.

f) Amphibol-Analysen von Probe 4 in Al<sup>IV</sup> vs. (Na+K)<sub>A</sub>-diagramm.

K = Kerne; R = Ränder.



und Alm 59 / Sps 25 / Grs 11 / Prp 3,8 (%) im Rand (Abb. 13b). Ein gleicher Zonierungstrend der Granate wurde in einem 15 km entfernten Granat-Chlorit-Muscovit-Phyllit (Probe 3) gefunden. Granate der zweiten Generation in der Phyllit-Probe 2 weisen nur schwache Zonierung auf und enthalten im Rand Alm 78 / Sps 3 / Grs 13 / Prp 5,6 (%) (Abb. 13c). Mit den Almandinen koexistierende Biotite in den Proben 1 und 2 (Lokalitäten s. Abb. 12) enthalten Mg = 0.35–0.37 und Ti = 0.19. Plagioklase in den Proben (1–3) sind stark zoniert mit Anorthit-Gehalten (An) von 3 % im Kern und bis 27 % im Rand. Homogene kleine zweite Plagioklase in der

Foliation S<sub>2</sub> führen bis 29 % Anorthit. Mit dieser deutlichen Zonierung der Na-Gehalte in den Plagioklasen korrespondiert eine Na-Variation in Muscoviten von Na = 0.08–0.2 bei weitgehend einheitlichen Si<sup>4+</sup>-Gehalten zwischen 6.2 und 6.4 (Abb. 13a).

Wegen der relativ hohen Spessartin-Gehalte der Granate sind Abschätzungen der Metamorphose-Temperaturen mit Granat-Biotit-Geothermometern mit großen Ungenauigkeiten behaftet. Da sich jedoch XMg in den Granat-Zonierungsprofilen nicht verändert, ist die Temperaturvarianz zwischen Kern und Rand eher gering und liegt bei versuchsweiser Verwendung von vier Gra-

Tabelle 1.

Mineralchemie von Granat, Glimmern und Plagioklas.

Granat 240, Biotit 220, Muscovit 220, Plagioklas 80. Folgende Analysen wurden für die Geothermobarometrie verwendet: Probe 1: Granat-Kern 34 – 44 – 24 – 54, Granat-Rand 40 – 44 – 24 – 54; Probe 2: Granat-Kern 61 – 81 – 82 – 64, Granat-Rand 60 – 81 – 82 – 64.

(a)	Granat					(b)	Biotit				
	Probe 1			Probe 2			Probe 1			Probe 2	
	34	40	63	61	60		31	44	23	74	81
SiO <sub>2</sub>	36.03	36.21	36.20	36.62	36.65	SiO <sub>2</sub>	34.20	34.70	36.99	34.62	34.35
TiO <sub>2</sub>	0.11	0.07	0.05	0.04	0.06	TiO <sub>2</sub>	1.33	1.67	1.56	1.64	1.56
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	19.39	20.21	20.82	20.65	20.84	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18.72	17.70	18.72	18.81	18.88
FeO	22.67	24.62	26.85	33.44	34.84	FeO	22.63	22.88	22.26	23.76	23.41
MnO	15.28	12.65	11.16	2.41	1.33	MgO	7.37	7.25	7.42	6.96	7.04
MgO	0.75	0.85	0.97	1.19	1.40	Na <sub>2</sub> O	0.11	0.09	0.08	0.12	0.12
CaO	2.82	4.27	4.04	4.95	4.45	K <sub>2</sub> O	8.97	9.22	9.01	8.79	8.05
total	97.05	98.88	100.09	99.30	99.57	total	93.33	93.51	94.36	94.70	93.41
Si	6.03	5.97	5.92	5.98	5.96	Si	5.39	5.48	5.41	5.40	5.40
Al	3.82	3.92	4.09	3.97	3.99	Ti	0.15	0.19	0.18	0.19	0.18
Fe <sup>2+</sup>	3.03	3.37	3.57	4.56	4.74	Al	3.48	3.29	3.46	3.45	3.50
Fe <sup>3+</sup>	0.11	0.20	-	-	-	Fe <sup>2+</sup>	2.98	3.02	2.92	3.10	3.07
Mn	2.16	1.76	1.50	0.33	0.18	Mg	1.73	1.70	1.73	1.61	1.65
Mg	0.18	0.02	0.23	0.28	0.34	Na	0.03	0.02	0.02	0.03	0.03
Ca	0.50	0.75	0.68	0.86	0.79	K	1.80	1.85	1.80	1.74	1.61
total	15.83	15.99	15.99	15.98	16.00	total	15.56	15.55	15.52	15.52	15.44
Alm	53.10	55.45	59.63	75.46	78.33						
Sps	35.68	28.88	25.11	5.51	3.03						
Prp	3.03	3.42	3.82	4.77	5.63						
Grs	3.37	11.44	11.35	14.07	12.91						
						(d)	Muscovit				
							Probe 1			Probe 2	
							62	18	24	47	82
						SiO <sub>2</sub>	48.27	49.27	49.22	48.90	50.05
						TiO <sub>2</sub>	0.28	0.32	0.23	0.23	0.25
						Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	34.15	36.08	34.97	36.12	36.11
						FeO	2.13	1.57	1.94	1.21	1.70
						MgO	0.94	0.66	0.83	0.52	0.73
						Na <sub>2</sub> O	0.33	0.67	0.65	0.81	0.46
						K <sub>2</sub> O	8.68	8.56	9.01	8.55	7.51
						total	94.78	97.13	96.85	96.24	96.81
						Si	6.38	6.32	6.37	6.31	6.39
						Ti	0.02	0.03	0.02	0.02	0.02
						Al	5.32	5.46	5.33	5.51	5.44
						Fe <sup>2+</sup>	0.23	0.16	0.21	0.13	0.18
						Mg	0.18	0.12	0.16	0.10	0.13
						Na	0.08	0.16	0.16	0.20	0.11
						K	1.46	1.40	1.48	1.41	1.22
						total	13.67	13.65	13.73	13.68	13.49
(c)	Plagioklas										
	Probe 1			Probe 2							
	52	54	15	83	64						
SiO <sub>2</sub>	70.76	62.84	60.65	65.40	62.33						
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	19.05	23.63	24.42	23.15	24.81						
Na <sub>2</sub> O	9.84	9.18	8.23	9.45	8.00						
K <sub>2</sub> O	0.09	0.11	0.10	0.11	0.07						
CaO	2.05	5.00	6.16	3.77	5.51						
total	101.79	100.76	99.56	101.88	100.72						
Si	3.02	2.76	2.70	2.82	2.73						
Al	0.96	1.22	1.28	1.18	1.28						
Na	0.81	0.78	0.71	0.79	0.68						
K	-	-	-	-	-						
Ca	0.09	0.23	0.29	0.17	0.25						
total	4.88	4.99	4.98	4.96	4.94						
An	10	23	29	17	27						

nat-Biotit-Geothermometern (THOMPSON, 1976; HOLDAY & LEE, 1977; HODGES & SPEAR, 1982; PERCHUK & ARANOVITCH, 1984) an koexistierendem Granat und Biotit in Probe 1 zwischen 410–470°C für den Granat-Kern und 440–485°C für den Rand (Abb. 14a). Für den zweiten Granat in Probe 2 ergaben sich 510–540°C. Mit dieser geringen Temperaturvarianz korrespondiert eine deutliche Zunahme des Druckes, wie die stark ansteigenden Ca-Gehalte der ersten Granate in Probe 1 und der relativ hohe Grossulargehalt im zweiten Granat in Probe 2 zeigen (Abb. 13b). Mit dem Plagioklas-Biotit-Granat-Muscovit-Geobarometer von GHENT & STOUT (1981) aus den zonierten Granaten und koexistierendem Oligoklas, Biotit und Muscovit abgeschätzt, ergab sich eine deutliche Druckzunahme von 3,5 kbar aus dem Kern der ersten Granate (Probe 1) bis auf 6,15 kbar aus dem Rand der zweiten Granate in Probe 2. Da die ersten Granate bei D<sub>1</sub>-D<sub>2</sub> synkristallin rotierten (syn-S<sub>2</sub>) und die zweiten Granate die Foliation S<sub>2</sub> überwuchsen (post-S<sub>2</sub>), können die Resultate aus beiden Proben verbunden werden und ergeben eine Druck-Temperatur-(P-T)-Entwicklung die syn/post-S<sub>2</sub> verlief.

In den drei Amphibolgenerationen in einem Amphibolit (Probe 4, Lokalität s. Abb. 12) ließ sich eine deutliche

chemische Entwicklung feststellen. Die großen älteren Kerne in den ersten und kleine Kerne in den zweiten Amphiboliten (Abb. 9i,k) sind Mg-reicher Aktinolith mit Al<sup>IV</sup><0,5, (Na+K)<sub>A</sub><0,05 bei Ti = 0,002. Eine chemische Zonierung der Blasen hin zum äußeren Rand aus tschermakitischer Hornblende mit Al<sup>IV</sup> >1,5, (Na+K)<sub>A</sub> = 0,4 und Ti = 0,05 ist weitgehend kontinuierlich (Abb. 13d-f). Die nicht zonierten dritten Amphibole weisen die gleiche Zusammensetzung auf wie die Ränder der ersten und zweiten Porphyroblast-Generationen. Aus den vom Kern zum Rand ansteigenden Al<sup>IV</sup>-, Na<sub>A</sub>-, Al<sup>VI</sup>- und Ti-Gehalten in den Amphibolen kann auf eine prograde Metamorphose von der Grünschieferfazies hin zur Amphibolitfazies im Verlauf des Amphibolwachstums geschlossen werden (RAASE, 1974; LAIRD & ALBEE, 1981).

Wegen ihrer Abhängigkeit vom Gesamtchemismus der Probe lediglich semiquantitative Temperatur- und Druck-Abschätzungen nach COLOMBI (1990), ergaben 450°C/1–3 kbar für die Kerne und 600°C/>7 kbar für die Ränder der zonierten Amphibole. Im 100 Na/(Ca+Na)- versus 100 Al/(Si+Al)-Diagramm von LAIRD & ALBEE (1981) liegen die Amphibole im Grenzbereich zwischen Niederdruck- („low-P“) und Mitteldruck- („medium-P“) Feldern. Eine Paragenese der Amphibole mit

Tabelle 2.

Mineralchemie der Amphibolite in Probe 4.

Amphibol 23O; Act = Aktinolith, MgH = Magnesium-Hornblende, TsH = Tschermakitischer Hornblende, Ts = Tschermakit.

Berechnung der Strukturformel nach TRIBOULET & AUDREN (1985) und des Fe<sup>3+</sup>-Gehalts nach PAPIKE (1974).lnK<sub>D</sub> Tremolit-Edenit (Tr+Ed) nach TRIBOULET & AUDREN (1988); lnK<sub>D</sub> (Pargasit-Hastingsit)-Tremolit ((P-H)-Tr) nach TRIBOULET et al. (1991, pers. Mitt.).

K = Kern; R = Rand.

	Amphibol 1							Amphibol 2				Amphibol 3		
	K	R	R	R	K	R	R	K	K	R	K	K	K	R
	33	32	34	35	7	8	18	45	36	37	3	19	2	1
SiO <sub>2</sub>	55.50	46.13	45.26	43.35	53.51	45.02	42.84	50.37	55.26	41.75	50.65	45.48	42.73	42.17
TiO <sub>2</sub>	0.02	0.27	0.32	0.45	0.01	0.40	0.48	0.19	0.04	0.45	0.16	0.27	0.43	0.49
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.69	9.44	11.23	13.16	2.40	11.53	13.97	5.99	0.63	14.22	5.96	10.84	13.56	14.85
FeO	9.76	14.68	14.39	15.02	10.61	13.78	14.55	10.68	10.58	15.01	10.95	13.59	15.33	14.50
MnO	0.27	0.23	0.24	0.27	0.21	0.28	0.27	0.25	0.24	0.26	0.25	0.30	0.28	0.20
MgO	17.88	11.91	11.79	10.17	16.86	11.61	10.44	15.51	17.45	10.12	15.38	12.37	9.90	10.42
CaO	12.55	11.14	11.47	11.14	12.41	11.61	11.43	12.03	12.25	11.14	11.84	11.35	11.15	11.43
Na <sub>2</sub> O	0.11	1.21	1.37	1.63	0.23	1.52	1.91	0.69	0.13	1.69	0.80	1.42	1.77	1.91
K <sub>2</sub> O	0.01	0.28	0.27	0.32	0.04	0.29	0.35	0.06	0.02	0.31	0.11	0.31	0.35	0.32
total	96.79	95.29	96.34	95.51	96.28	96.04	96.24	95.77	96.60	94.95	96.13	95.93	95.50	96.29
Si	7.902	6.837	6.642	6.470	7.689	6.658	6.360	7.290	7.891	6.254	7.311	6.672	6.400	6.240
Al <sup>IV</sup>	0.098	1.163	1.358	1.530	0.311	1.342	1.640	0.710	0.109	1.746	0.689	1.328	1.600	1.760
Al <sup>VI</sup>	0.018	0.489	0.589	0.790	0.096	0.671	0.810	0.310	0.001	0.769	0.326	0.550	0.799	0.835
Ti	0.002	0.030	0.035	0.051	0.001	0.044	0.004	0.021	0.004	0.051	0.017	0.030	0.048	0.055
Fe <sup>3+</sup>	0.196	0.678	0.652	0.519	0.301	0.384	0.442	0.411	0.295	0.766	0.401	0.709	0.519	0.570
Fe <sup>2+</sup>	0.966	1.140	1.113	1.355	0.973	1.319	1.364	0.881	0.968	1.113	0.920	0.958	1.400	1.223
Mn	0.033	0.029	0.030	0.034	0.026	0.035	0.034	0.031	0.029	0.033	0.031	0.037	0.036	0.025
Mg	3.797	2.633	2.581	2.264	3.614	2.561	2.312	3.349	3.717	2.261	3.311	2.707	2.212	2.300
Ca	1.913	1.768	1.802	1.780	1.909	1.838	1.817	1.864	1.873	1.787	1.834	1.783	1.788	1.811
Na <sub>M4</sub>	0.037	0.232	0.198	0.220	0.061	0.162	0.183	0.163	0.037	0.213	0.166	0.217	0.212	0.189
Na <sub>A</sub>	0.001	0.116	0.193	0.253	0.001	0.275	0.368	0.058	0.001	0.278	0.059	0.188	0.303	0.360
K	0.002	0.053	0.051	0.061	0.007	0.055	0.066	0.011	0.004	0.059	0.020	0.058	0.067	0.060
□	1.055	0.831	0.757	0.686	1.019	0.670	0.566	0.931	1.087	0.662	0.921	0.755	0.067	0.060
XMg	0.797	0.698	0.699	0.626	0.788	0.660	0.629	0.792	0.793	0.670	0.783	0.739	0.612	0.653
	Act	MgH	MgH	TsH	Act	MgH	TsH	Act.H.	Act	Ts	Act.H.	MgH	TsH	TsH
lnK <sub>D</sub> Tr-Ed	-8.39	-0.61	0.21	0.77	-7.15	0.67	1.45	-2.06	-8.31	1.12	-2.06	0.15	1.11	1.53
lnK <sub>D</sub> (P-H)-Tr	-10.90	-0.94	-0.09	0.51	-8.60	0.18	1.16	-2.89	-10.61	1.12	-3.00	-0.11	0.84	1.36

Epidot, Chlorit, Plagioklas (Albit bis Oligoklas mit An 24), Titanit und Quarz erlaubte die Anwendung eines für FeO- und Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-Gehalte modifizierten und auf Amphibol-Gleichgewichten beruhenden Geothermobarometers (TRIBOULET & AUDREN, 1985, 1988; TRIBOULET et al., 1991, pers. Mitt.) an Amphibol-Kernen und -Rändern. Hierzu wurden Aktivitäten der Edenit-, Magnesio-Hornblende- und Tremolit-Endglieder der Amphibole (TRIBOULET & AUDREN, 1988) mit koexistierendem Epidot ( $Al^{IV} = 2.6$ ) und Chlorit ( $Mg = 5.5-7.3$ ;  $Fe^{2+} = 3.7-1.8$ ) korreliert und die Verteilungskoeffizienten ( $\ln K_D$ ) in Tremolit-Edenit und (Pargasit-Hastingsit)-Tremolit Isoplethen (TRIBOULET et al., 1991, pers. Mitt.) betrachtet. Es ergab sich so eine prograde P-T-Entwicklung mit einem starken Temperatur-Anstieg von 300 auf 620°C, der von einem mäßigen Druckanstieg (2,5 bis max 8 kbar) begleitet wird. Wegen der Korrelation der drei Amphibolgenerationen mit den D<sub>1</sub>-D<sub>2</sub>-Gefügen (Kap. 3.3.) ist diese metamorphe Entwicklung syn/post-D<sub>1</sub>-D<sub>2</sub>.

Der kurze P-T-Pfad von den Granaten in den Phylliten mit dem nahezu isothermen Druckanstieg synchron zur Rotation der Blasten läßt sich mit der Überschiebung einer Krustenplatte von ENE nach WSW im Verlauf der Deformation D<sub>1</sub>-D<sub>2</sub> erklären. Die P-T-Daten von den Amphibolen dagegen zeigen eine deutlich temperaturbetonte Metamorphose syn/post-D<sub>1</sub>-D<sub>2</sub> im Thurntaler Komplex. Ein geothermischer Gradient mit Werten über 30°C/km ist für diese Metamorphose kennzeichnend. Dies wurde bereits von SASSI & ZANFERRARI (1972) und PURTSCHELLER & SASSI (1975) anhand der Muscovit-b<sub>0</sub>-Geobarometrie abgeleitet. Zwar scheinen sich somit die P-T-Trends aus den Granat-Phylliten und den Amphiboliten zu widersprechen, aber, bei einer Verbindung der Resultate (Abb. 14b) und der Berücksichtigung der relativ breiten Fehlergrenzen, kann festgestellt werden, daß die Granate womöglich lediglich ein Überschiebungereignis im Verlauf einer tektonischen Krustenstapelung (Druckzunahme) und Aufheizung (Temperaturzunahme mit erhöhtem geothermischem Gradient) aufgezeichnet haben. Dieser Stapelungsprozeß bei gleichzeitig betonter Aufheizung lief während der Scherdeformation D<sub>1</sub>-D<sub>2</sub> ab. Die Temperaturen bei dieser durch relativ niedrige Drücke (6–8 kbar) gekennzeichneten Metamorphose überschritten die Grenze zur Amphibolitfazies, wobei maximaler Druck in etwa gleichzeitig mit dem Temperaturmaximum erreicht wurde. Damit unterscheidet sich die Metamorphose im Thurntaler Komplex von der druckbetonten Metamorphose des „Barrow-Typs“, bei dem das Druckmaximum bei niedrigeren Temperaturen zeitlich vor dem Temperaturmaximum durchlaufen wird.

Über den Verlauf der retrograden Metamorphose ergaben sich wenig Anhaltspunkte, und quantitative P-T-Abschätzungen aus der Mineralchemie waren in den untersuchten Proben nicht möglich. In den Phylliten ist retrograde Umwandlung von Granat und Biotit zu Chlorit und von Plagioklas zu Serizit auffällig und weitverbreitet. In Metabasiten wurde Amphibol oft durch Biotit, Chlorit und Epidot ersetzt. Eine Korrelation der Deformationen D<sub>3</sub> bis D<sub>5</sub> mit diesen retrograden Umwandlungen war nur beschränkt möglich. Daher beruht der in Abb. 14b dargestellte retrograde P-T-Deformationspfad auf den Quarzgefüge-Untersuchungen (Kap. 3.4.) und der Annahme einer weitgehend isostatischen Hebung und Abkühlung (ENGLAND & THOMPSON, 1984) des

Thurntaler Komplexes nach seiner Versenkung und Aufheizung im Verlauf von D<sub>1</sub>-D<sub>2</sub>.

## 5. Deformations- und Metamorphosegeschichte

Die prograde temperaturbetonte Metamorphose des Thurntaler Komplexes und die sie begleitende Scherdeformation D<sub>1</sub>-D<sub>2</sub> müssen ein prä-alpidisches, sehr wahrscheinlich variskisches Alter aufweisen. Dies ergibt sich aus der nur sehr schwachen Metamorphose in eingeschuppten permotriassischen Sedimentgesteinen und dem, allerdings nur aus lithologischen Vergleichen vermuteten, altpaläozoischen (Ordovizium bis Unterdevon) Sedimentationsalter der Eduktgesteine des Komplexes. Eine intensive Verformung unter Bildung der Hauptschieferung S<sub>2</sub> ging mit D<sub>1</sub>-D<sub>2</sub> und prograder Metamorphose einher. Schersinnkriterien (Kap. 3.5.) zeigen dabei einen WSW-gerichteten Transport des Hangenden an. Eine begleitende Komponente tangentialer Scherung führte wahrscheinlich zu einer zusätzlichen

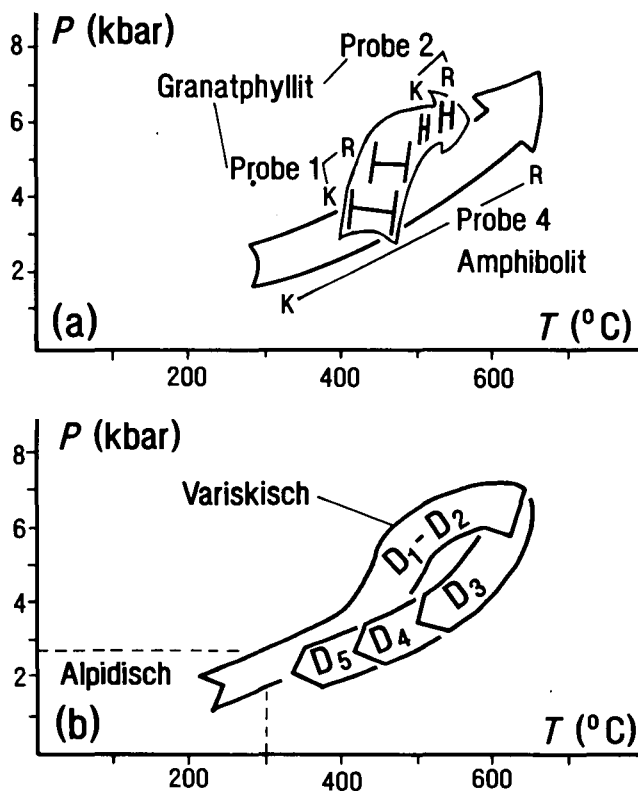


Abb. 14. Druck-Temperatur-(P-T)-Verlauf bei der Metamorphose des Thurntaler Komplexes.

- a) P-T-Abschätzungen aus Granat-Phylliten und Amphibolit.  
 Große Pfeile zeigen den generellen Trend der Entwicklung; senkrechte Balken zeigen Minimal- und Maximalwerte aus vier Granat-Biotit-Geothermometern; waagrechte Balken zeigen Druckabschätzung nach GHENT & STOUT (1981).  
 Siehe Text (Kap. 4.) zur weiteren Erläuterung und Tab. 1 für die zur Berechnung verwendeten Analysen. Die P-T-Abschätzung vom Amphibolit erfolgte aus Amphibol-Gleichgewichten nach dem Geothermobarometer von TRIBOULET & AUDREN (1988).
- b) P-T-t-Deformations-Pfad des Thurntaler Komplexes unter Verwendung der Daten aus Abb. 14a für die Deformation D<sub>1</sub>-D<sub>2</sub> und der Annahme weitgehend isostatischer Hebung und Abkühlung während der Deformationen D<sub>3</sub>, D<sub>4</sub> und D<sub>5</sub>.  
 Die variskische Metamorphose des Thurntaler Komplexes ist temperaturbetont.

lateralen foliationsparallelen Einschuppung und isoklinen großräumigen Einfaltung des Komplexes in das benachbarte Altkristallin. Etwa mit dem gleichzeitigen Erreichen von Druck- und Temperaturmaximum der prograden Metamorphose endete die Scherdeformation  $D_1$ - $D_2$  und wurde von der Deformation und Faltung  $D_3$  abgelöst.  $D_3$  lief am Beginn der retrograden Metamorphose ab. Eine wahrscheinlich NW-SE-gerichtete Kompression führte zu überwiegend koaxialer Deformation. Dabei wurde die Hauptschieferung  $S_2$  vom mm- bis km-Bereich in Falten mit WSW-ENE-streichenden Achsen gelegt.

Deformation  $D_4$  folgte bei Temperaturen, die niedriger als bei  $D_3$ , aber immer noch deutlich über  $300^\circ\text{C}$  lagen. Bei  $D_4$  erfolgte ein NE-gerichteter Transport des Hangenden entlang von NE-fallenden  $S_4$ -Scherflächen. Dieses nur regional auftretende Flächengefüge läßt sich als spätere Dehnungsstruktur zur NW-SE-gerichteten  $D_3$ -Kompression interpretieren. Bei den  $S_5$ -Scherflächen mit NW- bis WSW-gerichtetem Transport des Hangenden handelt es sich wahrscheinlich um Einengungsstrukturen, da es lokal zu Überschiebungen des Komplexes auf Altkristallin (Markinkele) und des Altkristallins auf den Thurntaler Komplex (Warscher) kam. Die alpidischen Metamorphose-Bedingungen wurden von STÖCKHERT (1985) mit  $250$ - $300^\circ\text{C}/2$ - $3$  kbar im südlichen Altkristallin und von NIEDERMAYR et al. (1984) mit  $270^\circ\text{C}/1$ - $2$  kbar an der Drauzug-Basis abgeschätzt. Beobachtungen von GUHL & TROLL (1987) aus der Kalksteiner Permotrias und Untersuchungen der Quarzgefüge an eingeschuppten Permotrias-Sandsteinen (Kap. 3.5.) bestätigen dies. Damit wäre für die deutlich höher temperierte Deformation  $D_5$  (randliche Quarz-Rekristallisation an Altkörnern) ein prä-permisches, spätvariskisches Alter möglich.

Die Knickfalten und Störungen entstanden bei Temperaturen um und unter  $300^\circ\text{C}$  und sind damit wahrscheinlich alpidisch. Südlich des Tauernfensters ließen sich zwei unterschiedliche jungalpidische Deformationsregimes, ein etwas älteres mit NE-SW-gerichteter Kompression (KLEINSCHRODT, 1987; SCHULZ, 1989; SPRENGER & HEINISCH, 1990) und ein jüngerer mit NW-SE-gerichteter Kompression ((v. GOSEN, 1989; UNZOG, 1990) erkennen, denen sich diese post- $D_5$ -Strukturen zuordnen lassen. Eine weitere großräumige Verfaltung und Verstellung des Thurntaler Komplexes und seines Rahmens wiederum um WSW-ENE-verlaufende Achsen überprägte die  $D_3$ -Strukturen ( $F_3$ -Falten) und erfolgte wahrscheinlich im Verlauf der NW-SE-gerichteten Kompression.

In den Strukturkarten (Abb. 3, 4) zeigt sich eine weitgehende Parallelität von Hauptfoliationen  $S_2$ ,  $F_3$ -Achsen, Linearen (L, Lcr3) und den jüngeren Strukturen zwischen dem Thurntaler Komplex und dem Altkristallin. Die Bildung der Hauptfoliation  $S_2$  im Altkristallin ist wie im Thurntaler Komplex mit einer intensiven Scherdeformation  $D_1$ - $D_2$  verbunden (SCHULZ, 1990). Wegen

der Parallelität der Hauptfoliationen erscheint eine Vereinigung der beiden Einheiten bereits während des foliationsbildenden Deformationsprozesses wahrscheinlich. Dies würde die foliationsparallelen lithologischen Kontakte und die mancherorts schwierige Festlegung der Grenze zwischen den Einheiten (SCHMIDEGG, 1936; HEINISCH & SCHMIDT, 1984; SPAETH & KREUTZER, 1989) erklären. Allerdings sind die Metamorphose-Abläufe im Thurntaler Komplex und Altkristallin sehr unterschiedlich. So herrschten im Altkristallin Bedingungen um  $650^\circ\text{C}/12$  kbar synchron zur Bildung der Hauptfoliation bei  $D_1$ - $D_2$ . Wegen der großen Unterschiede im prograden Metamorphoseverlauf können beide Einheiten also nicht in unmittelbarer Nachbarschaft und wegen der gemeinsamen Scherdeformation auch nicht gleichzeitig metamorphisiert worden sein. So wurde womöglich zuerst in einem ersten Abschnitt der Deformation  $D_1$ - $D_2$  das Altkristallin durch tektonische Stapelung verdickt und erfuhr dabei seine Hochdruckmetamorphose (SCHULZ, 1990). Im Verlauf der anschließenden Hebung und Abkühlung erfaßte die nach SW fortschreitende Krustenstapelung in einem zweiten Abschnitt der Scherdeformation  $D_1$ - $D_2$  den Thurntaler Komplex und führte zu dessen temperaturbetonter Metamorphose synchron zur Ausbildung von  $S_2$ . Der foliationsparallele Kontakt und die parallelen Hauptfoliationen sowie die unterschiedlichen Metamorphosegeschichten in beiden Einheiten könnten durch eine solche syndeformative ( $D_1$ - $D_2$ ) und synmetamorphe Vereinigung, letztere allerdings bei unterschiedlichen Stadien des Metamorphoseverlaufs, gedeutet werden. Da im Altkristallin die Deformation  $D_1$ - $D_2$  auch die oberordovizisch intrudierten Granitoide (BORSI et al., 1973) erfaßte (STÖCKHERT, 1985; SCHULZ, 1988, 1990), ist die Bildung von  $S_2$  dort post-oberordovizisch. Rb-Sr-Glimmeralter von  $260$ - $300$  Ma (BORSI et al., 1978) im Altkristallin datieren das Ende der von den Deformationen  $D_3$ ,  $D_4$ ,  $D_5$  begleiteten gemeinsamen Hebung und Abkühlung im Komplex und im Altkristallin. Dabei wurde der lithologische Kontakt beider Einheiten mancherorts durch  $D_5$ -Scherzonen und Störungen überprägt (SASSI & ZANFERRARI, 1972; HEINISCH & SCHMIDT, 1984; SPAETH & KREUTZER, 1990).

### Dank

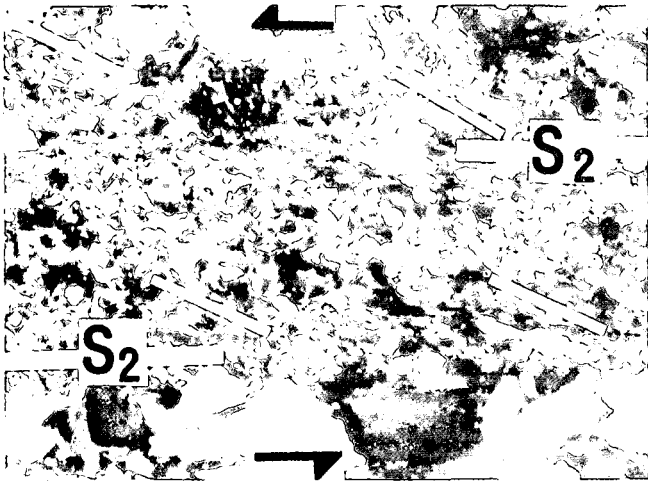
Prof. Dr. G. NOLLAU (Erlangen), Dr. Cl. TRIBOULET (CNRS Paris) und Dr. Cl. AUDREN (CNRS Rennes) unterstützten diese Arbeit mit Kritik und unpublizierten Daten. Prof. Dr. M. RAIH ermöglichte Mikrosonden-Analysen am Mineralogisch-Petrographischen Institut der Universität Bonn unter der Assistenz von B. SPIERING, M. SCHUMACHER und Chr. GESSMANN. Dr. U. SCHÜSSLER und P. SPÄTHE (Würzburg) polierten Schlifflinge. Prof. Dr. G. SPEATH und S. KREUTZER (Aachen) wird für gemeinsame Geländebegehungen gedankt. A. PETEREK (Erlangen) half bei der Paläostreß-Analyse. Die Arbeit wurde durch ein Stipendium und Sachmittel des Postdoktoranden-Programms (Projekt Nr. Schu 676-1) der Deutschen Forschungsgemeinschaft finanziert.

## Tafel 1

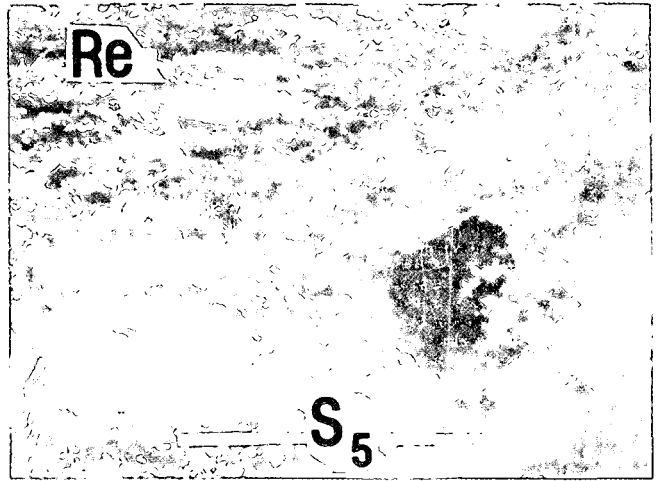
### Quarzgefüge

- Foliation  $S_2$  im Porphyroid-Schiefer und spitzwinkelig dazu orientierte Glimmer und Quarzkorngrenzen zwischen den Foliationsbahnen zeigen eine nach WSW (links) gerichtete Scherbewegung des Hangenden an.
- Randliche, dynamische Rekristallisation von Quarz-Altkörnern im Bereich einer  $S_5$ -Scherzone; Re = Rekristallinat.

- Feine randliche Rekristallisation von Altquarz und spitzwinkelig die  $S_2$ -Foliation schneidende  $S_5$ -Scherfläche.
- Starke plastische Deformation von Quarz mit feiner randlicher Rekristallisation in einer  $S_5$ -Scherzone.
- Plastische Deformation von Quarz im Umbiegunsbereich einer  $F_3$ -Falte. Plättung der Körner in der Achsenflächen-Ebene ohne Rekristallisation. Das Gefüge zeigt eine spätere Überformung der  $F_3$ -Falte an, da es nur in den Umbiegungsstellen auftritt.
- Undulation, Deformationslamellen und sehr feine Rekristallisation von Quarz an einer Berührungsstelle von Quarzklasten in permotriassischem Sandstein.



(a) 181a 1 mm



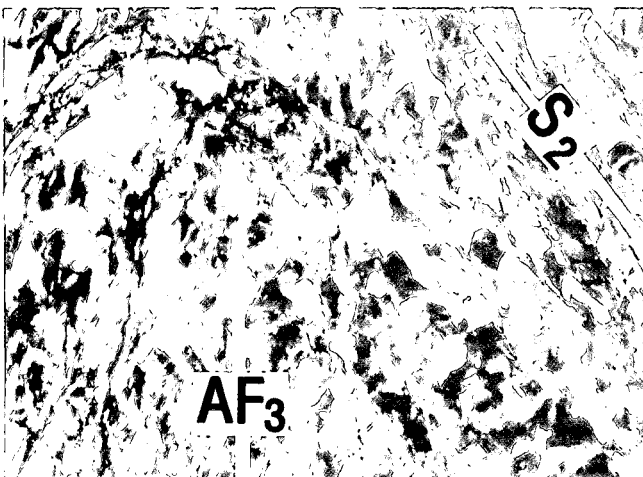
(b) 200c 1 mm



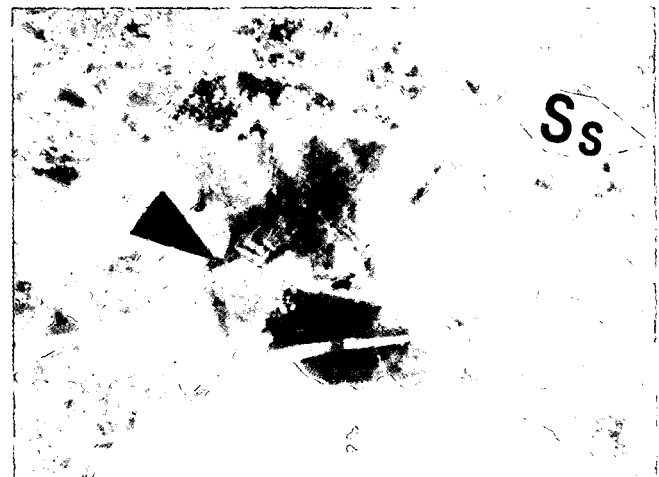
(c) 142c 1 mm



(d) 142c 1 mm



(e) 55b 1 mm



(f) 317 1 mm

## Literatur

- ANGELIER, J. & MECHLER, P.: Sur une méthode graphique de recherche des contraintes principales également utilisable en tectonique et en séismologie: la méthode des dièdres droits. – *Bull. Soc. géol. France*, **29**, 1309–1318, Paris 1977.
- BEHRMANN, J. H. & PLATT, J. P.: Sense of nappe emplacement from quartz c-axis fabrics; an example from the Betic Cordilleras (Spain). – *Earth and Planetary Sci. Lett.*, **59**, 208–215, Amsterdam 1982.
- BORSI, S., DEL MORO, A., SASSI, F. P. & ZIRPOLI, G.: Metamorphic evolution of the Austridic rocks to the south of the Tauern Window (Eastern Alps): radiometric and geopetrologic data. – *Mem. Soc. Geol. Ital.*, **12**, 549–571, Rom 1973.
- BORSI, S., DEL MORO, A., SASSI, F. P., ZANFERRARI, A. & ZIRPOLI, G.: New geopetrologic and radiometric data on the Alpine history of the Austridic continental margin south of the Tauern Window. – *Mem. Ist. Geol. Min. Univ. Padova*, **32**, 1–17, Padova 1978.
- BOUCHEZ, J. L. & PECHER, A.: The Himalayan Main Central Thrust pile and its quartz-rich tectonites in Central Nepal. – *Tectonophysics*, **78**, 23–50, Amsterdam 1981.
- CLIFF, R. A.: Uranium-lead isotopic evidence from zircons for Lower Palaeozoic tectonic activity in the Austroalpine nappe, the Eastern Alps. – *Contrib. Mineral. Petrol.*, **71**, 283–288, Heidelberg 1980.
- COLOMBI, A.: Métamorphisme et géochimie des roches mafiques des Alpes ouest-centrales (Géoprofil Viège–Domodossola–Locarno). – *Mémoires de Géologie*, **4**, 1–216, Lausanne 1990.
- CULSHAW, N. G. & FYSON, W. K.: Quartz ribbons in high grade granite gneiss: modifications of dynamically formed c-axis preferred orientation by oriented grain growth. – *J. Struct. Geol.*, **6**, 663–668, Oxford 1984.
- ENGLAND, P. C. & THOMPSON, A. B.: Pressure-temperature-time paths of regional metamorphism 1. Heat transfer during the evolution of regions of thickened continental crust. – *J. Petrol.*, **25**, 894–928, Oxford 1984.
- GHEENT, E. D. & STOUT, M. Z.: Geobarometry and geothermometry of plagioclase-biotite-garnet-muscovite assemblages. – *Contrib. Mineral. Petrol.*, **76**, 92–97, Heidelberg 1981.
- GOSEN, W., v.: Fabric developments and the evolution of the Periadriatic Lineament in southeast Austria. – *Geol. Mag.*, **126**, 55–71, Cambridge 1989.
- GUHL, M. & TROLL, G.: Die Permotrias von Kalkstein im Altkristallin der südlichen Deferegger Alpen (Österreich). – *Jb. Geol. B.-A.*, **130**, 37–60, Wien 1987.
- HEINISCH, H.: Zum ordovizischen „Porphyroid“-Vulkanismus der Ost- und Südalpen, Stratigraphie, Petrographie, Geochemie. – *Jb. Geol. B.-A.*, **124**, 1–109, Wien 1981.
- HEINISCH, H. & SCHMIDT, K.: Zur kaledonischen Orogenese in den Ostalpen. – *Geol. Rdsch.*, **65**, 459–482, Stuttgart 1976.
- HEINISCH, H. & SCHMIDT, K.: Zur Genese der Augengneise im Altkristallin der Ostalpen. – *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, **1982/4**, 211–239, Stuttgart 1982.
- HEINISCH, H. & SCHMIDT, K.: Zur Geologie des Thurntaler Quarzphyllits und des Altkristallins südlich des Tauernfensters (Ostalpen, Südtirol). – *Geol. Rdsch.*, **73**, 113–129, Stuttgart 1984.
- HEITZMANN, P.: Kakirite, Kataklasite, Mylonite – Zur Nomenklatur der Metamorphite mit Verformungsgefügen. – *Ecolgae geol. Helvet.*, **78**, 273–286, Basel 1985.
- HIGGINS, M. W.: Cataclastic Rocks. – *U. S. Geol. Surv. Prof. Paper*, **687**, 97 S., Washington D. C. 1971.
- HODGES, K. V. & SPEAR, F. S.: Geothermometry, geobarometry and the  $Al_2SiO_5$  triple point at Mt. Moosilauke, New Hampshire. – *Am. Miner.*, **67**, 1118–1134, Ann Arbor 1982.
- HOFMANN, J.: Quarzgefüge (c-Achsen-Orientierung) der Metamorphite des Erzgebirges und des sächsischen Granulitgebirges als tektonische Indikatoren. – *Veröff. d. Zentralinst. f. Physik der Erde*, **53**, 81–100, Potsdam 1975.
- HOLDAWAY, M. J. & LEE, S. M.: Fe-Mg cordierite stability in high-grade pelitic rocks based on experimental, theoretical and natural observations. – *Contrib. Mineral. Petrol.*, **63**, 175–198, Heidelberg 1977.
- HÖLL, R.: Scheelitvorkommen in Österreich. – *Erzmetall*, **245**, 273–282, Stuttgart 1971.
- KLEINSCHRODT, R.: Quarzkorngefügeanalyse im Altkristallin südlich des westlichen Tauernfensters (Südtirol/Italien). – *Erlanger Geol. Abh.*, **114**, 1–82, Erlangen 1987.
- KROL, W.: Geologisch-lagerstättenkundliche Untersuchungen im Gebiet nördlich von Sillian. – *Dissert. Univ. München*, 79 S., München 1974.
- LAIRD, J. & ALBEE, A. L.: Pressure, temperature and time indicators in mafic schists: their application to reconstructing the polymetamorphic history of Vermont. – *Amer. J. Sci.*, **281**, 127–175, New Haven 1981.
- LEAKE, B. E.: Nomenclature of amphiboles – compiler for subcommittee on amphiboles, IMA. – *Amer. Miner.*, **63**, 1023–1052, Ann Arbor 1978.
- LISTER, G. S.: Discussion: crossed girdle c-axis fabrics in quartzite plastically deformed by plane strain and progressive simple shear. – *Tectonophysics*, **39**, 51–54, Amsterdam 1977.
- LISTER, G. S. & HOBBS, B. E.: The simulation of fabric development during plastic deformation and its application to quartzite: the influence of deformation history. – *J. Struct. Geol.*, **2**, 335–370, Oxford 1980.
- MASUDA, T. & MOCHIZUKI, S.: Development of snowball structure: numerical simulation of inclusion trails during synkinematic porphyroblast growth. – *Tectonophysics*, **170**, 141–150, Amsterdam 1989.
- NIEDERMAYR, G., MULLIS, J., NIEDERMAYR, E. & SCHRAMM, J.-M.: Zur Anchimetamorphose permo-skythischer Sedimentgesteine im westlichen Drauzug, Kärnten–Osttirol (Österreich). – *Geol. Rdsch.*, **73**, 202–221, Stuttgart 1984.
- PAPIKE, J. J.: On the chemistry of clinoamphiboles. – *EOS Transact. Amer. Geophys. U.*, **55**, 469, Washington 1974.
- PASSCHIER, C. W.: The reliability of asymmetric c-axis fabrics of quartz to determine sense of vorticity. – *Tectonophysics*, **99**, T9–T18, Amsterdam 1983.
- PASSCHIER, C. W.: Analysis of deformation paths in shear zones. – *Geol. Rdsch.*, **77**, 309–318, Stuttgart 1988.
- PECCERILLO, A., POLI, G., SASSI, F. P., ZIRPOLI, G. & MEZZACASA, G.: New data on the Upper Ordovician acid plutonism in the Eastern Alps. – *N. Jb. Mineral. Abh.*, **137**, 162–183, Stuttgart 1979.
- PERCHUK, L. L. & ARANOVITCH, L. Y.: Improvement of biotite-garnet geothermometer: correction for fluorine content in biotite. – *Dokl. acad. Sci. USSR*, **277**, 471–475, Moskau 1984.
- PLATT, J. & VISSERS, R. L. M.: Extensional structures in anisotropic rocks. – *J. Struct. Geol.*, **2**, 397–412, Oxford 1980.
- POWELL, D. & TREAGUS, J. E.: On the geometry of S-shaped inclusion trails in garnet porphyroblasts. – *Mineral. Mag.*, London 1969.
- PRASAD, R.: Geologische, mineralogische und geochemische Untersuchung der Kieslagerstätten Panzendorf, Tesenberg und Außervillgraten (Osttirol). – *Inaug.-Diss.*, 113 S., Leoben 1969.
- PURTSCHHELLER, F. & SASSI, F. P.: Some thoughts on the pre-Alpine metamorphic history of the Austridic basement of the Eastern Alps. – *Tschermaks Miner. Petrogr. Mitt.*, **22**, 175–199, Wien 1975.

- RAASE, P.: Al and Ti contents of hornblende, indicators of pressure and temperature of regional metamorphism. – *Contrib. Mineral. Petrol.*, **45**, 231–236, Heidelberg 1974.
- RAMSAY, J. G. & HUBER, M. I.: The techniques of modern structural geology volume 2: folds and fractures. – 3. Aufl., 700 S., London (Academic Press) 1987.
- SANDER, B.: Einführung in die Gefügekunde geologischer Körper. Teil 2. – 409 S., Wien (Springer Verlag) 1950.
- SASSI, F. P., VISONA, D. & ZIRPOLI, G.: Similarities among the lithostratigraphic sequences in different parts of the Austrides (Eastern Alps). – In: FLÜGEL, H. W., SASSI, F. P. & GRECULA, P. (Edit.): Pre-Variscan and Variscan events in the Alpine-Mediterranean mountain belts, 434, Bratislava (Alfa Publishers) 1987.
- SASSI, F. P. & ZANFERRARI, A.: Il significato geologico del complesso del Thurntaler (Pusteria) con particolare riguardo alla successione di eventi metamorfici prealpini nel basamento austridico dell'Alpi Orientali. – *Boll. Soc. Geol. Ital.*, **91**, 533–557, Rom 1972.
- SASSI, F. P., ZANFERRARI, A., ZIRPOLI, G., BORSI, S. & DEL MORO, A.: The Austrides to the south of the Tauern Window and the Periadriatic Lineament between Mules and Mauthehen. – *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, **1974**, 421–434, Stuttgart 1974.
- SCHMIDEGG, O.: Steilachsige Tektonik und Schlingenbau auf der Südseite der Tiroler Zentralalpen. – *Jb. Geol. B.-A.*, **86**, 115–149, Wien 1936.
- SCHMIDEGG, O.: Der Triaszug von Kalkstein im Schlingengebiet der Villgrater Berge (Osttirol). – *Jb. Geol. B.-A.*, **87**, 111–132, Wien 1937.
- SCHONEVELD, C.: A study of some typical inclusion patterns in strongly paracrystalline-rotated garnets. – *Tectonophysics*, **39**, 453–471, Amsterdam 1977.
- SCHÖNLAUB, H.-P.: Das Paläozoikum in Österreich. – *Abh. Geol. B.-A.*, **33**, 1–124, Wien 1979.
- SCHULZ, B.: Deformation und Metamorphose im ostalpinen Altkristallin südlich des Tauernfensters (südliche Deferegger Alpen, Österreich). – *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, **68**, 397–406, Zürich 1988.
- SCHULZ, B.: Jungalpidische Gefügeentwicklung entlang der Deferegger-Antholz-Vals-Linie (Osttirol, Österreich). – *Jb. Geol. B.-A.*, **132**, 775–789, Wien 1989.
- SCHULZ, B.: Prograde-retrograde P-T-t-deformation path of Austroalpine micaschists during Variscan continental collision (Eastern Alps). – *J. Metam. Geol.*, **8**, 629–642, Oxford 1990.
- SENARCLENS-GRANCY, W.: Zur Grundgebirgs- und Quartärgeologie der Deferegger Alpen und ihrer Umgebung. – *Z. dt. geol. Ges.*, **116**, Hannover 1964.
- SPAETH, G. & KREUTZER, S.: Bericht 1988 über geologische Aufnahmen auf Blatt 179 Lienz. – *Jb. Geol. B.-A.*, **132**, 595–597, Wien 1989.
- SPAETH, G. & KREUTZER, S.: Bericht 1989 über geologische Aufnahmen im Altkristallin und Thurntaler Quarzphyllit auf Blatt 179 Lienz. – *Jb. Geol. B.-A.*, **133**, 482–484, Wien 1990.
- SPRENGER, W. & HEINISCH, H.: TM-Satellitenbild-Auswertung und Paläo-Spannungsanalyse der bruchhaften Deformation am Periadritischen Lineament. – *Kurzfassungen 3. Symposium für Tektonik, Strukturgeologie, Kristallingeologie Graz*, 222–225, Graz 1990.
- STÖCKHERT, B.: Pre-Alpine history of the Austridic basement to the south of the western Tauern Window (Southern Tyrol, Italy) – Caledonian versus Hercynian event. – *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, **1985**, 618–642, Stuttgart 1985.
- THOMPSON, A. B.: Mineral reactions in pelitic rocks. – *Am. J. Sci.*, **276**, 401–454, New Haven 1976.
- TRIBOULET, C. & AUDREN, C.: Evolution des amphiboles et leurs associations au cours d'un métamorphisme progressif polyphasé. Exemple d'une metabasite de la Vilaine. – *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, **65**, 279–298, Zürich 1985.
- TRIBOULET, C. & AUDREN, C.: Controls on P-T-t-deformation path from amphibole zonation during progressive metamorphism of basic rocks (estuary of the River Vilaine, South Brittany, France). – *J. Metam. Geol.*, **6**, 117–133, Oxford 1988.
- TRIBOULET, C., THIEBLEMONT, D. & AUDREN, C.: The geothermobarometer (Na-Ca) amphibole – albite – chlorite – epidote – quartz in the system  $\text{SiO}_2\text{-Al}_2\text{O}_3\text{-Fe}_2\text{O}_3\text{-FeO-MgO-CaO-Na}_2\text{O-H}_2\text{O}$ . – *J. Metam. Geol.*, Oxford 1991 (eingereicht).
- UNZOG, W.: Paläostreß am Drauzug-Südrand. – *Kurzfassungen 3. Symposium Tektonik, Strukturgeologie, Kristallingeologie Graz*, 261–264, Graz 1990.
- VOLL, G.: Klastische Mineralien aus den Sedimentserien der Schottischen Highlands und ihr Schicksal bei aufsteigender Regional- und Kontaktmetamorphose. – *Habilitationsschrift Fakultät für Bergbau und Hüttenwesen der Technischen Universität Berlin*, **D 83**, 1–360, Berlin 1968.
- VOLL, G.: Recrystallization of quartz, biotite and feldspars from Erstfeld to the Leventina Nappe, Swiss Alps, and its geological significance. – *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, **56**, 641–647, Zürich 1976.
- WHITE, S. H.: Fault rocks of the Moine Thrust Zone: a guide to their nomenclature. – *Textures and Microstructures*, **4**, 211–221, New York 1982.

Manuskript bei der Schriftleitung eingelangt am 25. April 1991.

# ZOBODAT - [www.zobodat.at](http://www.zobodat.at)

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: [Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt](#)

Jahr/Year: 1991

Band/Volume: [134](#)

Autor(en)/Author(s): Schulz Bernhard

Artikel/Article: [Deformation und Metamorphose im Thurntaler Komplex \(Ostalpen\) 369-391](#)