

Jb. Geol. B.-A.	ISSN 0016-7800	Band 132	Heft 2	S. 475-487	Wien, August 1989
-----------------	----------------	----------	--------	------------	-------------------

Rekristallisierte Blastomylonite aus Amphiboliten und Biotit-Plagioklasgneisen als deckentektonisches Trennelement zwischen Mittelostalpin und Oberostalpin im Walchengraben südlich von Öblarn (Steiermark)

Von HELMUTH W. PEER*)

Mit 18 Abbildungen

*Steiermark
Oberostalpin
Mittelostalpin
Deckentektonik
Blastomylonit
Rekristallisation*

Österreichische Karte 1 : 50.000
Blatt 128

Inhalt

Zusammenfassung	475
Abstract	475
1. Einleitung	476
2. Geologischer Überblick	476
3. Die Blastomylonite	478
3.1. Definition	478
3.2. Ausgangsgesteine der Walchener Mylonite	479
3.3. Mikrostrukturen	479
3.4. Das Alter der Mylonitbildung	484
3.5. Postmylonitische spätalpidische Hornblendeblastese	484
4. Folgerungen	485
Anhang: Erläuterung des Boxplot	486
Dank	486
Literatur	486

Zusammenfassung

Grünschiefer an der Basis der oberostalpinen Ennstaler Phyllit-Formation werden im Gegensatz zu früheren Deutungen nicht als prograde, epizonal metamorphe Tuffe, Tuffite und Metadiabase betrachtet, sondern als rekristallisierte Blastomylonite nach Amphiboliten und Biotit-Plagioklasgneisen des mittelostalpinen Kristallins der Wölzer Tauern. Die Mylonitbildung wird als ein syntektonischer Prozeß während der altpalpidischen Überschiebung des oberostalpinen Deckenstapels auf das Mittelostalpin aufgefaßt. Die anfangs syndynamische Rekristallisation in den Myloniten erreichte mit der postmylonitischen Blastese von Hornblende und Granat ihren Höhepunkt. Die dabei herrschenden P-T-Bedingungen werden auf etwa 4 kb und 500 Grad geschätzt. Prämylonitischer Mineralbestand und Textur werden fast völlig ausgelöscht. Reliktminerale des Mylonitprotoliths sind Granat, Biotit und Plagioklas. Der Mylonitprotolith erfährt durch den Abbau der in seinen Mineralaggregaten gespeicherten Deformationsenergie während der syntektonischen Rekristallisation eine Korngrößenreduktion der Plagioklasmatrix auf 0,009–0,03 mm.

Erneute Deformation nach der Hornblendeblastese verursacht Rotationsstrukturen an kurzprismatischen Hornblendeblasten.

Alle Gesteine im Liegenden des etwa 400 m mächtigen Mylonitkomplexes werden in die Wölzer Glimmerschiefer-Formation gestellt. Die Hangendgesteine gehören mit der Ausnahme eines Grenzstreifens unsicherer Zuordnung der Ennstaler Phyllit-Formation an.

Abstract

It is assumed that greenschists in the footwall of the Upper Austroalpine Enns Valley Phyllite Formation are contrary to previous interpretations not prograde metamorphic mafic tuffs, tuffites and metadiabases, but represent recrystallized blastomylonites originated from amphibolites and biotite-bearing plagioclase gneisses which belong to the Middle Austroalpine Unit. Mylonitization associated with ductile thrust faulting is a syntectonic process during north directed nappe movements of the Upper Austroalpine onto the Middle Austroalpine. Synkinematic recrystallization of the mylonites culminated in a postmylonitic static growth of hornblende and garnet which provide p-t-conditions of approximately 4 kb and 500 degrees celsius. The premylonitic mineral assemblage and texture were almost completely destroyed. Relict minerals are garnet, biotite and plagioclase. Due to the reduction of the stored deformation energy in the ductile deformed grains the grain size of the mylonite protolith was reduced to 0,009–0,03 mm via synkinematic recovery and primary recrystallization. Deformation after the growth of hornblende produced fluxion structures around rigid hornblende grains.

*) Anschrift des Verfassers: Dr. HELMUTH W. PEER, Schießstattstraße 16/40, A-8706 Leoben.

All rock types in the footwall sequence of the mylonitic complex belong to the Wölzer Mica Schist Formation which is a part of the Middle Austroalpine Unit. Most of the rocks overlying the mylonite complex belong to the Enns Valley Phyllite Formation, excluded a narrow stretch of uncertain classification immediately above the mylonites.

1. Einleitung

In kristallinen Schiefen sind Deckenbahnen bei Abwesenheit geeigneter Leitgesteine kaum erkennbar. Z. B. kann die Überschiebung eines epizonal metamorphen Phyllitstapels auf mesozonal metamorphe Glimmerschiefer durch s-parallele Phyllonitierungsprozesse mit begleitender Ausbildung von Schuppenzone zu metamorphen Scheinserien führen, die einen ungestörten Metamorphoseübergang von Glimmerschiefern in Phyllite vortäuschen können. Dies wurde in der Grenzzone zwischen Wölzer Glimmerschiefern und Ennstaler Phylliten lange Zeit vermutet (FRITSCH, 1953; PRIEWALDER & SCHUHMACHER, 1976; METZ, 1976, 1980).

Die geographische Fixierung einer Überschiebungsfläche wird erst dann möglich, wenn die Trennung von Schieferserien in zwei tektonisch selbständige Einheiten gelingt, oder, wenn eine Deformationskonzentration innerhalb eines definierbaren Gesteinsstreifens erkannt wird, die auf Scherprozesse zurückgeführt werden kann. Eine Aussage über Schubweiten kann auch dann nicht getroffen werden.

Für die Auflösung einer derartigen Überschiebungstektonik wird unter anderem auch der Nachweis von Myloniten (Definition siehe Kap. 3.1.) bedeutend. Unter P-T-Bedingungen der Grünschiefer- und Amphibolitfazies rekristallisiert jedoch der Primärmineralbestand des Myloniteduktes weitgehend syntektonisch bei duktiler Deformation. Der Mineralbestand von Myloniten wird somit – je nach petrographischer Zusammensetzung und Metamorphosegrad – dem von „Normalgesteinen“ wie Schiefen, feingebänderten Gneisen, Quarziten oder Grünschiefern angeglichen.

Überdauert Rekristallisation die Deformation, können megaskopische Deformationskriterien fast vollständig eliminiert werden. In solchen Fällen werden detaillierte Mikrostrukturuntersuchungen zum entscheidenden Kriterium für den Nachweis der Bewegung. Mineralparagenesen können dann nur mehr zur Definition der Metamorphosebedingungen – im günstigen Fall für die Bedingungen zum Zeitpunkt der synkinematischen Mylonitbildung – herangezogen werden, nicht aber für den Deformationsmechanismus selbst.

Syntektonische Mylonitbildung in Verbindung mit Deckenüberschiebungen erfordert einen P-T-Bereich, in dem weitgehend duktile oder zumindest semiduktile Deformation dominiert. Die dafür notwendigen Voraussetzungen werden in Krustenbereichen ab 10 km erreicht (PRICE, 1966; SIBSON, 1977; RAMSEY, 1982; SCHOLZ, 1988). In Metamorphiten können daher Störungserreißeln (fault gouge), tektonischen Brekzien und sonstigen kataklastischen Gesteinen keinerlei Bedeutung für Deckenbahnen während orogener Kompressionstektonik zuerkannt werden.

Vorliegende Arbeit versucht nun, Argumente dafür vorzubringen, daß die Liegendteile bisher als epizonal metamorphe „Grünschiefer“ („Metatuffe, Metatuffite“, „Metadiabase“) aufgefaßter Gesteine an der Basis der altpaläozoischen oberostalpinen Grauwackenzone im

Ennstal als rekristallisierte Blastomylonite nach granatführenden Plagioklas-Amphiboliten und Hornblende-Plagioklasgneisen interpretiert werden können. Der Deformationsnachweis wird über reliktsche Mineralbestände, Scherkriterien, Mikrostrukturen und Analogieschlüsse geführt.

2. Geologischer Überblick

Das Untersuchungsgebiet besteht aus zwei mittelsteil nach Norden fallenden tektonostratigraphischen Einheiten:

- 1) Liegend das mesozonal metamorphe mittelostalpine Kristallin (Wölzer Glimmerschiefer-Formation; WGLF) und
- 2) Die nordwärts darauf überschobene, epizonal metamorphe oberostalpine Grauwackenzone, die im Untersuchungsgebiet von der Ennstaler Phyllit-Formation (EPHF) vertreten wird (Abb. 1).

Als Alter beider Einheiten wird Altpaläozoikum angenommen. In der Wölzer Glimmerschiefer-Formation dominieren im Abschnitt der Walchen Granat-Glimmerschiefer mit Marmoreinschaltungen zwischen 0,2 und 180 m Mächtigkeit in den hangenden Bereichen, aber doch 2–3 km südlich der basischen Mylonite. Dunkelgraue bis schwarze Quarzite werden 1 cm bis einige Meter mächtig. Durch Pyritverwitterung rostig gefärbte Muskovit-Quarzschiefer bilden zusammen mit Muskovit-Albit-Chloritschiefern das Nebengestein der Cu-Pb-Zn-Lagerstätte Walchen. Die grauschwarzen Quarzite treten liegend und hangend dieses charakteristischen rostigen Bandes auf. Amphibolite fehlen.

Die Ennstaler Phyllit-Formation besteht aus Metapsammiten und Metapeliten mit einigen Kalkmarmorbändern. Metapsammite überwiegen bei weitem. Zahlreiche Grünschieferzüge bevorzugen eine basale Position innerhalb dieser Formation. Die als Mylonite interpretierten Metavulkanite wurden bisher diesen Grünschieferzügen zugerechnet.

Die mächtigeren Marmorlager innerhalb der WGLF werden als Sölker- und/oder Gumpeneckmarmore bezeichnet. Ein Fund triassischer Crinoiden (HAUSER & BRANDL, 1956) ließ diese Marmore zu einem wesentlichen Faktor zur Stützung der Vorstellung einer deckentektonischen Trennung von Mittelostalpin und Oberostalpin im Untersuchungsgebiet werden (TOLLMANN, 1963, S. 33). Da allerdings der betreffende Fundblock aus dem Schwemmkegel eines Bachs stammt (Griesbach NE Pleschnitzzinken), das Gebiet vom Ennstalgletscher bedeckt war, die mesozoischen Nördlichen Kalkalpen nur 4 km weiter nördlich lagern, kann diesem Fund nicht diejenige volle Bedeutung zuerkannt werden, die ihm bisher anhaftete, da eine Herkunft aus Moränenablagerungen in Erwägung gezogen werden muß. Außerdem sind die zur Diskussion stehenden Sölker- oder Gumpeneckmarmore Granatglimmerschiefern eingelagert und liegen 1200 m südlich der derzeit vermuteten Deckengrenze zwischen Ennstaler Phyllit-Formation und Wölzer Glimmerschiefer-Formation (siehe Geologische Karte der Steiermark, 1 : 200.000, FLÜGEL & NEUBAUER, 1984). Ihnen die Bedeutung von regionalttektonischen Deckentrennelementen zuzuordnen, ist meiner Ansicht nach in dieser einfachen Form nicht möglich. Allerdings ist die Unterlagerung der Grauwackenzone durch lückenhafte, z. T. fossilbelegte Meso-

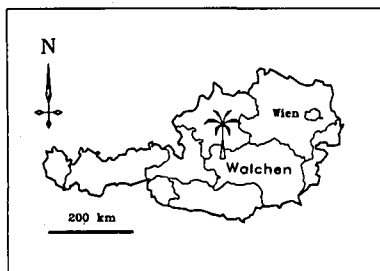
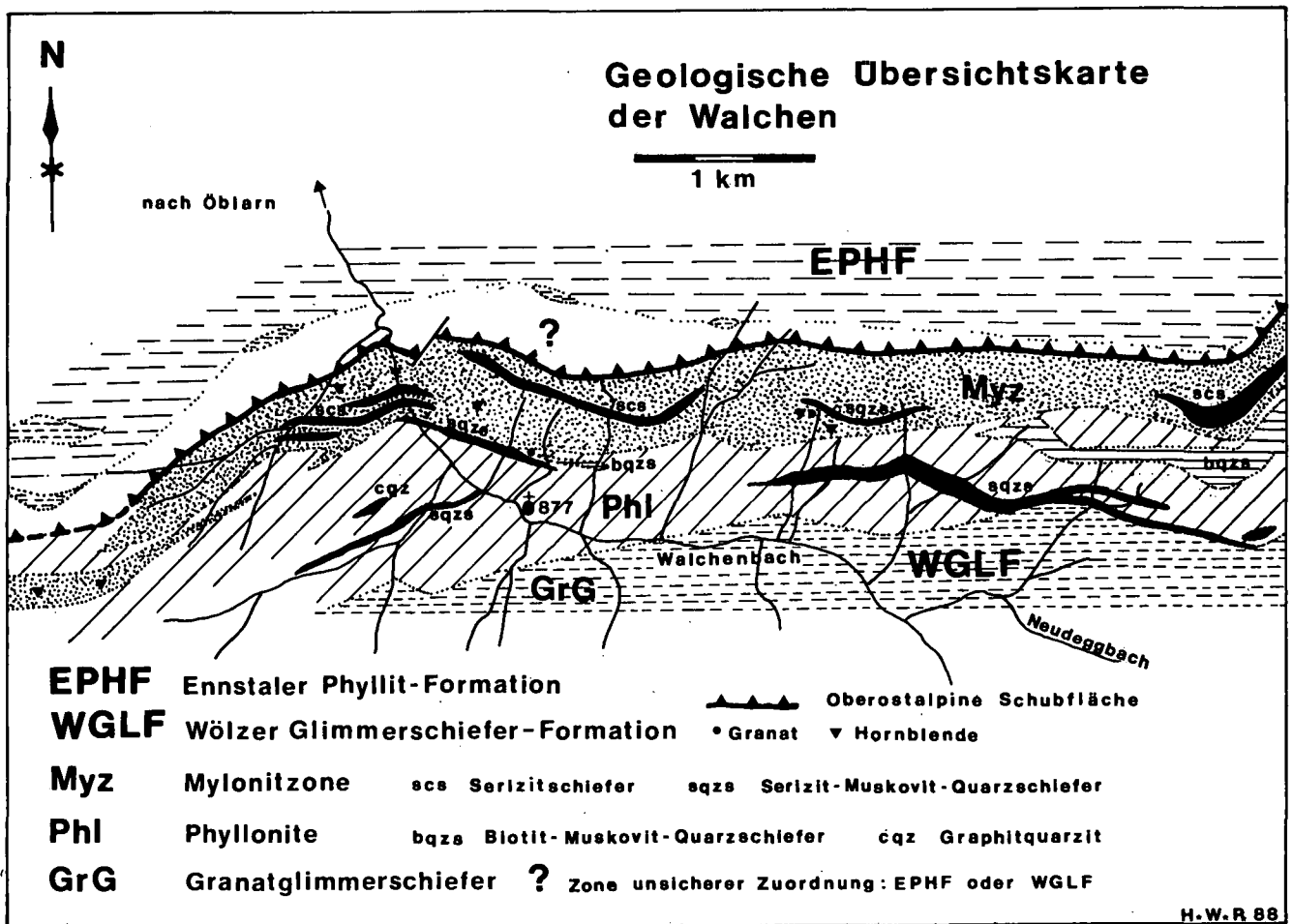


Abb. 1.

Geographischer und geologischer Überblick des untersuchten Abschnittes der Deckengrenze zwischen Mittel- und Oberostalpin im Walchengraben südlich von Öblarn.

zoikumsreste auf 180 km Ost-West-Erstreckung eine der signifikanten Beobachtungen für die Annahme einer großregionalen Schubfläche (TOLLMANN, 1959, 1960, 1963, 1977, 1987), deren westlicher Anteil im Untersuchungsgebiet durchstreicht.

Mikrofossilfunde in der Ennstaler Phyllit-Formation des Donnersbachtals ergaben ein oberordovizisches bis silurisches Alter (PRIEWALDER & SCHUHMACHER, 1976). Hinsichtlich der tektonischen Zuordnung der fossilführenden Schiefer ergeben sich jedoch einige Probleme. Die fossilreichsten Probenpunkte 45 und 12 liegen nämlich hangend, der Probenpunkt 11 liegend der neu fixierten Deckenbahn zwischen Oberostalpin und Mittelostalpin (vgl. PEER [1988, Abb. 8] mit PRIEWALDER & SCHUHMACHER [1976, Abb. 3]). Daraus ergibt sich eine Altersgleichheit von Gesteinen in zwei unterschiedlichen großtektonischen Einheiten, bzw. eine Verschiebung zwischen Ennstaler Phyllit-Formation und Wölzer Glimmerschiefer-Formation. PRIEWALDER & SCHUHMACHER (1976, S. 105) betrachten allerdings die Ennstaler Phyllite auf Grund einer scheinbaren Metamorphoseabnahme vom Liegenden ins Hangende als

primär Hangendes der Wölzer Glimmerschiefer ohne die Möglichkeiten und Hinweise auf eine deckentektonische Trennung zu berücksichtigen. Der Eindruck des kontinuierlichen Übergangs der Metamorphoseprägung zwischen Wölzer Glimmerschiefer und Ennstaler Phyllit wurde bis jetzt durch die alpidische Überschiebungstektonik erklärt, die die Hangendanteile der mittelostalpinen, mesozonalen Granat-Glimmerschiefer durch Phyllonitisierung epizonalen Phylliten angeglichen haben soll. Mit der Deckenbewegung soll Diaphthorese verbunden gewesen sein, die vor allem zu einer Chloritisierung des Granatbestandes führte (FRITSCH, 1953). Es konnte allerdings nachgewiesen werden, daß die Chloritisierung fälschlicherweise auf eine Diaphthorese zurückgeführt wurde (PEER, 1988). Daraus abgeleitete Schlußfolgerungen auf eine Bewegungsbahn sind dadurch nicht zutreffend. Auch METZ (1971) erwähnte eine klare tektonische s-Flächendiskordanz zwischen beiden Einheiten. Während eine tektonische Überarbeitung des Grenzstreifens zwischen Glimmerschiefer und Phylliten von allen bisherigen Bearbeitern erkannt wurde (WIESENER, 1939; FRITSCH, 1953; METZ, 1971,

1976, 1980; PRIEWALDER & SCHUHMACHER, 1976), hat ihr TOLLMANN (1959) erstmalig die Bedeutung einer großregionalen Deckengrenze zugewiesen.

Die Diskussion dieser Grenzzone ist ein Teilproblem der grundlegenden Diskussion um die Existenz des Mittelostalpins (i. S. TOLLMANN, 1959, 1963). Das regionaltektonische Problem des Mittelostalpins als eigenständige Einheit in den Ostalpen – eine Diskussion, die in den letzten Jahren wieder aufflackerte – soll hier nicht besprochen werden. Zusammenfassende, jedoch konträre Stellungnahmen dazu geben FRANK (1987) und TOLLMANN (1987).

Die als Blastomylonite interpretierten Grünschiefer liegen in der Grenzzone zwischen Glimmerschiefern und Phylliten. Die Hauptmasse der Schiefer im Liegenden der Blastomylonite wird als phyllonitisierter Granat-Glimmerschiefer betrachtet, dessen Mineralbestand posttektonisch in Bezug auf den Phyllonitierungsprozeß rekristallisierte. Fragmente der Phyllonite liegen noch unmittelbar hangend der Blastomylonite und als Späne in Ennstaler Phylliten. Alle diese Späne wurden nur durch Zufall über Dünnschliffstudien gefunden. Bei den bestehenden Aufschlußverhältnissen ist es praktisch unmöglich, solche Phyllonite innerhalb der Phyllite zu entdecken.

Seit REDLICH (1903) wurden nun die Grünschiefer dieser Grenzzone von allen nachfolgenden Autoren als Metadiabase, Grünschiefer oder Tuffe bis Tuffite angesprochen (FRITSCH, 1953; UNGER, 1968; SCHLÜTER et al., 1984). Nur WIESENER (1939) unterscheidet Diabase und Amphibolit. Gegen ihre normalstratigraphische Einlagerung in den epizonalen Ennstaler Phylliten sprechen prädeformative Granat- und Plagioklasrelikte, postmylonitische blaue und grüne Hornblenden, alle in Verbindung mit einem auffallenden Korngrößenkontrast zwischen Reliktmineralien und einer Albit-Oligoklaskleinkornmatrix. Fehlen höher metamorphe Reliktminerale, ist die Mylonitinterpretation der Grünschiefer als Abkömmlinge von mesozonal metamorphen basischen Metavulkaniten nicht immer vertretbar. Der Interpretation der Grünschiefer als Tuffe (SCHLÜTER et al., 1984) kann aus genetischen und sedimentologischen Gründen nicht zugestimmt werden. Die weitverbreitete Auffassung, vielen grün gefärbten Schiefern das Etikett „Tuff oder Tuffit“ zuzuweisen, bedarf einer kritischen Prüfung. Aus dem Chemismus allein kann kaum auf einen Tuff geschlossen werden. Intensive metasomatische Stoffverschiebungen im vorliegenden Gesteinsmaterial im Zuge von Chloritisierung und Titanisierung lassen keine Klassifizierungsversuche dieser „Grünschiefer“ über den Chemismus zu.

In allen untersuchten Gesteinen fehlen magmatische Hinweise. Alle Gesteine wurden intensiv phyllonitisiert. Die während der Überschiebungstektonik erfolgte Deformation konzentrierte sich nicht nur auf eine Zone mit intensiver Mylonitbildung, sondern erfaßte als Teilkomponenten der Kompressionstektonik Wölzer Glimmerschiefer und Ennstaler Phyllite gleichermaßen in einer Mächtigkeit von insgesamt etwa 6 km (Verschieferung der Metapelite und Metaarenite samt eingelagerten ?Metatuffen). Glimmerschiefer und Phyllit sind entlang zahlreicher s-paralleler oder spitzwinklig dazu verlaufender, bis in den Mikrostrukturbereich eingreifender Bewegungsflächen zerlegt.

Weiter westlich, zwischen Sölk- und Sattental, könnten einige der „Grünschiefer“ der Ennstaler Phyllite den Blastomyloniten der Walchen entsprechen, da WEISS

(1958, S. 76f) in ihnen Granate und Hornblendegarbenschiefer beschreibt, die er als Relikte einer Epidot-Amphibolitfazies interpretiert. Verfolgt man die Basis der Grauwackenzone nach Osten, trifft man allenthalben reliktsche Mineralbestände in Gesteinen, die nicht in die epizonale Mineralassoziaton der Grauwackenzone passen. So sind z. B. die „Grünschiefer“, die die Matrix des Kalwanger Gneiskonglomerates bilden, petrographisch Titanit-Granat-Epidot-Biotit-Hornblendeschiefer (cf. Amphibolite). Wiederum ist ihre Position unmittelbar an einer Überschiebungsfäche auffallend. Wenn man als Abkömmlinge der mafischen Schiefer Bänderamphibolite in Betracht zieht, einen Mylonitisierungs- und Phyllonitierungsprozeß als Ursache der Schieferigkeit erwägt, könnte unter Umständen die Konglomeratnatur zugunsten einer tektonischen Bildung abgelöst werden. Eine fast identische Situation beschrieben HEINISCH & SCHMIDT (1976) aus den Thurntaler Quarzphylliten, wo die dem Altkristallin auflagernden Gesteine als Mylonite und nicht als grobklastisches Transgressionssediment über einer kaledonischen Diskordanz erkannt wurden. Da mir von dem Kalwanger „Gneiskonglomerat“ nur drei Schiffe zur Verfügung standen, konnte die Problematik dieses Gesteinstyps nicht weiter verfolgt werden. Die Schiffe zeigen jedoch charakteristische Mylonitmerkmale.

Auch im Raum Leoben wurden in den Grünschiefern wiederholt Granat und Hornblenden beschrieben (HAUSER, 1936, 1937). Beiderseits des Eingangs des Pözlgrabens östlich Leoben wurde von mir an der Basis SW und SE fallender karboner Schwarzphyllite ein kataklastischer Amphibolitfetzen mit einigen Metern auflagernden Glimmerschiefer-Phylloniten gefunden.

Es liegen somit einige interessante Hinweise vor, um die Basis der Grauwackenzone unter einem strukturgeologischen, mikrostrukturellen Gesichtspunkt neu zu bearbeiten.

Das scheinbare Fehlen von makro- bis megaskopischen Bewegungsflächen in den Schiefergebieten wie solchen der Grauwackenzone und den mittelostalpinen Kristallinarealen der Niederen Tauern wird auf den zu eng definierten und von der Kalkalpentektonik übernommenen Begriff „Bewegungsfläche“ zurückgeführt. Die Inhalte der deckennomenklatorischen Begriffe, wie sie auf Grund der Gegebenheit der Kalkalpen geprägt worden waren (vgl. TOLLMANN, 1973), können zum Großteil in Metamorphiten nicht erkannt werden.

3. Die Blastomylonite

3.1. Definition

Da der Begriff „Mylonit“ meist als Synonym für kataklastische Gesteine im Gebrauch ist, in der vorliegenden Arbeit aber als das Produkt einer syntektonischen Deformation unter den Bedingungen der obersten Grünschieferfazies betrachtet wird, soll hier stellvertretend für die zahlreichen Arbeiten über Mylonite vom Blickpunkt der anglo-amerikanischen Literatur auf die Publikationen von HIGGINS (1971), BELL & ETHERIDGE (1973), WHITE (1975a, 1975b), SIBSON (1977), BURG & LAURENT (1978), BERTHE et al. (1979), KERRICH et al. (1980), WHITE et al. (1980), SIMPSON & SCHMID (1983), LISTER & SNOKE (1984) und PASSCHIER & SIMPSON (1986) verwiesen werden.

Der Begriff „Mylonit“ wird in dem Sinn verwendet, wie er in dem seit 1979 erscheinenden „Journal of Structural Geology“ in zahlreichen Arbeiten beschrieben ist.

Der heutige Begriffsinhalt für „Mylonit“ impliziert eine duktile Deformation mit begleitender dynamischer Rekristallisation des Mineralbestandes. Die Erkenntnis einer Kornverkleinerung durch Rekristallisation, und nicht durch kataklastische Granulierung, gewinnt eine wesentliche Bedeutung bei der Neuinterpretation mancher gebänderter feinkörniger Gesteine als Mylonite. Der Kleinkornring um „Mörtelquarze“ wird heute nicht mehr ausschließlich als das Ergebnis einer Kornertrümmerung mit nachfolgender Rekristallisation erklärt, sondern als Zerfall eines sich plastisch verformenden Großkorns während syntektonischer Rekristallisation (strain-induzierte Rekristallisation). Dadurch wird die gespeicherte Deformationsenergie der Minerale über die Prozesse „recovery“ und primäre Rekristallisation abgebaut. Es entsteht ein Kleinkornmosaik dislokationsfreier Körner.

Mit „Mylonitisation“ wird in vorliegender Arbeit ein zyklischer Vorgang zwischen Korndeformation und Rekristallisation bei Temperaturen der obersten Grünschieferfazies bezeichnet. Je nach Deformationsgrad entstehen Protomylonite, Mylonite, Blastomylonite und Ultramylonite (HIGGINS, 1971, S. 7ff, SIBSON, 1977). Deformation und „recovery“ sowie primäre Rekristallisation sind parallel ablaufende Prozesse (BELL & ETHERIDGE, 1973, HOBBS et al., 1976, GOTTSTEIN & MECKING, 1985).

3.2. Ausgangsgesteine der Walchener Mylonite

Der Mylonit ist keine homogene basische Gesteinslage, sondern ein heterogen zusammengesetztes Gesteinspaket, welches durch geringmächtige (weniger als 5 m) Lagen aus Pyrit-Serizit-Quarzschiefern, grauen Schieferen (phyllonitisierte Glimmerschiefer), Magnetit-Abitschiefern, Chlorit-Dolomit-Albitschiefern und Chlorit-Quarz-Muskovitschiefern zerlegt wird. Das Ausgangsgestein der Mylonite ist wegen des intensiven Deformationsgrades, einer posttektonisch fortdauernden Rekristallisation und einer intensiven Chloritisierung nicht eindeutig identifizierbar. Durch postkristalline metasomatische Einwirkungen wird die Rückführung der Mylonite über ihren Chemismus zum Ausgangsgestein unscharf. Insgesamt wurden 56 Grünschiefer analysiert. Eine geochemische und petrographische Korrelation ist in Vorbereitung. Hier soll nur erwähnt werden, daß derzeit eine Zuordnung zu definierbaren Vulkanit-typen mit Hilfe der herkömmlichen Klassifikationsdiagramme nicht gelingt.

Reliktminerale sind polysynthetische Plagioklase, rotbraune Biotite, Muskovitscheiter und chloritisierte Granate. Leitet man die Mylonite von mittelostalpinen mesozonalen Metamorphiten ab, ergeben sich folgende mögliche Ausgangsgesteine: feinkörnige, gebänderte Epidotamphibolite, Granatamphibolite, Granat-Biotitgneise, Granat-Hornblende-Zweiglimmerschiefer, Granat-Muskovit-Hornblendegneise und Muskovit-Plagioklasgneise (feinkörnige Dioritgneise). Eine der Paragneisserie der Schladminger Tauern (FORMANEK, 1964) äquivalente Gesteinsvergesellschaftung wären möglich, sofern ein petrographisch-lithologischer Vergleich

überhaupt vernünftig ist. FORMANEK (1964, S. 26f) beschreibt feinkörnige, dunkelgraugrüne, granatführende Biotitgneise mit bereichsweisen Übergängen in hornblendeführende Typen, Epidot-Biotitgneise, Epidot-Chloritgneise, Serizit-Chloritgneise, feinkörnige Paraamphibolite und Biotit-Muskovitgneise. Daß Phyllonitisationsprozesse („Verschieferung“) ein Gestein bis zur vollständigen Unkenntlichkeit umprägen können, ist hinreichend bekannt (z. B. Granitgneise zu „Glimmerschiefern“ oder Porphyroide zu „Serizit-Quarzschiefern“). In der Walchen wird die posttektonische Metamorphosesteigerung am eindrucksvollsten durch die Neomineralisation von blaugrüner Hornblende angezeigt. Die damit verbundene Rekristallisation des Mineralbestandes der Matrix ist einer der wesentlichen Punkte, der eine klare Grenzziehung zwischen mittelostalpinen Glimmerschiefern und oberostalpinen Phylliten verhindert. Um die Problematik einer Gesteinsformationstrennung noch zu komplizieren, wurden die Gesteine nach der postmylonitischen Rekristallisation erneut deformiert. Diese Deformation ist im wesentlichen spröde, was deutlich an brekzierten Myloniten und der Bildung von Störungsletten (fault gouge) nachweisbar ist (siehe Abb. 14). Ein wesentlicher Teil allgemeiner Deformationsmerkmale wie undulöse Auslöschung von Quarzen und Glimmern, Knickzone in Chloriten, Muskoviten und Biotiten, Zerbrechung von Körnern, etc. ist auf junge Deformationsphasen zurückzuführen.

3.3. Mikrostrukturen

Unter dem Begriff „Mikrostruktur“ werden alle deformationsbedingten Kennzeichen in den gesteinsaufbauenden Körnern und deren geometrische Beziehung in Kornverbänden zusammengefaßt. Der Begriff beinhaltet im weiteren Sinn die Bezeichnung „Textur“ und wird im Sinn der englischsprachigen Definition verwendet.

Bisher wurde aus der Feinkörnigkeit der „Grünschiefermatrix“ in Verbindung mit einem epizonal metamorphen Mineralbestand (Chlorit, Biotit, Epidot, Albit) auf metamorphe Abkömmlinge von Tuffen und Tuffiten geschlossen (REDLICH, 1903; FRITSCH, 1953; UNGER, 1968; SCHLÜTER et al., 1984). In der vorliegenden Arbeit wird



Abb. 2.

Ein duktil deformiertes Plagioklaskorn (Bildmitte) zerfällt durch syntektonische Rekristallisation in ein Kleinkornmosaik und geht dadurch kontinuierlich in die mylonitische Kleinkornmatrix über (linker Kornrand). Es wird rechts von einer Chlorit-Biotit-Lamelle umflossen.

Balkenlänge in mm, Nicols x.

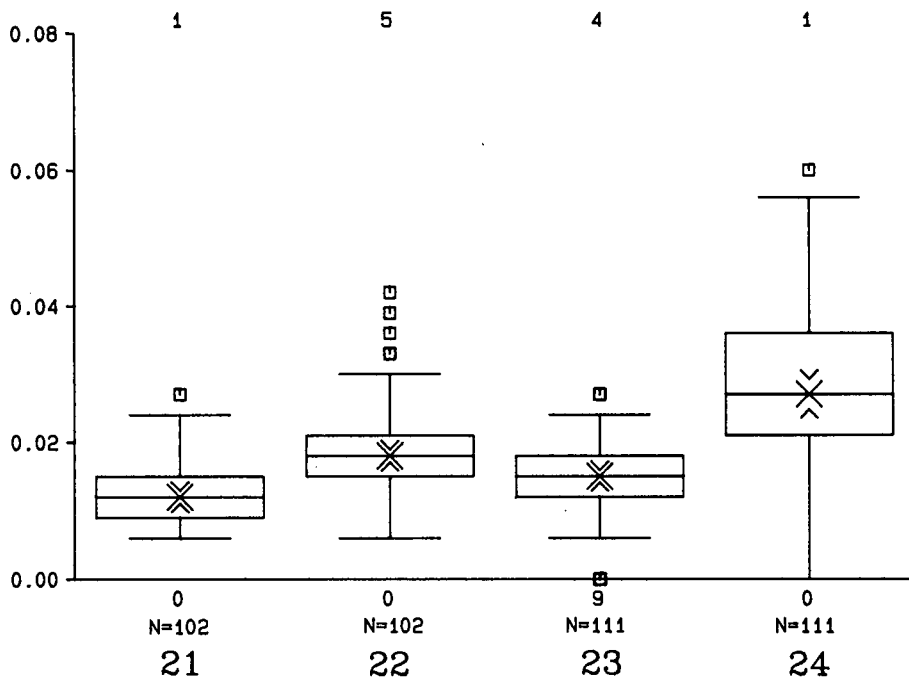


Abb. 3. Boxplot einer Korngrößenverteilung der Plagioklaskleinkornmatrix in den Blastomyloniten. Zahlenwerte der Ordinate in mm. N = Anzahl der Messungen. Erklärung im Text.

die Feinkörnigkeit durch dynamische Rekristallisation deformierter Matrixplagioklase von Amphiboliten und Plagioklasgneisen reinterpretiert, die durch Albit-Oligoklas-Kleinkornhaufen ersetzt werden. Dabei erfolgte eine Korngrößenreduktion auf 0,009–0,03 mm (Abb. 2, 3). Fremdmineraleinschlüsse in der Plagioklas-Feinkornmatrix sind gering. Die Feinkörnigkeit der Matrix kann daher nicht durch wachstumshemmende Fremdpartikel erklärt werden (inclusion inhibition [HOBBS et al., 1976, S. 113]).

In Abb. 3 sind die Korngrößen der Matrix in Form von Boxplots dargestellt. Diese statistische Darstellungsweise wird im Anhang erklärt. Boxplot 21 und 23 repräsentieren die kurzen Achsen, Boxplot 22 und 24 die langen Achsen der Matrixplagioklase in zwei Mylonitproben. Während in Schliff 128/28 (Boxplot 21 und 22) die Matrixpartikel fast äquigranoblastisch ausgebildet sind, zeigt sich in Schliff 128/19 (Boxplot 23 und 24) eine erkennbare Elliptizität. Der Korngrößenkontrast zwischen Matrix und prämylonitischen Porphyroklasten wird besonders in den Boxplots 1, 2, 3 und 4 deutlich (siehe Abb. 8).

Die fast vollständige Zerstörung des Plagioklas-Altbestandes erfordert einen weitgehend duktilen Defor-

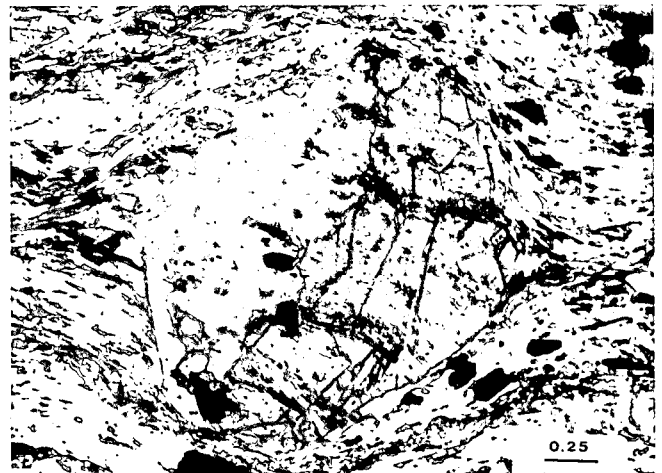


Abb. 4. Mylonitische Fließstruktur um prämylonitischen Granat. Linker Teil des Granats postmylonitisch chloritisiert. Nicols ||.

mationsablauf. Die Feldspatplastizität setzt bei 450 Grad ein (WHITE, 1975a; VOLL, 1976), die von Quarz erfolgt bereits ab 300 Grad (VOLL, 1976; KERRICH et al., 1977). Der dazukommende Überlagerungsdruck von et-

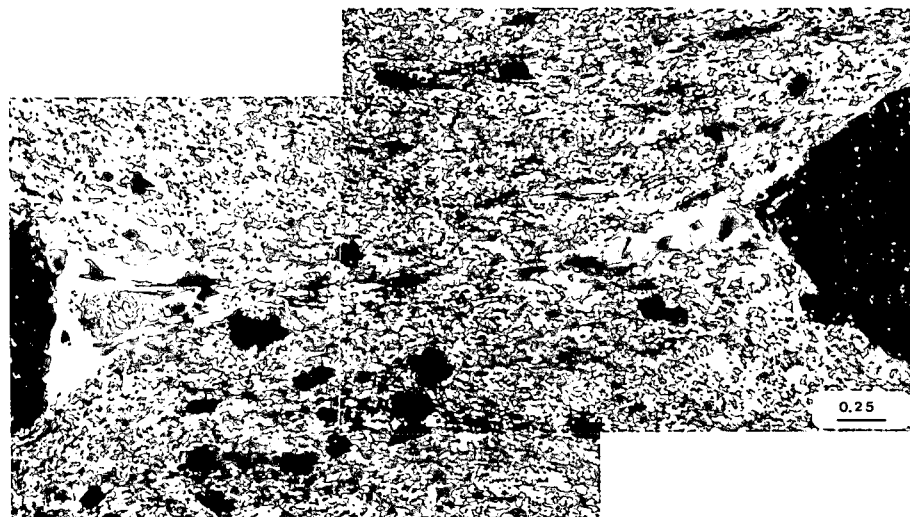


Abb. 5. Mylonitische Schieferungslamelle verbindet zwei prämylonitische Granatporphyroklasten am rechten und linken Bildrand. Die Hauptschieferung läuft diagonal von links oben nach rechts unten. Deutliche Kornvergrößerung in den Druckschatten des Granats. Nicols x.

wa 12–14 km Gestein (Grauwackenzone samt auflagernden Kalkalpen zum Zeitpunkt des Paroxysmus der Deckenbewegungen ergibt ausreichend hohe P-Bedingungen (etwa 4 kb) für eine plastische Deformation des Plagioklases. Die dominierenden Hinweise für eine Mylonitisation sind:

- 1) Fließstrukturen (fluxion structure) der feinkörnigen Albit-Oligoklasmatrix um prämylonitische Granate (Abb. 4, 5),
- 2) Plagioklasporphyroklasten (PPK) als Relikte des prämylonitischen Ausgangsgesteins (Abb. 2, 6, 9) und
- 3) Scherkriterien an Porphyroklastensystemen i. S. PASSCHIER & SIMPSON (1986).

Die posttektonisch andauernde Rekristallisation verwischte viele der syntektonischen Deformationsmerkmale.

Die Interpretation der mafischen grünen Schiefer als Mylonite beruht daher auf dem Nachweis von prämylonitischen Mineralbeständen sowie der mylonitischen Gesamtstruktur. Fehlen diese, erfolgt ihre Klassifizierung über einen Vergleich des Matrixkornverbandes,

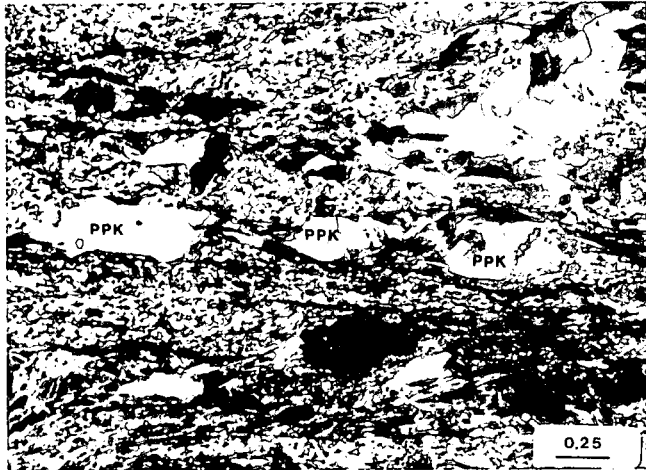


Abb. 6. Plagioklasporphyroklasten (PPK) in einer Albit-Oligoklas-Feinkornmatrix. Zwei sich spitzwinkelig kreuzende Scherflächensysteme bedingen Matrixflexuren. Nicols x.

wobei sich allerdings Abgrenzungsprobleme zu prograden, epizonal metamorphen Grünschiefern ergeben. Der wesentlichste Punkt für die Annahme der Mylonitinterpretation ist der Korngrößenkontrast zwischen Granat und der umgebenden Albit-Oligoklasmatrix, den ich nicht auf eine kontinuierliche prograde Metamorphose zurückführen kann, in Verbindung mit signifikanten Mylonittexturen der Matrix.

Die Boxplots in Abb. 7 zeigen diesen Kontrast an Hand des Schiffs der Abb. 5. In Boxplot 1 sind die kurzen Achsen der Matrixplagioklase dargestellt (siehe entsprechenden Boxplot 21 der Abb. 3), in Boxplot 2 die größten Durchmesser der Granatporphyroklasten. Boxplot 4 gibt die kurzen Achsen der Matrixplagioklase von Hornblendeporphyroblastenschiefern (entspricht dem Boxplot 23 der Abb. 3), Boxplot 4 die Längsachsen der Hornblendenschiefer. In Abb. 8 sind den Matrixplagioklasen der Mylonite die Matrixminerale von feinkörnigen Ennstaler Metapsammiten gegenübergestellt. Auch hier ist der Korngrößenkontrast deutlich erkennbar.

Abb. 9 zeigt zwei PPKs mit Subkornbildung, Polygonisation und primärer Rekristallisation. Der größere PPK besteht aus mehreren, optisch verschieden orientierten Teilen. Auffallend ist die parkettartige Deformationsverzwilligung bei weitgehend fehlender Saussuritisierung (kleinerer PPK, unterer Bildrand). Die primäre Rekristallisation bildet Albitrundlinge, mit deutlichen Großwinkelkorn Grenzen zum Wirtsplagioklas, bevorzugt entlang der lobenartigen Grenzflächen von zwei Plagioklasgroßindividuen. Der im Entstehen begriffene Kornverband in den PPK zeigt bezüglich Größe und Struktur der Körner eine auffallende Übereinstimmung mit der Matrix.

Die Fließbewegung der Matrix um starre, spröde Objekte (z. B. Plagioklase) verursacht durch Reibung eine Deformationszunahme an den Kornrändern. Während dynamischer Rekristallisation sind diese Bereiche bevorzugte Ansatzpunkte für die Blastese neuer kleiner Körner, da in den Randzonen die gespeicherte Deformationsenergie im Vergleich zum Restkristall höher ist. Das Volumen des Feinkornsaums (oder die Kornanzahl) vergrößert sich auf Kosten des Wirtkristalls, bis dieser vollständig in ein Kleinkornpflaster umgewandelt wur-

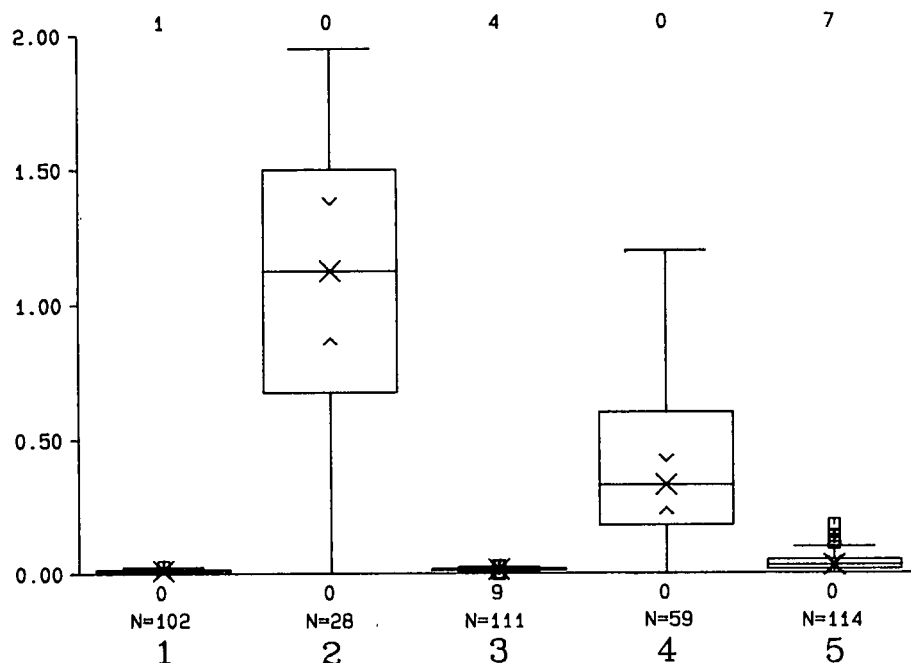


Abb. 7. Boxplot mit Korngrößenverteilung der Plagioklas-Feinkornmatrix (Boxplot 1, 3, 5) und prämylonitischen Granatporphyroklasten (Boxplot 2) bzw. postmylonitischen Hornblendeporphyroblasten (Boxplot 4). Zahlenwerte der Ordinate in mm. N = Anzahl der Messungen. Erklärung im Text.

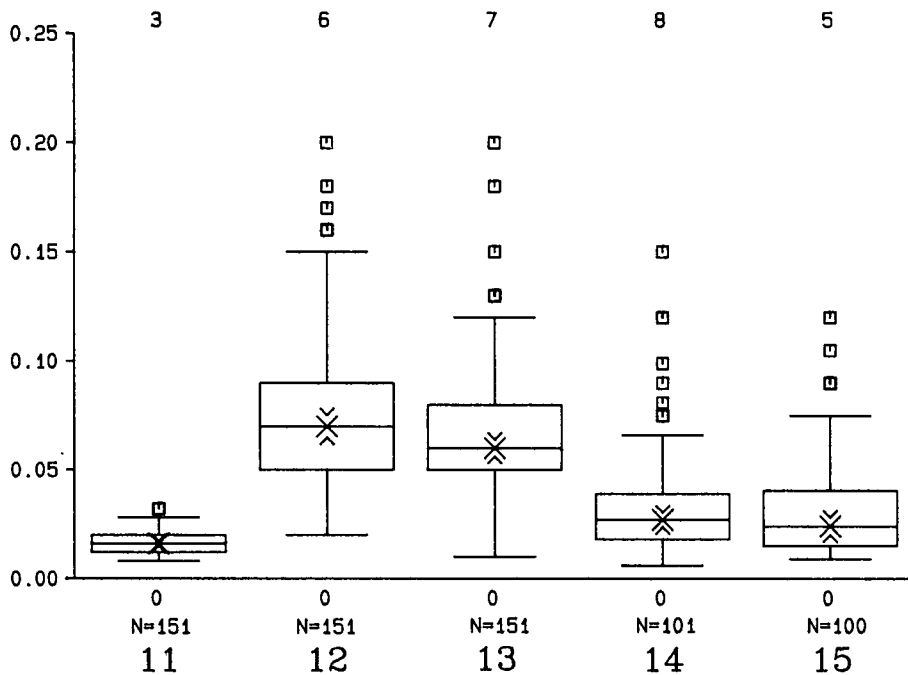


Abb. 8. Boxplot mit Korngrößenverteilungen zwischen Myloniten (Boxplot 11, 14, 15) und Ennstaler Metapsammiten (Boxplot 12, 13). Zahlenwerte der Ordinate in mm. N = Anzahl der Messungen. Erklärung im Text.

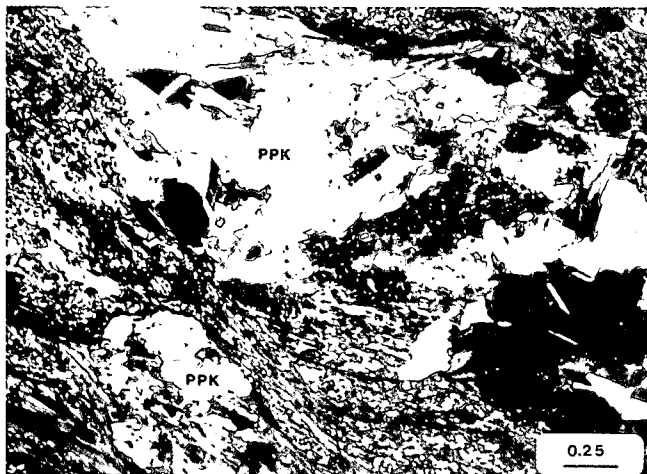


Abb. 9. Zwei prämylonitische Plagioklasporphyroklaste (PPK) zerfallen durch syndynamische Rekristallisation in ein Kleinkornpflaster, welches ohne scharfe Grenze in die mylonitische Matrix übergeht (unterer Rand des großen PPK). Nicols x.

de. Diese syntektonische Korngrößenreduktion ist nicht mit einem kataklastischen Granulierungsprozeß gleichzusetzen, wie dies lange Zeit vermutet wurde. Überdauert die Rekristallisation die Deformation, werden vor allem in basischen Metamorphiten durch chemische und strukturelle Transformationen die mikrostrukturellen Indikatoren der Deformationsmechanismen modifiziert oder weitgehend ausgelöscht.

Meist sind die PPK durch Biotitlamellen von der Matrix getrennt (siehe Abb. 2). Fehlen diese, kann der PPK ohne erkennbaren Grenzhiatus in die mylonitische Matrix übergehen. PPKs sind selten, d. h. die Korngrößenreduktion durch syntektonische Deformation bei begleitender Rekristallisation war außerordentlich erfolgreich.

Die sehr kleinen Korngrößen der rekristallisierenden Plagioklase bedingten ein plastisches Verhalten des Gesteins, wodurch die prämylonitischen kompetenten Granatkörner den Deformationsprozeß ohne Zertrüm-

merung überstanden. Die Altplagioklase allerdings werden bis auf wenige Ausnahmen durch diesen Prozeß zerstört. Granat und Plagioklas, sehr selten Hornblende, sind somit die einzig sicheren prämylonitischen Minerale, welche die Mylonitisation überstanden und dadurch Hinweise auf den Protolith liefern.

Innerhalb der Mylonite findet man granatführende plagioklasreiche Biotitgneise. Abb. 10 zeigt einen polysynthetisch verzwilligten Plagioklasporphyroklasten. Die Alternative zu der tektonischen Herleitung dieses Plagioklaskorns als Relikt eines prämylonitischen größer körnigen Ausgangsgesteins (? metamorpher Quarzdiorit, Biotit-Plagioklasgneis) ist die Interpretation als detritäres Korn. Sedimentäre Strukturen fehlen in den Gesteinen jedoch vollkommen. Das Korn wird daher als schwach deformierter PPK betrachtet. Erkennbar sind senkrecht zu den Albitzwillingslamellen orientierte breitere Deformationszwillingslamellen. Parallel dieser Zonen sind die Albitzwillingslamellen entlang intrakristalliner Mikroscherzonen geringfügig versetzt. Subkornbildung fehlt. Lokale Homogenisation am Rand und inner-



Abb. 10. Plagioklasporphyroblast in vollständig rekristallisierter Matrix eines feinkörnigen Granat-Biotit-Gneises. Erklärung im Text. Bi = Biotit. Nicols x.

halb des Kornes führt zur Eliminierung der Zwillingslamellen bzw. zu deren keilförmigen Enden. Die Mikroliithenfülle besteht aus Hellglimmer und Kalzit. Quarz und Plagioklas bilden die posttektonische granoblastisch-polygonale Matrix mit viel olivbraunem, deformationsfreiem Biotit. Der frische matrixbildende Plagioklas mit wenig Albitzwillingslamellen, und ohne Sausuritisierung, ist eine Neubildung. Das Gestein rekristallisierte postmylonitisch vollständig. Ein identisches Gestein wurde in der Ennstaler Phyllit-Formation im Niederöblarnbach gefunden. Granat in diesem Gestein ist von einer Chlorit-Biotithülle umgeben und bereichsweise vollkommen zu Chlorit pseudomorphisiert.

Der Biotitgneis ist mit einer 50 cm mächtigen Titanit-Chloritschieferlage verbunden. Der Chloritschiefer liefert einen markanten Hinweis für die postmylonitische, postkristalline metasomatische Veränderung des Gesteines. In der Chloritmatrix schwimmen inselförmig die Reste einer Feinkornmatrix vom Typ Abb. 5 und deutlich korrodierte Epidote (siehe Abb. 11).



Abb. 11. Postmylonitische Chloritisierung eines Mylonites und dadurch fast vollständige Umwandlung in einen Chloritschiefer. Matrixinseln aus Albit-Oligoklas (KKM) schwimmen in Chlorit (Chl). Besonders deutlich die hydrothermale Korrosion an Epidot (Ep) mit markanter Zwillingslamelle (ZE). Schwarz = Sulfide. Nicols ||.

Das unmittelbare Nebengestein der Cu-Pb-Zn-Lagerstätte Walchen, die s-parallel phyllonitisierten Glimmerschiefern eingelagert ist, besteht beim Mundloch des Margarethen-Stollens (Stollen Nr. 6 [UNGER, 1968, S. 23 und Anlage 1]) aus Chloritschiefern mit Muskovit- und Albitporphyroblasten ohne Regelung des Phyllosilikatbestandes. Dieser Chloritschiefer kann aufgrund des sich metamorphfaziell ausschließenden Mineralbestandes nur nach der Granat- und Hornblende-bildenden Metamorphose und nach einer Gefüge regelnden Deformationsepisode entstanden sein. Die Chlorite wurden postkristallin schwach deformiert, aber nicht mehr straff in s-Flächen parallel orientiert. Sollte sich ein Zusammenhang zwischen Chloritisierung und Lagerstättenbildung ergeben (dieses Thema wird im Zuge der Arbeiten nicht berücksichtigt), wäre der bislang als syngenetisches Ereignis aufgefaßte Vererzungsprozeß widerlegt.

Mikro-Rampen und Mikro-Schuppenstapel sind eindeutige kinematische Faktoren für Scherbewegungen im Gestein. Abb. 12 zeigt eine der Rampenstrukturen.

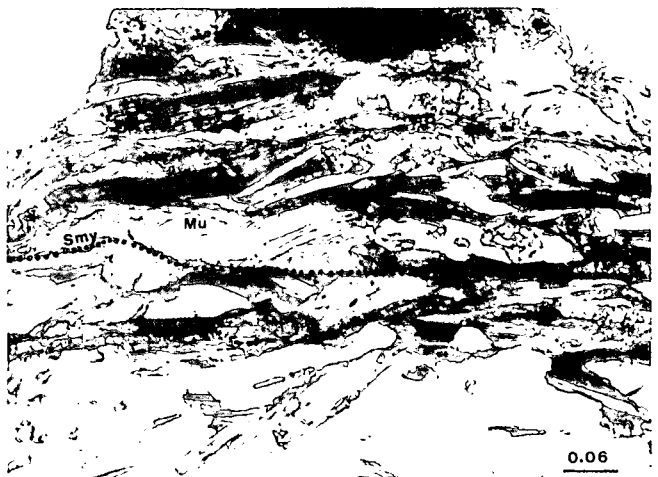


Abb. 12. Mikrorampenbildung entlang einer mylonitischen Schieferungsfläche (Smy). Deutliches kink band in Muskovit (Mu). Bewegung linkslateral. Abb. 13. Mikroschuppenstapel aus Matrixdomänen an einem chloritisierten Granat. Bewegungsflächen punktiert. Erklärung im Text. Nicols ||.

Sie entwickelt sich aus der mylonitischen Schieferung. Sie klettert mit einem Winkel von 25 Grad zur nächsten Scherfläche. Die Bewegung war linkslateral (alle Scherflüge wurden senkrecht zur dominierenden E-W streichenden Lineation angefertigt. Die Handstücke wurden nicht orientiert entnommen. Alle nachgewiesenen Bewegungen erfolgten daher N-S oder S-N). Die (001)-Flächen des an die Rampe angrenzenden Muskovits wurden um 65 Grad rotiert, Chlorite zerschert, Biotit und Muskovit zu elliptischen Fischen modelliert, dachziegelartig übereinandergeschoben und/oder geknickt.

Keilförmige Schuppenstapel aus Albit-Epidotkornverbänden, die entlang von Biotitlamellen übereinanderglitten und sich an einem Granatkorn anschnappten, ergeben ebenfalls eine linkslaterale Scherbewegung (Abb. 13).

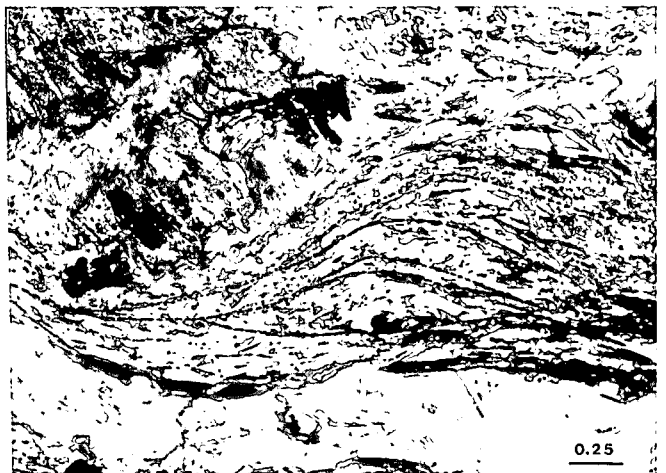


Abb. 13. Mikroschuppenstapel aus Matrixdomänen an einem chloritisierten Granat. Bewegungsflächen punktiert. Erklärung im Text. Nicols ||.

Postmylonitische Deformationen wurden in der Feinkornmatrix, an Epidot, Hornblende, Chlorit, Muskovit und Biotit nachgewiesen. Besonders deutlich zeigt sich die postmylonitische Deformation durch eine Kataklyse der Mylonite (Abb. 14).

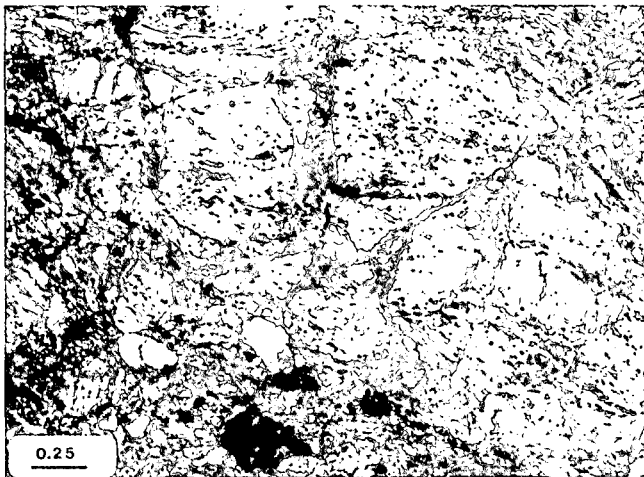


Abb. 14.
Kataklasierter Mylonit.
Nicols ||.

3.4. Das Alter der Mylonitbildung

Den einzigen Hinweis für eine zeitliche Einordnung der Mylonitbildung in die alpidische Orogenese geben Altersdaten von Hellglimmern der Wölzer Glimmerschiefer (HEJL, 1984). K-Ar-Glimmeralter von 19 Proben aus Wölzer Glimmerschiefern 4,5 km im Liegenden der Mylonite schwanken zwischen 80–105 Mio. J. Das sehr deutliche Häufigkeitsmaximum liegt zwischen 86 und 90 Mio. J. Diese K-Ar-Alter werden von HEJL (1984) als Abkühlungsalter der altalpidischen Metamorphose gedeutet.

Die syntektonische Rekristallisation der Mylonite wird mit dieser Metamorphose in Verbindung gebracht.

Die Ableitung der Kristallisations-Deformationsbeziehungen geht von der Annahme aus, daß die Kleinkornmatrix durch einen Mylonitisierungsprozeß verursacht wurde, daß die Hornblendebildung postmylonitisch erfolgte, und daß ein Teil des Granates älter ist als die Mylonitbildung. Granate, die Epidotminerale als Einschlüsse enthalten, werden der hornblendebildenden Metamorphose zugezählt, die in den liegenden Glimmerschieferphylloniten zu eindeutig posttektonischer Chloritoid- und Granatblastese führte.

3.5. Postmylonitische, spät-altalpidische Hornblendeblastese

Das wesentliche Kennzeichen für die posttektonische Metamorphose der Blastomylonite ist die Bildung von grüner und blauer Hornblende. Mesoskopisch wächst die Hornblende in bevorzugten Gesteinszonen, die meist linsenförmig sind. Die Mächtigkeiten dieser Zonen überschreiten kaum 50 cm. Sind sie gefaltet, bildet die Hornblende bereichsweise die Faltenscharniere ab. Die Hornblende porphyroblastenbildung ergibt in Verbindung mit postmylonitischer Granatblastese in unterlagernden Glimmerschiefern einen statischen P-T-Bereich von etwa 500 Grad bei 4–5 kb (Epidot-Amphibolitfazies). Das Hornblendewachstum erfolgte anfangs rasch (poikiloblastischer Kern), verlangsamte sich anschließend, sodaß sich um den gefüllten Kern ein einschlußfreier Randsaum bilden konnte. Abb. 15 zeigt eine Zusammenballung von sechs, optisch ähnlich

orientierten grünen Hornblenden mit bemerkenswert geradlinigen Einschlußzügen.

Jede der Hornblenden in Abb. 15 besitzt einen mit Mikrolithen gefüllten Kern aus Epidot, Quarz und Feldspat, umhüllt von einem mikrolithenfreien Randsaum. Hornblende-6 enthält als Einschluß die idioblastische Hornblende-7. Diese kleinen blaugrünen Hornblende-Idioblasten sind Matrixkomponenten („Zwergformen“), die mit dem raschen Porphyroblastenwachstum der meisten übrigen Hornblenden nicht Schritt halten konnten und dadurch von diesen eingeschlossen wurden. Der Einbau der Zwerghornblenden in das Gitter der Megablasten erfolgte ohne optisch erkennbare Fehlorientierung, sodaß die meisten kleinen Hornblenden nur noch als verschwommene Schatten in den großen erkennbar sind (Form eines epitaktischen Anwachsraumes). Wachsen mehrere kleine Hornblenden zu einer großen zusammen, entstehen stengelige Glomeroblasten. Auffallenderweise setzten sich die linear angeordneten Matrixpartikelzüge außerhalb der Hornblendebla-

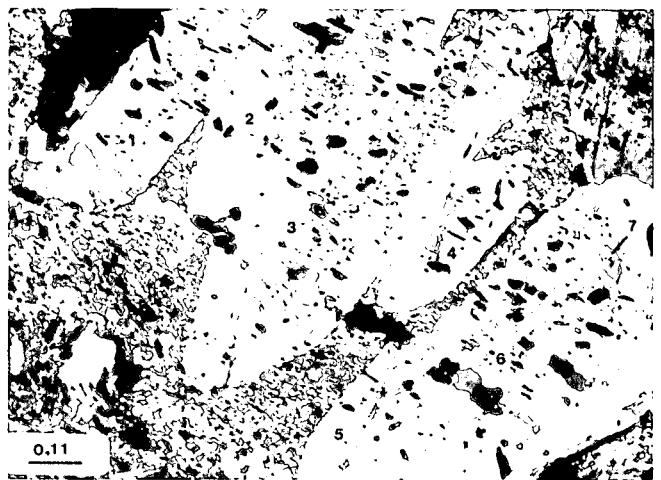


Abb. 15.
Postmylonitische Hornblende porphyroblasten mit mikrolithenreichen Kernzonen und klaren Randsäumen.
Erklärung im Text. Nicols ||.

sten selten fort, sondern bleiben im wesentlichen auf die Kernbereiche beschränkt (Hornblende-3, Hornblende-2, Hornblende-3). Da diese vergrößerten Quarz- und Plagioklaskörner in der Matrix fehlen, muß es sich um einen Hornblende-internen Wachstumsprozeß handeln. Es wird an eine Art kornvergrößernde Sammelkristallisation der Mikrolithen durch sekundäre Rekristallisation während zunehmender Temperatur gedacht. Sulfide kommen in den Kernbereichen und Randsäumen vor. Während Epidot und Erz der Kernbereiche in ihrer Größe mit den betreffenden Matrixmineralen übereinstimmen, haben Quarz und Plagioklas des Kernbereichs bedeutend geringere Korngrößen und fehlen in den Randsäumen. Die Wachstumsgeschwindigkeit der Hornblende war zu Beginn zu groß, um diesen eingeschlossenen Fremdkörpern zur Gänze eine Diffusion aus dem Hornblendegitter zu ermöglichen. Sie wurden nur teilweise resorbiert, ihre Größe wurde reduziert. Erst durch die Abnahme der Wachstumsgeschwindigkeit konnte die Diffusion von Quarz und Plagioklas aus der Hornblende mit der Hornblendeblastese Schritt halten. Da aber die Kernmikrolithen überwiegend aus Epidot bestehen, wurde dieser zur Konstruktion der Hornblende kaum benötigt und konnte auch nicht aus

dem Kristallgitter entfernt werden. Gleiches trifft für die Sulfide zu. Im Gegensatz dazu wurde Magnetit bei der Hornblendeblastese verbraucht (siehe Abb. 16, 17).

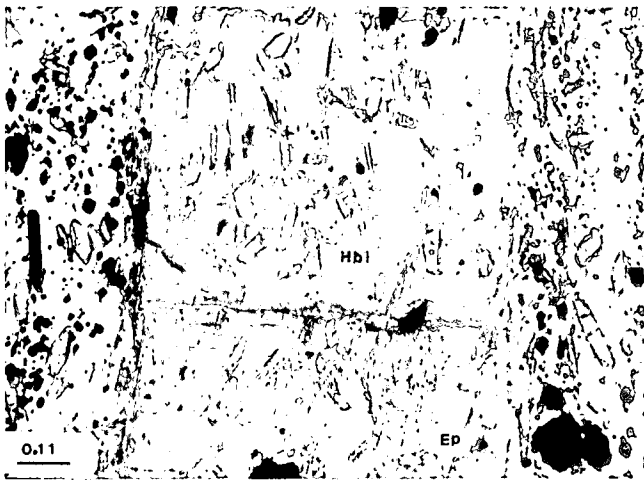


Abb. 16.
Teil eines 6 mm langen blaßblauen Hornblendenematoblasten (Hbl). Die kleinen schwarzen Punkte sind dissimiliert in der Matrix verteilter Magnetit. Auffallend ist die Eliminierung von Magnetit in der Hornblende. Keine nennenswerten Unterschiede in der Epidotorientierung innerhalb und außerhalb der Hornblende.
Nicols ||.

Die scharfen Matrix-Hornblendegrenzen ohne Schieferungsdeflektionen sind weitere Indizien für eine postkinematische Blastese. Die Druckschatten an den Hornblenden bestehen aus Chlorit oder aus einem Gemenge aus Chlorit und Biotit, in denen alle Matrixminerale fehlen. Ein charakteristischer, alle „Grünschiefer“ erfassender Vorgang wird hier besonders deutlich, nämlich die Chloritisierung der Gesteine bei simultaner Entfernung von Epidot, Quarz, oxidischem Erz und Plagioklas (vgl. Abb. 11). Die Regelung der Epidotstengel zeigt keine Abweichungen innerhalb und außerhalb der Hornblende. Das Hornblendenwachstum erfolgte nach der Epidotbildung.

Gelegentliche Fließstrukturen, Extensionsstrukturen und Verbiegungen um 15 Grad bei Hornblenden belegen die polyphase Deformations-Kristallisationsgeschichte des gesamten Gesteinsstapels. Abb. 17 zeigt

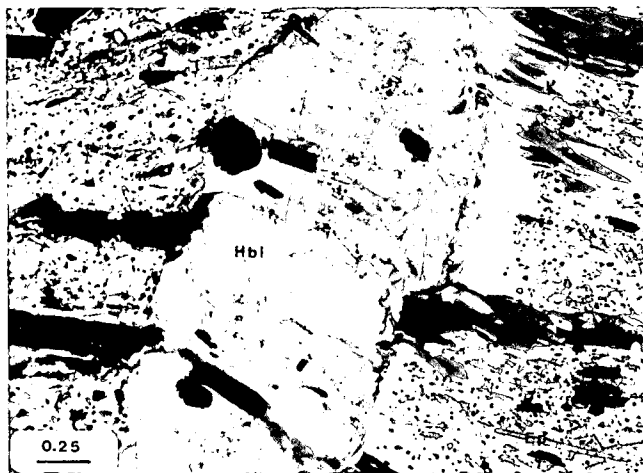


Abb. 17.
Postkristallin schwach rotierte grüne Hornblende. Auffallend ist die völlige Eliminierung des Magnetits (kleine schwarze Punkte) in der Hornblende, während Sulfide in die Hornblende eingebaut werden. Dunkelgrau = Biotit. Erklärung im Text. Nicols ||.

die schwache Rotation einer Hornblende. Die Rotation erfolgte postkristallin in Bezug auf Biotit (Schleppstrukturen an den Hornblenderändern), Epidot (Si in Bezug zu Se verstellt) und sulfidisches Erz. Der Hornblendenegablast besteht aus drei optisch unterschiedlich orientierten Hornblenden (Hbl 1–3) und enthält als Ein-schluß eine kleinere Hornblende (Hbl 4), die ebenfalls von der Rotation erfaßt wurde (die Zahlen geben keine Altersabfolge). Die kleinen Hornblenden sind auch in der Matrix zu finden.

Es zeigt sich hier dasselbe Bild wie in Abb. 16, nämlich, daß nach der Mylonitisierung die Nukleation der Hornblende verhältnismäßig gleichzeitig einsetzte, im Verlauf der Neokristallisation aber viele Hornblenden zu porphyroblastischem Größenwachstum übergingen. Der Kontrast zwischen der Magnetitführung innerhalb und außerhalb der Hornblende ist markant. Ebenso die Unterbrechung der Biotitlamelle durch die Hornblende. Biotit wird von der Hornblende konsumiert.

4. Folgerungen

Durch den Nachweis duktil deformierter basischer Gesteinstypen in der seit langem diskutierten Grenzzone zwischen Ennstaler Phyllit-Formation und Wölzer Glimmerschiefer-Formation tritt erstmals im Gelände ein klar erkennbares deckentektonisches Trennelement auf, welches zur Abtrennung von Mittelostalpin und Oberostalpin herangezogen werden kann. Die alte Grenzzone, die auf der „Diaphthoreszone“ von FRITSCH (1953) aufbaute, liegt etwa 750 m im Liegenden der neu fixierten oberostalpinen Schubfläche. Das deckentektonische Modell TOLLMANN's (1963) wird dadurch nicht verändert, sondern hier auf eine empirisch überprüfbare Grundlage gestellt. Die im Gelände als „Grünschiefer“ kartierten Gesteine wurden durch mikroskopische Studien als rekristallisierte Mylonite und Blastomylonite interpretiert. Die sowohl genetisch als auch geographisch unscharfe „Diaphthoreszone“ von FRITSCH (1953), die TOLLMANN (1959, 1963) als Überschiebungsbahn interpretierte, eignet sich nicht als Trennelement, da sie im Gelände nicht nachweisbar ist und daher auch Anlaß für geologische Glaubensbekenntnisse mannigfacher Art bot. Sie wird durch die Mylonite ersetzt. Die Mylonite allein können jedoch ebenfalls keine regionale Überschiebung nachweisen, da sie letztlich nur eine Deformation im Gestein anzeigen, die in diesem speziellen Fall auf eine Scherbewegung zurückgeführt wird. Diese Scherbewegung gewinnt nur innerhalb der bestehenden TOLLMANN'schen Ostalpensynthese die Bedeutung einer Überschiebungsbahn. Sollte sich die Interpretation der Grünschiefer als Mylonite als falsch erweisen, bleibt immer noch das Problem der Hornblende- und Granatblastese in diesem Gestein übrig, denn durch dieses Mineralpaar entsteht ein markanter Metamorphosesprung zu den überlagernden Phylliten.

Im Walchenbachbett ist ein fast lückenloses Profil von der liegenden Wölzer Glimmerschiefer-Formation in die überlagernde Ennstaler Phyllit-Formation aufgeschlossen. Ein tektonischer Hiatus wird darin nicht erkennbar. Aus Geländebefunden allein ist daher eine Deckengrenze nicht nachweisbar.

Die in den Glimmerschiefern eingelagerten Gumpeneckmarmore sind für das deckentektonische Abgren-

zungsproblem zwischen Mittelostalpin und Oberostalpin irrelevant.

Granat- und Chloritoidblastese in den Wölzer Glimmerschiefern ist posttektonisch und alpidisch, Granat- und Hornblendeporphyroblasten in den Myloniten sproßten ebenfalls alpidisch und postkinematisch in Bezug zur Mylonitbildung, zeigen jedoch Matrix-Porphyroblastbeziehungen, die auf eine weitere Deformation nach der Mylonitbildung hinweisen. Die ineinander verzahnenden Prozesse von Kristallisation – Deformation – Rekristallisation sind sowohl in der WGLF als auch in der EPHF weit verwickelter als bisher angenommen.

Das Gesamtbild des untersuchten Gebietes zeigt eine intensive Durchbewegung aller Gesteinstypen, die sich in den Glimmerschiefern mit Annäherung an die basischen Mylonite steigert und auch Hangend der Mylonite noch deutlich bemerkbar ist. Die Einstufung der die Mylonite überlagernden Schiefer als Phyllonite nach Glimmerschiefern oder als verschieferte Ennstaler Phyllite konnten nicht einwandfrei gelöst werden (siehe Abb. 1). In vielen Dünnschliffen läßt sich zwar eine glimmerschiefrige Textur erkennen, aber in keinem Schliff wurden Granatrelikte gefunden. An diesem Problem wird derzeit noch gearbeitet.

Sollte sich herausstellen, daß der in Abb. 1 mit „?“ gekennzeichnete Gesteinsstreifen im wesentlichen aus Glimmerschieferphylloniten besteht, müßte die Überschiebungsfäche noch weiter nach Norden vorgeschoben werden. Es existiert somit keine scharfe Bewegungsfläche zwischen Mittelostalpin und Oberostalpin, sondern eine breite Zone intensiver Verschuppung entlang eng gestaffelter Scherflächen, die sich bis in den mikroskopischen Bereich verfolgen lassen. Als übergeordneter Begriff kann dieser Zone die Bezeichnung „Duplex“ (siehe BOYER & ELLIOTT, 1982) zugewiesen werden, dessen Hangendbegrenzung durch die oberostalpine Überschiebungsfäche („roof thrust“) definiert ist. Die für die Bezeichnung „Duplex“ notwendige „floor

thrust“ ist nicht bekannt. Eine geometrische und kinematische Untersuchung und Auflösung dieses potentiellen Duplex ist derzeit nicht vorhanden.

Anhang

Erläuterung des Boxplot

Ein Boxplot ist eine einfache Routinemethode zur Klasseneinteilung und Ausreißererkenntnis von Meßdaten. Eine detaillierte Erklärung findet man bei TUKEY (1977). In einem Boxplot werden angegeben:

- Kleinster und größter Datenwert (Min, Max).
- Grenzwerte für die Ausreißerdefinition („whiskers“).
- „Lower“ und „upper hinge“.
- Der Medianwert.

Die Box, der Bereich zwischen „lower“ und „upper hinge“, umfaßt 50 % der Daten. Der Medianwert liegt innerhalb der Box. Seine tatsächliche Position ist von der Symmetrie und Schiefer der Datenverteilung abhängig. Das Verhalten der Daten außerhalb der Box wird durch die „whiskers“ symbolisiert. Sie repräsentieren jeweils 25 % des restlichen Datenmaterials zwischen dem kleinsten Wert und dem „lower hinge“ (= lower whisker), bzw. dem größten Wert und dem „upper hinge“ (= upper whisker). Um nun Daten darzustellen, die aufgrund ihrer Werte nicht mehr mit dem Gesamtverhalten der übrigen Daten übereinstimmen, werden Grenzbedingungen definiert, indem man den Wertebereich zwischen dem „lower hinge“ und „upper hinge“ mit 1,5 multipliziert und diesen Wert vom „lower hinge“ subtrahiert bzw. zum „upper hinge“ addiert. Alle Daten, die nun außerhalb dieser Grenzbedingungen liegen, auch als „fence“ bezeichnet, werden als Ausreißer betrachtet. Ihre Anzahl ist in Abb. 3, 7, 8 durch die Zahlen oberhalb des Boxplotes angegeben und durch die quadratischen Symbole dargestellt.

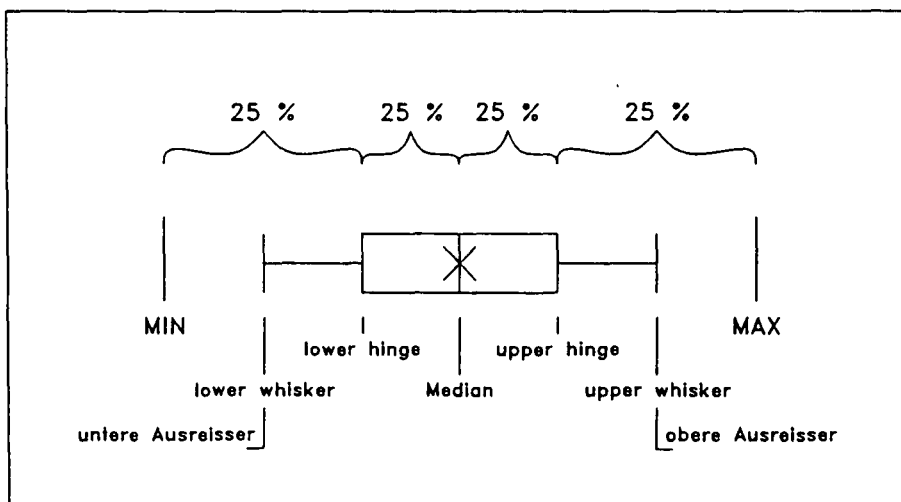


Abb. 18.
Definition des Boxplots als graphische Darstellung einer statistischen Verteilung von Meßdaten.

Dank

Herrn Univ.-Doz. Dr. F. KOLLER, Petrographisches Institut, Universität Wien, für seine konstruktive Kritik des Manuskriptes.

Literatur

BURG, J. P. & LAURENT, P. (1978): Strain analysis of a shear zone in granodiorite. – *Tectonophysics*, **47**, 15–42, 14 figs.

BOYER, St. E. & ELLIOTT, D. (1982): Thrust Systems. – *Amer. Ass. Petr. Geol. Bull.*, **66**, 1196–1230, 34 figs., 2 tab.

BELL, T. H. & ETHERIDGE, M. A. (1973): Microstructures of mylonites and their descriptive terminology. – *Lithos*, **6**, 337–348, 14 figs.

BERTHE, D., CHOUKROUME, P. & JEGOUZO, P. (1979): Orthogneiss, mylonite and non coaxial deformation of granites: the example of the South Armorican Shear Zone. – *J. Struct. Geol.*, **1**, 31–42, 13 figs.

- FLÜGEL, H. W. & NEUBAUER, F. R. (1984): Geologische Karte der Steiermark 1 : 200.000. – Wien (Geologische Bundesanstalt).
- FORMANEK, H. P. (1964): Zur Geologie und Petrographie der nordwestlichen Schladminger Tauern. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., **14**, 9–80, 2 Abb., 3 Taf., Wien 1964.
- FRITSCH, W. (1953): Die Grenze zwischen den Ennstaler Phylliten und Wölzer Glimmerschiefern. – Mitt. Mus. Bergb. Joanneum, **10**, 1–19, 1 Abb., 1 geol. Karte, Graz.
- FRANK, W.: Evolution of the Austroalpine elements in the Cretaceous. – In: FLÜGEL, H. W. & FAUPL, P. (Eds.): Geodynamics of the Eastern Alps, 379–406, 9 figs., 1 tab. (Deuticke).
- GOTTSTEIN, G. & MECKING, H. (1985): Recrystallization. In: WENK, H. R. (Ed.): Preferred orientation in deformed metals and rocks: An introduction to modern texture analysis, 183–218, 35 figs. (Academic Press).
- HAUSER, L. (1936): Petrographische Begehungen in der Grauwackenzone der Umgebung Leobens. I. Hornblendeargen-schiefer. – Verh. Geol. B.-A., 138–243, Wien.
- HAUSER, L. (1937): Petrographische Begehungen in der Grauwackenzone der Umgebung Leobens. II. Gesteine mit Granatporphyroblasten. – Verh. Geol. B.-A., 147–150, 1 Abb., Wien.
- HAUSER, A. L. & BRANDL, W. (1956): Das Alter des Sölker Marmors. – Mitt. natw. Ver. Steiermark, **88**, 68–71, Graz.
- HEINISCH, H. & SCHMIDT, K. (1976): Zur kaledonischen Orogenese der Ostalpen. – Geol. Rdsch., **65**, 459–482, 9 Abb., 3 Tab.
- HEJL, E. (1984): Geochronologische und petrologische Beiträge zur Gesteinsmetamorphose der Schladminger Tauern. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., **30/31**, 289–318, 2 Abb., 2 Tab., 1 Taf., 1 Beil., Wien.
- HIGGINS, M. W. (1971): Cataclastic rocks. – Geol. Surv. Prof. Paper 687, 97 S., 36 fig., Washington.
- HOBBS, B. A., MEANS, W. D. & WILLIAMS, P. F. (1976): An outline of structural geology. – 571 p. (John Wiley & Sons).
- KERRICH, R., BECHINSDALE, R. & DURHAM, J. (1977): The transition between deformation regimes dominated by intercrystalline creep evaluated by oxygen isotope thermometry. – Tectonophysics, **38**, 241–257.
- KERRICH, R. & ALLISON, I. (1978): Flow mechanisms in rocks: microscopic and mesoscopic structures, and their relation to physical conditions of deformation in the crust. – Geosci. Canada, **5**, 109–118.
- KERRICH, R. & ALLISON, I., BARNETT, R. L., MOSS, S. & STARKEY, J. (1980): Microstructural and chemical transformations accompanying deformation of granite in a shear zone at Mievville, Switzerland; with implications for stress corrosion cracking and superplastic flow. – Contr. mineral. Petrol., **73**, 221–242, 8 figs., 12 tabs.
- LISTER, G. S. & SNOKE, A. W. (1984): S-C Mylonites. – J. Struct. Geol., **6**, 617–638, 20 figs.
- METZ, K. (1971): Das Problem der Grenzzone zwischen Wölzer Glimmerschiefern und Ennstaler Phylliten. – Carinthia II, Sdh. **28**, 159–166, Klagenfurt.
- METZ, K. (1976): Der Geologische Bau der Wölzer Tauern. – Mitt. natw. Ver. Stmk., **106**, 51–75, 2 Abb., 1 Beil., Graz.
- METZ, K. (1980): Erläuterungen zur Geologischen Karte, Blatt 129, Donnersbach. – 35 S., 7 Abb., 1 Taf., Wien (Verlag Geol. B.-A.).
- PASSCHIER, C. W. & SIMPSON, C. (1986): Porphyroclast systems as kinematic indicators. – J. struct. Geol., **8**, 831–843, 9 figs.
- PEER, H. W. (1988): Neue Ergebnisse aus der Grenzzone zwischen Mittelostalpin und Oberostalpin im Walchengraben bei Öblarn (Steiermark). – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., **34/35**, 243–262, 8 Abb., Wien 1988.
- PRICE, N. J. (1966): Fault and joint development in brittle and semibrittle rock. – 176 p., 58 figs., 8 tabs. (Pergamon).
- PRIEWALDER, H. & SCHUHMACHER, R. (1976): Petrographisch-tektonische Untersuchungen in den Ennstaler Phylliten (Niedere Tauern, Steiermark) und deren Einstufung in das Silur durch Chitinozoen. – Verh. Geol. B.-A., 95–113, 5 Abb., 2 Taf., Wien.
- RAMSEY, J. G. (1982): Rock ductility and its influence on the development of tectonic structures in mountain belts. – In: HSÜ, K. J. (ed.): Mountain building processes, 111–128, 18 figs., 1 tab.
- REDLICH, K. (1903): Die Walchen bei Öblarn. Ein Kiesbergbau im Ennsthal. – Berg- u. Hüttenmänn. Jb., **61**, 1–62, 2 Taf., Leoben.
- SCHLÜTER, J., TARKIAN, M. & STUMPFL, E. F. (1984): Die stratiforme Sulfidlagerstätte Walchen, Steiermark, Österreich: Geochemie und Genese. – T. M. P. M., **33**, 287–296, 6 Abb., 2 Tab.
- SCHOLZ, C. H. (1988): The brittle-plastic transition and the depth of seismic faulting. – Geol. Rdsch., **77**, 319–328, 4 figs.
- SIBSON, R. (1977): Fault rocks and fault mechanism. – J. Geol. Soc. London, **133**, 191–214.
- SIMPSON, C. & SCHMID, S. M. (1983): An evaluation of criteria to deduce the sense of movement in sheared rocks. – Geol. Soc. Am. Bull., **94**, 1281–1288, 11 figs.
- TOLLMANN, A. (1959): Der Deckenbau der Ostalpen auf Grund der Neuuntersuchung des zentralalpinen Mesozoikums. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Wien, **10**, 4–62, Wien.
- TOLLMANN, A. (1963): Ostalpensynthese. – 256 S., 23 Abb., 11 Taf., Wien (Deuticke).
- TOLLMANN, A. (1973): Grundprinzipien der alpinen Deckentektonik. – 404 S., 170 Abb., Wien (Deuticke).
- TOLLMANN, A. (1977): Geologie von Österreich. Bd. I. – 766 S., 200 Abb., 25 Tab., Wien (Deuticke).
- TOLLMANN, A. (1987): The alpidic evolution of the Eastern Alps. – In: FLÜGEL, H. W. & FAUPL, P. (Eds.): Geodynamics of the Eastern Alps, 361–378, 8 figs. (Deuticke).
- TUKEY, J. W. (1977): Exploratory Data Analysis. – Reading, Mass. (Addison Wesley).
- UNGER, H. J. (1968): Der Schwefel- und Kupferkiesbergbau in der Walchen bei Öblarn. – Archiv f. Lagerst.forsch., **7**, 2–52, 5 Anl., Leoben.
- VOLL, G. (1976): Recrystallization of quartz, biotite, and feldspars from Erstfeld to the Levantina nappe, Swiss Alps, and its geological implications. – Schweiz. Miner. Petrogr. Mitt., **56**, 641–647.
- WEISS, E. H. (1958): Zur Petrographie der Hohen Wildstelle (Schladminger Tauern). – Joanneum Min. Mitt. Bl. **2/1958**, 69–109, 1 Übersichtskarte, 9 Abb., 2 Prof., Graz.
- WIESENER, H. (1939): Beiträge zur Geologie und Petrographie der Rottenmanner und Sölker Tauern. – T. M. P. M., **50**, 273–304.
- WHITE, S. (1975a): Tectonic deformation and recrystallisation of oligoclase. – Contr. Mineral. Petrol., **50**, 287–304, 7 figs.
- WHITE, S. (1975b): Estimation of strain rates from microstructures. – J. Geol. Soc. London, **131**, 577–583, 1 fig., 2 plates.
- WHITE, S. H., BURROWS, S. E., CARRERAS, J., SHAW, N. D. & HUMPHREYS, F. (1980): On mylonites in ductile shear zones. – J. struct. Geol., **2**, 175–187, 7 figs.

Manuskript bei der Schriftleitung eingelangt am 22. Februar 1989.

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

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

Jahr/Year: 1989

Band/Volume: [132](#)

Autor(en)/Author(s): Peer Helmuth

Artikel/Article: [Rekristallisierte Blastomylonite aus Amphiboliten und Biotit-Plagioklasgneisen als deckentektonisches Trennelement zwischen Mittelostalpin und Oberostalpin im Walchengraben südlich von Öblarn \(Steiermark\) 475-487](#)