

**Neue Ergebnisse aus der Grenzzone zwischen Mittelostalpin und
Oberostalpin im Walchengraben bei Öblarn (Steiermark)**

von

Helmuth W. PEER

mit 8 Abbildungen

Anschrift des Verfassers:

Dr. phil. Helmuth W. Peer
Forschungsgesellschaft Joanneum
Sektion Rohstofforschung
Roseggerstraße 15
A-8700 Leoben

Inhaltsverzeichnis

1. Zusammenfassung, Abstract	244
2. Einleitung	245
3. Diskussion des Problems: Diaphthoresezonen als Wegweiser zu Überschiebungs- flächen	246
4. Arbeitshypothesen	248
5. Mikrot Texturen und -strukturen in den Gesteinen der Grenzzone	249
6. Beziehung Deformation—Kristallisation	255
7. Die Grenzzone	256
7.1. Die tektonische Position des aufgelassenen Kupferbergbaues im Walchen- graben	258
8. Schlußfolgerungen	259
9. Literatur	260

1. Zusammenfassung

Die intensive Phyllonitisierung von Glimmerschiefern mit begleitender Mylonitbildung in schmalen Zonen im Walchengraben südlich Öblarn resultiert aus der alpidischen Überschiebung des Oberostalpins auf das Mittelostalpin. Bisher den Ennstaler Phylliten zugeordnete epizonale metamorphe Grünschiefer werden als dynamisch rekristallisierte Mylonite nach mesozonal metamorphem Kristallin interpretiert. Ausgangsgestein der Mylonite sind Granat-Biotitgneise, Hornblende-Plagioklasgneise und Amphibolite. Diese Deformation (D_2) erfolgte duktil. Die dominierende Metamorphose (M_2) beginnt synkinematisch und überdauert die D_2 -Deformation. Epidot, Biotit, Chloritoid, Granat und Hornblende werden während M_2 gebildet. Muskowit rekristallisiert zu Neoblasten. Datierungen durch HEJL (1984) an Muskowiten der Wölzer Glimmerschiefer aus einem weiter westlich gelegenen Gebiet (Sölkatal) geben K/Ar-Alter zwischen 70–100 Mio. Jahren. M_2 wird daher als alpidisch eingestuft. Das dominierende S-Flächensystem aller untersuchten Gesteinstypen ist eine S_2 -Runzelschieferung (crenulation cleavage). Mit der Ausbildung von S_2 waren Scherprozesse verbunden, die in Glimmerschiefern alle prä- D_2 -Gefüge überprägten. Die M_2 -Metamorphose erreichte nach dem Abklingen der Gesteinsdeformation die Bedingungen der Epidot-Amphibolitfazies. Eine post- M_2 -Deformation (D_3) erfaßt den Mineralbestand von M_2 . Daraus resultierende megaskopische Deformationsstrukturen sind S_3 -kink bands und Kataklastite.

Chlorit-Muskowit-Quarzschiefer als Wirtsgestein der Walchener Kupfervererzung werden als silifizierete, hornblendeführende Granatglimmerschiefer interpretiert. Die Sulfidmineralblastese in den Schiefen ist postkinematisch in bezug auf D_2 . Der aufgelassene Kupferbergbau Walchen liegt in mittelostalpinen Wölzer Glimmerschiefern.

Abstract

As a result of intense shearing at the base of the Upper Austroalpine unit in the Walchen Valley, Styria, Austria, phyllonites after garnet mica schists and quartz mylonites can be observed in narrow zones parallel to the prevailing S_2 schistosity. These

effects were caused by thrust emplacement of the Upper Austroalpine unit on the Middle Austroalpine unit. The concomitant deformation is ductile. Green schists in low grade psammopelitic rocks of the Upper Austroalpine are interpreted as recrystallized ultramylonites and do not represent prograde metamorphic metavolcanics (tuffs). Parent rocks of the green schists consisted of garnet-bearing biotite gneiss, hornblende-bearing plagioclase gneiss, and fine-grained amphibolites.

The dominating metamorphism (M_2) started as a synkinematic event and outlasted deformation. After the movements had ceased an episode of porphyroblastic growth of epidote, biotite, chloritoid, garnet, and hornblende followed. K/Ar model ages for muscovite in mica schists indicate an age of 70–100 my (HEJL (1984)). Thus M_2 is believed to be alpidic. M_2 -metamorphism reached its peak with *pt*-conditions of the epidote-amphibolite facies.

All studied rocks contain a S_2 -crenulation cleavage as the dominating schistosity. Slip along these S_2 planes transposed all sedimentary features. A post- M_2 -deformation (D_3) produced kink bands and kataclastic rocks.

An abandoned copper mine is situated directly at the nappe boundary. Its host rock – a chlorite muscovite quartz schist – has been interpreted to belong to the Austroalpine unit. As a result of this study it is more likely that these rocks are silicified hornblende-bearing garnet mica schists than lowgrade metamorphic metapelites. Thus the deposit occurs in the Middle Austroalpine unit. Sulfide growth is postkinematic to D_2 .

2. Einleitung

Das Grenzproblem zwischen paläozoischen mittelostalpinen Wölzer Glimmerschiefern und oberostalpinen Ennstaler Phylliten ist mangels relevanter geologischer Beobachtungen nach wie vor existent.

Regionaltektonische Überlegungen führten TOLLMANN (1959, S. 24 ff., 1963, S. 32 f.) zur Annahme einer Überschiebung, wonach die oberostalpinen Ennstaler Phyllite von Süden nach Norden auf die mittelostalpinen Wölzer Glimmerschiefer geschoben worden sein sollen. Das wesentlichste regionale Element zur Stützung dieser Hypothese ist eine an der Überschiebungsbahn eingeklemmte, teils mit Fossilien datierte, unter- bis mitteltriadische Gesteinsserie (Quarzite, Dolomite, Kalke) in zentralalpiner Fazies (Definition i.S. TOLLMANNs 1977, S. 118 f.).

Die Frage nach der Existenz des Mittelostalpins als eigenständige großtektonische Einheit soll hier nicht diskutiert werden (siehe dazu TOLLMANN 1977, S. 190–210; 1987, S. 371 ff.; FRANK 1987, S. 379–406).

Während nun die von den meisten Geologen akzeptierte derzeitige Deckentheorie eine Überschiebungsfläche 1. Ordnung zwischen Mittelostalpin und Oberostalpin postuliert, ist im Bereich zwischen Sölkbach und Donnersbach auf 15 km lateraler Erstreckung die Überschiebung in dem phyllitischen Gesteinsstapel als mega- und makroskopisch sichtbare Bewegungsfläche nicht erkennbar.

Dieses Dilemma wurde bisher beseitigt, indem eine Angleichung mesozonaler Glimmerschiefer an epizonale Phyllite im Zuge des Überschiebungsprozesses angenommen wurde. Beiden Gesteinen soll durch Scherbewegungen eine phyllonitische, tektonische Fazies aufgeprägt worden sein. Diese Vermutungen wurden allerdings bis jetzt

nicht hinreichend belegt. Da Differentialbewegungen in mesozonalen Gesteinen meist von Diaphthorese begleitet werden, wurden solche Diaphthoresezonen als Hinweise für Bewegungsbahnen herangezogen. So auch im Gebiet der Walchen, wo einige zersetzte Granate als Stütze einer für den Bau der Ostalpen fundamentalen Hypothese benutzt werden müssen.

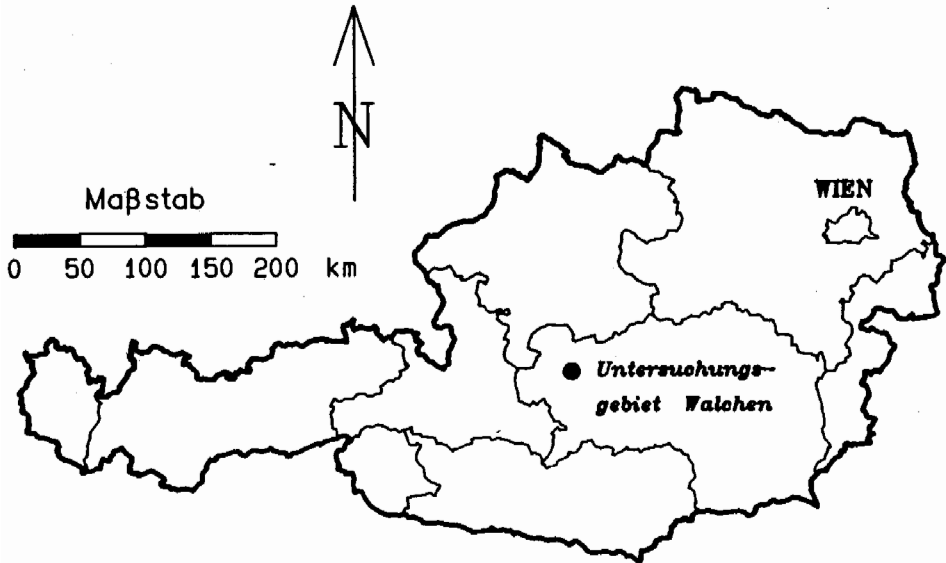


Abb. 1: Lage des Untersuchungsgebietes. Siehe auch Abbildung 8.

3. Diskussion des Problems: Diaphthoresezone als Wegweiser zu Überschiebungsflächen

Nach FRITSCH (1953, S. 17f. und geologische Karte) bildet eine 400 m mächtige „Diaphthoresezone“ den Grenzstreifen zwischen oberostalpinen Ennstaler Phylliten und mittelostalpinen Granatglimmerschiefern. FRITSCH leitet seine Diaphthoresezone von sieben Dünnschliffen ab! Diese Zone wird von TOLLMANN (1977, S. 296) ausführlich besprochen und seit 1959 von ihm als Abschnitt jener Überschiebung verstanden, entlang der die oberostalpine Grauwackenzone samt auflagernden Nördlichen Kalkalpen dem Mittelostalpin aufgeschoben wurde.

Es ist nun erlaubt, von einer Diaphthoresezone auf eine Bewegungsfläche zu schließen, da eines der definierenden Charakteristika des Begriffes „Diaphthorit“ (im Sinne BECKE 1909) die tektonische Durchbewegung darstellt. Aber von retrograden Mineralbildungen allein können keine Diaphthorite abgeleitet werden. Denn wenn der Begriff „Diaphthorese“ für ein Gestein verwendet wird, das nur eine retrograde Metamorphose ohne Durchbewegung erlitten hat, ist die Bezeichnung „Diaphthorit“ nicht zulässig.

Aber in den wenigsten Fällen kann aus chloritisierten Granaten, Biotiten oder sonstigen retrograden Mineralbildungen allein auf eine Bewegung beträchtlichen Ausmaßes

geschlossen werden. Ohne zusätzliche kinematische Kriterien handelt es sich nur um eine bloße retrograde Umwandlung gewisser Minerale.

Es ist also zwischen Diaphthorese i.S. BECKEs (1909) und retrograder Metamorphose i.S. HARKERs (1932) zu unterscheiden. Aber auch HIGGINS (1971, S. 21) versteht unter dem Begriff „Diaphthorit“ etwas anderes als BECKE. Für HIGGINS ist eine retrograde Mineralumbildung in einem Gestein, die durch Kontakteinwirkung eines Intrusivkörpers in einem Metamorphit ausgelöst wurde, ebenfalls Diaphthorese. HIGGINS betont ausdrücklich, daß jedes retrograd metamorphosierte Gestein ein Diaphthorit sein kann, sogar dann, wenn es nicht kataklastisch ist. Auf dieses strittige Problem der Diaphthorese als Begründung von Überschiebungsflächen hat jüngst FRANK (1987, S. 386 ff.) hingewiesen. FRANK ist aber im Irrtum, wenn er annimmt, daß mit dem Nachweis einer retrograden Mineralbildung in kristallinen Gesteinen, die bisher als Diaphthorite eingestuft wurden, der Begriff „Diaphthorese“ ungültig wird. Im selben Augenblick, in dem FRANK schreibt (1987, S. 386) „... für das Auftreten einer einheitlich schwachen metamorphen Überprägung (Serizitisierung von Feldspat, Chloritisierung von Biotit und Granat und Serizitisierung von Staurolith) ist Deformation auf keinen Fall eine Voraussetzung...“ spricht er nicht mehr über Diaphthorese, und alle weiteren Ausführungen sind zwar petrographisch interessant, haben aber keinen Bezug mehr zu Überschiebungszonen. In einem seiner Beispiele weist FRANK (1987) auf eine durchdringende Serizitisierung der Plagioklase des Schladminger Kristallins hin, die er in Zusammenhang mit absteigenden Oberflächenwässern aus überlagernden permomesozoischen Sedimenten und/oder aufsteigenden Lösungen im Zuge eines Entwässerungsprozesses während der altpaläozoischen Metamorphose oder einer Subduktion in Verbindung bringt. Er versucht dadurch jene Diaphthoresezonen zu widerlegen, die TOLLMANN (1977, S. 305) mit der Überschiebung des Oberostalpins auf das Mittelostalpin erklärt. FRANK (1987, S. 387) vergleicht anschließend dieses Schladminger Kristallin mit lithologisch ähnlichen Serien aus der Gleinalmregion oder der Basis der Gurktaler Decke, wo eine Serizitisierung der Plagioklase bedeutend geringer ist. Zweck ist es, den Nachweis zu erbringen, daß dort, wo keine oder nur schwache retrograde Mineralbildung im mittelostalpinen mesozonalen Kristallin stattgefunden hat, keine permomesozoischen Sedimente in zentralalpiner Fazies daraufgelegen haben können. Lagen aber keine permomesozoischen Sedimente auf dem Kristallin, so wäre wiederum möglich, das oberostalpine epizonale metamorphe Altpaläozoikum der Grauwackenzone darauf zu stapeln und somit die Existenz einer tektonisch eigenständigen mittelostalpinen Einheit aus berechtigten Gründen anzuzweifeln. Dafür muß aber die Bedeutung von Diaphthoresezonen als Anzeiger von Differentialbewegungen eliminiert werden. Aber erst wenn es gelingt, nachzuweisen, daß kein Zusammenhang zwischen Deformation und retrograder Umwandlung besteht, ist der Begriff „Diaphthorese“ unzulässig und darauf aufbauende Schlüsse falsch.

Vorliegende Arbeit versucht nun über mikrostrukturelle Untersuchungen Argumente für eine durchgreifende Deformation der Gesteine im Bereich der strittigen Deckengrenzen aufzuzeigen, ohne retrograden Mineralumbildungen allzuviel Bedeutung zuzumessen.

Für mikrostrukturelle Untersuchungen standen 390 Dünnschliffe zur Verfügung, 120 davon aus dem engeren Gebiet der Überschiebungszone. 160 zusätzliche Vergleichsschliffe aus dem mittelostalpinen Kristallin der Wölzer Tauern und der Gleinalm wurden studiert (70 aus dem Gebiet St. Nikolai im SölktaI, 10 aus den Schladminger Tauern, Bereich Giglach Seen, 50 Schliffe aus dem Bereich Kothgraben in der

Gleinalm, 30 aus dem Gebiet Pusterwald).

Diese mikroskopischen Arbeiten ergeben eine Fülle hochinteressanter mikrostruktureller und -texturer Beobachtungen. An einem Bild dieser Ergebnisse wird gearbeitet.

Vorliegende Arbeit basiert nur auf einem kleinen Teil dieses Schliffmaterials. Sie ist ein erster Abschnitt einer nunmehr zweijährigen Studie der FGJ-Sektion Rohstoffforschung im Bergbaubereich der Walchen, die sich mit Ennstaler Phylliten, Wölzer Glimmerschiefern und der Lagerstätte Walchen geochemisch, geologisch und petrographisch auseinandersetzen wird. Die Deckengrenze zwischen Mittel- und Oberostalpin wird in einer separaten Arbeit diskutiert.

Die geochemische Studie wird sich vor allem auf eine mögliche geochemische Unterscheidung zwischen Ennstaler Phylliten und Wölzer Glimmerschiefern konzentrieren und deren geochemisches Verhalten in bezug auf den unterschiedlichen Metamorphosegrad sowie die Mobilität von bestimmten Elementen etc. untersuchen. Weiters ist die Untersuchung des Zusammenhanges zwischen Gesteinsgeochemie und Geochemie der auflagernden Böden sowie die Eignung einer regionalen Bogengeochemie zur Unterstützung einer lithologischen Kartierung in alpinen Gebieten mit schlechten Aufschlußverhältnissen in Bearbeitung.

Dazu stehen 774 Boden- und 275 Gesteinsanalysen zur Verfügung. Insgesamt wurden 90 km² bearbeitet.

4. Arbeitshypothesen

Als Arbeitshypothese wurde die Existenz einer tektonischen Trennfläche zwischen mittelostalpinen Wölzer Glimmerschiefern und oberostalpinen Ennstaler Phylliten angenommen. Aus jeder Hypothese müssen sich bestimmte Testimplikationen ableiten lassen (in unserem Fall z.B. Deformationsstrukturen, Scherkriterien, Beziehung Kristallin/Deformation), die, wenn die Hypothese zutrifft, in den Gesteinen in Form von bestätigenden Beobachtungen nachzuweisen sind. Theoretisch ergeben sich aus den bisherigen Beobachtungen in der strittigen Grenzzone folgende Möglichkeiten:

- 1) Granat- und hornblendeführende „Ennstaler Phyllite“ mit variszischem Granat sind eigentlich Wölzer Glimmerschiefer. Die Deckengrenze verläuft hangend des letzten Granatfundpunktes.
- 2) Die alpidische Metamorphose hat die Deckentektonik überdauert und Granat- und Hornblendebildung sowohl in Wölzer Glimmerschiefern als auch in Ennstaler Phylliten ausgelöst. Die Deckengrenze ist nicht mehr scharf definierbar. Die Bewegung im Gestein ist nur mehr über struktureologische und mikrotektonische Arbeiten zu fassen.
- 3) Die Ennstaler Phyllite enthalten primär variszischen Granat und Hornblende. Sie wurden von einer mesozonalen Basis abgeschert und in Form einer metamorphen Scheinserie den Wölzer Glimmerschiefern aufgeschoben. Auch hier ist die Grenze nur mehr indirekt über Zonen mit verstärkter Deformation, z.B. Scherzonen, erfaßbar.
- 4) Es gibt keine Deckengrenze. Die beobachtete, in die hangenden Phyllite abnehmende Metamorphose ist ein normaler Metamorphoseübergang.

Die petrographischen und mikrostrukturellen Gesteinsstudien lieferten für die genannten Möglichkeiten (1) und (2) die überzeugenderen Argumente.

Sie werden in Kapitel 7 kurz diskutiert. Eine detaillierte Bearbeitung der Deckengrenze ist in Vorbereitung.

5. Mikrotexturen und -strukturen in den Gesteinen der Grenzzone

Zweck der mikrostrukturellen Untersuchungen war es, die Frage nach dem Deformationsausmaß in Gesteinen der Grenzzone zwischen Mittelostalpin und Oberostalpin zu untersuchen. Alle studierten Gesteine enthalten markante Hinweise auf eine durchdringende Deformation, die sich bis zur Bildung von S_2 -parallelen Myloniten steigerte. Der Begriff „Mylonit“ wird im Sinne der englischsprachigen Bedeutung benutzt (z.B. HIGGINS 1971, BELL & ETHERIDGE 1973, SIBSON 1977, WHITE 1977, KERRICH & ALLISON 1978, LISTER & PRICE 1978, WHITE et al. 1980, KNIPE & WINTSCH 1985).

Wiederholt im Gelände angetroffene diskordante Zerreibungszone sind Kataklastite, die in keiner Beziehung zur Überschiebung stehen.

Fast alle Schiffe geben Hinweise auf eine die Hauptdeformation überdauernde Metamorphose, die einen Großteil der Deformationstexturen durch Rekristallisation verwischte. Das daraus resultierende Problem ist die Unterscheidung zwischen dynamischer und statischer Rekristallisation (WHITE 1977). Denn nur eine dynamische Rekristallisation des Mineralbestandes ist für den Nachweis einer Bewegung von Bedeutung.

Die Metamorphosetemperaturen müssen hoch genug sein, um Biotit, Chloritoid und blaugrüne Hornblende im Hangenden der strittigen Grenzzone zu bilden. Im Liegenden der Grenzzone findet man Biotit, Chloritoid und postkinematischen Granat. Nach der Hauptdeformation, als unmittelbare Auswirkung der oberostalpinen Überschiebung, erfolgten schwache Bewegungen, die sich im wesentlichen in einer Deformation des Phyllosilikatbestandes und in der Undulosität der Quarze bemerkbar machen. Der Granat wurde erst nach den letzten Bewegungen chloritisiert, da seine Chloritmäntel keinerlei Spuren einer kräftigeren Durchbewegung aufweisen. Der Umbau von Granat zu Chlorit wird aber nicht in Verbindung mit abnehmenden Metamorphosebedingungen gebracht, sondern mit einer fluiden Phase, die mikroskopisch zu Chloritausfällungen in Mikrorissen oder sonstigen stressfreien Bereichen führte und megaskopisch breite Gesteinsstreifen in Epidot-Biotit-Chlorit-Albitschiefern zu Chloritschiefern metasomatisierte.

Megaskopisch wird mit Annäherung an die strittige Deckengrenze von Süden die Ausarbeitung von S_2 in Granat-Biotit-Glimmerschiefern so intensiv, daß deren typische Runzelschieferung verloren geht. Der Glimmerschiefer wird zu einem Phyllonit umgeprägt, dem einige schmale Mylonitzone eingelagert sind. Die bisher wenigen Funde von Myloniten in den Schiefen gehen auf die schlechten Aufschlußverhältnisse zurück.

Die Mylonite gleichen im Handstück feinkörnigen lichtgrünen Serizitquarziten. Ihre mylonitische Textur ist im Mikroskop klar erkennbar (Abb. 2).

Derzeit herrscht die Auffassung, daß eine Korngrößenreduktion in Myloniten während einer dynamischen Rekristallisation stattfindet (BELL & ETHERIDGE 1973, ETHERIDGE & WILKE 1979, WHITE 1977, WHITE et al., 1980). Durch diesen Pro-



Abb. 2: Chlorit-Quarzymylonit. Dynamisch rekristallisierte mylonitische Quarztextur. Schwach elongierte Quarze definieren die mylonitische Schieferung (diagonal von links oben nach rechts unten). Sekundäre Rekristallisation führt zu Kornvergrößerung (rechts oben). Forstweg N Forsthaus Walchenhof, Sh. 1080 m. Bildbreite 0.53 mm.

zeß entsteht ein äquigranulares bis schwach elongiertes Mosaik fast deformationsfreier Quarze (gamma-Körner nach LISTER & PRICE 1978, fig. 12; siehe Abb. 2). Je nach der petrographischen Zusammensetzung des Glimmerschiefers entstehen unterschiedliche Phyllonitzonen. Fehlt den Glimmerschiefen der charakteristische Granat und Biotit, entstehen durch Phyllonitisierungsprozesse Chlorit-Muskowit-Quarzschiefer oder Serizitschiefer, die von epizonal metamorphen Phylliten kaum mehr zu unterscheiden sind. Der Unterschied zwischen Ennstaler Phylliten und Wölzer Glimmerschiefen im strittigen Grenzstreifen liegt im wesentlichen in der Textur, nicht im Mineralbestand. Nicht einmal die Korngröße spielt eine dominierende Rolle. Da die Deformation von der Kristallisation überdauert wurde, wird der Eindruck eines scheinbaren metamorphen Überganges verstärkt.

Schiefer mit posttektonischer Granat- und Chloritoidblastese (Granate 1–6 mm; Chloritblättchen 3–7 mm) inmitten der „Diaphthoreszone“ von FRITSCH (1953, geol. Karte) lassen sich mit dem Diaphthoresprinzip von BECKE (1909) nicht in Einklang bringen. Diese posttektonischen Granate sind großteils nicht chloritisiert, obwohl aus den Schliften ableitbar ist, daß ein Großteil des Granates der zur Diskussion stehenden Grenzzone erst nach der Durchbewegung chloritisiert wurde. Die Chloritisierung wird daher zu einem sehr heterogenen selektiven Prozeß. Wesentliche Elemente für die Existenz einer Überschiebungsfläche zwischen Mittelostalpin und Oberostalpin in der Walchen sind neben Myloniten einerseits feinkörnige Biotitgneise in Gesteinen, die von FRITSCH (1953) als Grünschiefer bezeichnet und zu den Ennstaler

Phylliten gestellt wurden, andererseits das Auftreten von Muskowitgneisen mit frischen, polysynthetischen Oligoklasen im Hangendbereich der „Diaphthoresozonen“ (60 m SE Forsthaus Walchenhof), sowie granat- und hornblendeführende Epidot-Biotit-Albitschiefer, die ebenfalls in den oben genannten „Grünschiefern“ vorkommen. Diese „Grünschiefer“ werden als rekristallisierte Mylonite nach mesozonalem Kristallin (Epidot-Hornblendegneise, Amphibolite, Biotit-Plagioklasgneise) reinterpretiert. Bereits WIESENEDER (1939, S. 298) vermutete in einem Teil der Grünschiefer diaphthoritische Amphibolite. Das zonenweise Auftreten von Muskowitblasten (bis 2 mm) in solchen Schiefen (z.B. Walchenbachbett etwa 60 m und 90 m SE Einmündung Schröckgraben) belegt eine postdeformative Rekristallisation. Die damit vorkommenden postkinematischen Hornblendeblasten sind vollständig chloritisiert und karbonatisiert. Durch einen signifikanten Magnetitgehalt sind die Schiefer stark magnetisch. Isoklinale Intrafolialfalten aus Quarzmobilisaten und im Aufschlußbereich erkennbare Bewegungsflächen sind eine weitere Stützung für eine durchdringende Gesamtdeformation des „Grünschiefers“.

Die Granatblastese in den grünen Schiefen verursacht einige Probleme. Während die blaugrüne Hornblende eindeutig posttektonisch ist, ist für die Granatblastese eher ein polyphases Geschehen anzunehmen. Die Körner enthalten vereinzelt zersetzte Kerne mit frischen Anwachsrandern sowie Matrixeinschlüsse (Epidot, Sulfide), die S_2 -Flächen sind um die Körner gekrümmt und Si stimmt nicht mit dem Se überein.

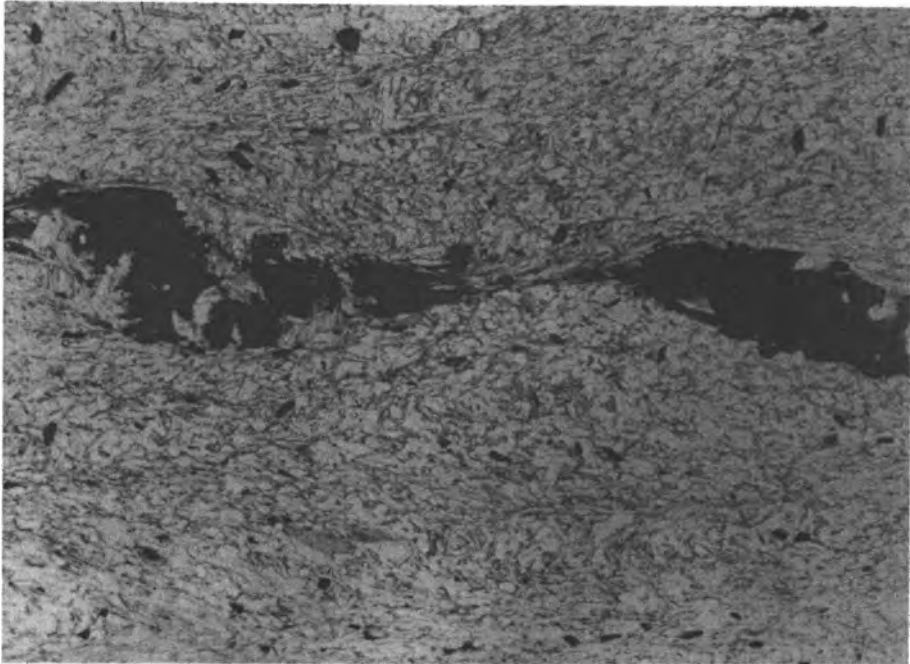


Abb. 3: Durch Scherbewegungen entlang S_2 -Schieferungsflächen werden präkinematische Biotitporphyroblasten zu elliptischen Glimmerfischen zurechtgeschnitten. Die Bewegung ist links-lateral. N-S Abschnitt des Forstweges Sh. 1460 m E Gabel Wolfeggraben. Bildbreite 2.64 mm.

Obwohl ein Großteil der Granate chloritisiert ist, treten vereinzelt 6-eckige Idioblasten mit Biotitsäumen auf, die in Chlorit übergehen. Alles spricht dafür, daß zumindest ein Teil des Granatgehaltes alpidisch ist. Chlorit-Quarz-Muskowitschiefer mit prätektonischem Granat in bezug zur alpidischen Deformation zeigen trotz intensiver Durchbewegung weder Kataklyse noch Rotation des Granates in muskowitreichen S_2 -Schieferungslamellen. Si des Granats ist schwach sigmoidal (posttektonische Blastese in bezug auf D_1 = variszisch), es stimmt aber nie mit dem $Se = S_2$ überein (prätektonische Blastese in bezug auf D_2 = alpidisch). Trotzdem ist der Granat entlang von Mikrorissen chloritisiert, die durch diesen metasomatischen Verdrängungsprozeß verbreitert wurden, bis Granatrelikte inselförmig in einer Chloritmasse schwimmen. Das Si des Granats bleibt dabei in seiner Orientierung erhalten. Die Chloritmatrix ist nicht deformiert. Diese Struktur widerspricht einer begleitenden Deformation. Reliktminerale in Phylloniten nach Granat-Biotit-Glimmerschiefern sind rotbraune Biotite, die durch Differentialbewegungen entlang S_2 zu elliptischen Glimmerfischen zurechtgeschnitten wurden. Die Phyllonite erhalten dadurch eine gewisse Ähnlichkeit mit Typ 21 S-C Myloniten (Abb. 3) (siehe LISTER & SNOKE 1984). Glimmerreiche Matrixbereiche werden durch den gleichen Scherprozeß zu Matrixfischen umgeformt, eine Struktur, die für Phyllonite typisch ist (ROPER 1972). Das S-Flächensystem stimmt weder in Ennstaler Phylliten noch in den Wölzer Glimmerschiefern mit einem sedimentären Anlagerungsgefüge überein. Die S_2 -Schieferung in den Wölzer Glimmerschiefern ist eine Runzelschieferung (i.S. HOEPPENER 1956 samt genetischer Implikation), der englische Begriff "strain slip cleavage" oder "crenulation cleavage" (KNILL 1959, S. 351 ff.; 1960, S. 323 f.) ist zutreffend. Über die unterschiedlichsten Erscheinungsformen und genetischen Entstehungsarten der "crenulation cleavage" informieren BORRADAILE et al. (1982). S_2 ist aus einer Isoklinalfaltung hervorgegangen. Das ursprüngliche variszische S_1 ist vollständig überprägt worden (Abb. 4). Die Faltenschenkel der Isoklinalfalten werden zum S_2 , das dadurch etwa parallel zur Achsenebene der Isoklinalfalten orientiert ist. Der Normalfall ist jedoch eine völlige Zerschierung des Faltenbaues, der von einem Segregationsprozeß in quarz- und glimmerreiche Bänder begleitet wird. Die reliktschen Faltenscharniere sind in den quarzreichen Lamellen als Glimmerpolygonalbögen oder Querglimmer konserviert worden.

In den Glimmerschiefern wird die Beziehung zwischen sedimentärem Lagerbau und Schieferung im Marmorsteinbruch „Weiße Wand“ im Walchengraben am deutlichsten. In diesem Marmor, von dem einige Anteile auf Grund lithofazieller Vergleiche mit fossilführenden Marmoren des Sattentales (HAUSER & BRANDL 1956) als triadisch eingestuft werden, ist die Beziehung sedimentäre Schichtung/Schieferung ausgezeichnet aufgeschlossen. Der Marmor enthält dm-m-mächtige Lagen aus Chlorit-Epidot-Muskowitschiefern. Die Schichtung fällt flach SE bis S, die Schieferung in den Schieferlagen folgt konstant dem regionalen Einfallen von S_2 (mit 50–60 Grad nach Norden), unabhängig von der Lagerung der Schichtflächen.

In den Ennstaler Phylliten existiert ebenfalls eine Runzelschieferung. Mikroskopisch läßt sich belegen, daß ihre Genese mit monoklinaler Schleppfaltenbildung zusammenhängt, also mit der Anlage einer Achsenebenenschieferung.

Allerdings erfolgten entlang dieses Schieferungssystems ebenfalls Bewegungen, die den sedimentären Lagerbau überprägen. Die S_1 -Schieferung ist eine Achsenebenenschieferung oder Transversalschieferung (Abb. 5). Sie stimmt in ihrer Lage mit dem S_2 der Glimmerschiefer überein.



Abb. 4: Reliktisches isoklinal gefaltetes S_1 in Granat-Chlorit-Muskowit-Quarzschiefern. Forstweg 600 m SW Hocheck, Sh. 1240 m, 50 m W Graben. Bildbreite 1.32 mm.



Abb. 5: Gefaltetes sedimentäres Lagengefüge in Ennstaler Phylliten mit Orientierung der nordfallenden S_1 -Schieferung (diagonal von links oben nach rechts unten) parallel zur Achsenebene der Falten. Walchenbach, Schlucht zwischen 1. und 2. Brücke SE Kote 747, Sh. 770 m.

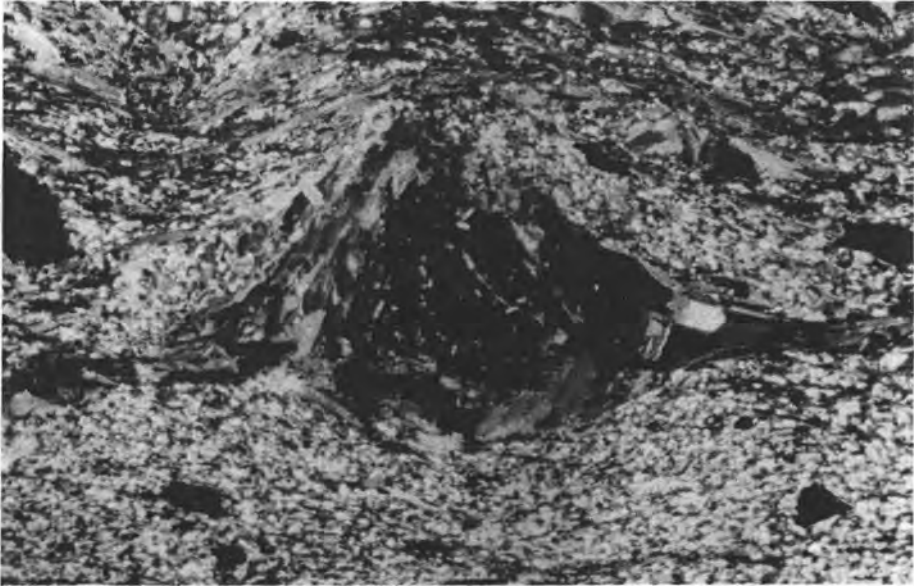


Abb. 6: Syntektonische "fluxion structure" um Granat I in Mylonit. Forstwegkurve Sh. 1440 m, 450 m SW Hoheck. Bildbreite 2.3 mm.

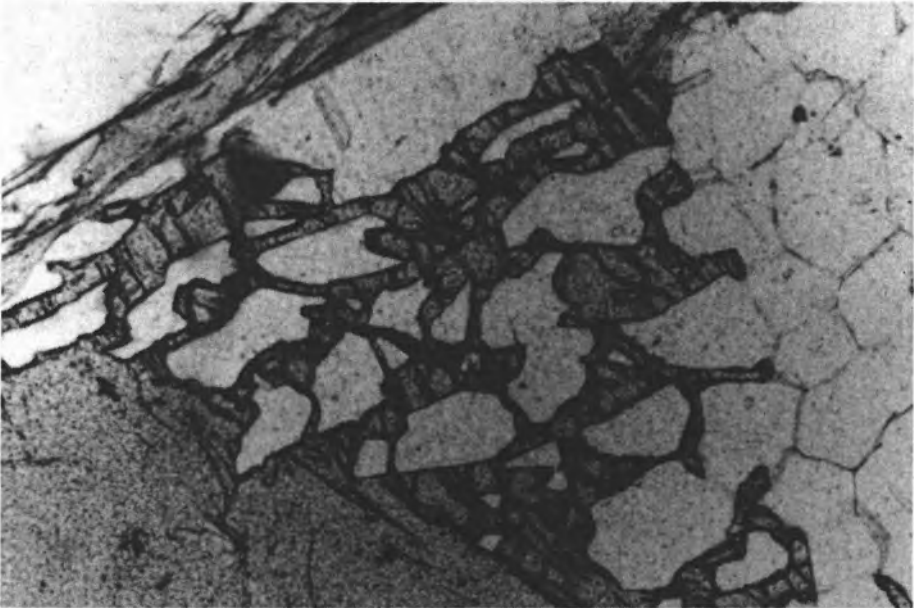


Abb. 7: Posttektonische Granatblastese in bezug auf S_2 . Konzentriertes Granatwachstum entlang stabiler Quarzkorn Grenzen. Walchengrabenbachbett, 220 m WNW K. 877, E Schuttfänger. Bildbreite 0.24 mm.

6. Beziehung Deformation – Kristallisation

FRITSCH (1953) unterscheidet in den Glimmerschiefern zwei Deformationen:

1) eine Kleinfaltentektonik oder Internfaltentektonik und 2) eine Umscherungstektonik. Nach FRITSCH ist die Fältelung der Granatglimmerschiefer nicht durch die Umscherungstektonik, sondern während der älteren Kleinfaltentektonik entstanden. Die jüngere Umscherungstektonik zerschert diese Falten. Ich schließe mich dieser Interpretation an.

Granat- und Hornblendeblastese erfolgten nach FRITSCH (1953, S. 17) syn- bis postkinematisch zur Kleinfaltentektonik; Quarz, Muskowit und Plagioklas rekristallisierten. Sie weisen angeblich keine Deformationsspuren auf und werden daher von FRITSCH als Ergebnis einer Abbildungskristallisation interpretiert. Auch ein beträchtlicher Teil der südlichen Ennstaler Phyllite soll von dieser Kristallisation betroffen worden sein.

Während der anschließenden Umscherungstektonik sollen beide Gesteinstypen diaphthorisiert worden sein. Hornblende, Granat und Plagioklas wurden rotiert. In den Ennstaler Phylliten sind davon Hornblenden und Granat betroffen. Dadurch wird nach FRITSCH die primäre Granatisograde im Gestein ausgelöscht.

Nach der Umscherungstektonik rekristallisieren Quarz, Muskowit und Chlorit. Da FRITSCH von der Möglichkeit einer deckentektonischen Trennung zwischen Ennstaler Phyllit und Wölzer Glimmerschiefer nichts wußte, nimmt er, basierend auf seinen Beobachtungen, einen normalen metamorphen Übergang von der Mesozone in die Epizone an. In dieser Übergangszone fand später eine leichte Verschuppung statt.

In allen untersuchten Schliffen mit chloritisiertem Granat ließ sich jedoch kein überzeugender Hinweis für eine synkinematische Chloritisierung finden. Um Granate in den Myloniten entwickelt sich vereinzelt eine charakteristische "fluxion structure" (HIGGINS 1971, S. 3, 61, 74). Der Granat I wird linsenförmig von der mylonitischen Matrix umflossen, ohne zu zerbrechen (Abb. 6). Erst nach der Bewegung erfolgt die statische Chloritisierung des Granats, der im wesentlichen seine Kornform behält, aber innerhalb derselben zu Chlorit umgewandelt wird. Biotitbildung am Granatrand ist posttektonisch zu D_2 . Außerdem ist besonders bei 1–2 cm langen Hornblenden eine Rotation ohne begleitende Deformationsspuren mechanisch schwer vorstellbar. Das Gleiche gilt für Epidotfibroblasten. Epidot, Granat II und Hornblende sind in bezug auf D_2 posttektonisch statisch gewachsen. Es muß daher heißen: Nach der Umscherungstektonik rekristallisierten Quarz, Muskowit, Chlorit, Biotit und Plagioklas; Epidot, Chloritoid, Granat II und Hornblende wurden neu gebildet (Abb. 7).

Altersdatierungen von HEJL (1984) ergaben für Muskowite der Wölzer Glimmerschiefer im Sölketal (nördlichster Probenpunkt 2.5 km SW Gumpeneck) altalpidische K–Ar-Alter. Aufgrund der vollständigen Glimmerverjüngung nimmt HEJL (1984, S. 314) an, daß die kretazische Metamorphose im Wölzer Kristallin Temperaturen von über 400°C (obere Grünschieferfazies) erreicht hat. Diese Temperaturangabe wird durch die posttektonische Granat- und Hornblendeblastese in Gesteinen 4 km nördlich des nördlichsten Probennahmepunktes HEJLs bestätigt und auf die Bedingungen der Epidot-Amphibolitfazies erweitert.

7. Die Grenzzone

Nach METZ (1971, S. 160) liegt die Südgrenze des problematischen Grenzstreifens im Großsölketal etwa 3 km südlich der Ortschaft Großsölk. Sie soll etwa vom Höchstein E Donnersbach nach Schladming ziehen. Nach meiner Auffassung liegt die Südgrenze im unbestrittenen Bereich der Wölzer Glimmerschiefer. Dadurch, daß METZ (1971) die Südgrenze des Grenzstreifens so weit nach Süden verlegt, kann er auch noch die teilweise für triadisch gehaltenen Gumpeneckmarmore in den Grenzstreifen miteinbeziehen. Die tektonische Stellung der Gumpeneckmarmore soll keinesfalls als geklärt betrachtet werden. Da Fossilien fehlen, können sie sowohl mit Bretsteinmarmoren als auch mit den triadischen Kalken des Sattentals verglichen werden. Außerdem muß die kretazische Metamorphoseauswirkung auf die Marmore berücksichtigt werden. Lithologische Vergleiche sind mit Vorsicht anzuwenden.

Der wesentliche Unterschied zwischen Ennstaler Phylliten und Wölzer Glimmerschiefern in der Grenzzone ist ein textueller und kein mineralogischer. Glimmerschiefer sind im Mikroskop immer als solche zu erkennen, auch wenn sie im Handstück Phylliten gleichen. Granatführende Schiefer besitzen eine starke textuelle Verwandtschaft mit Glimmerschiefern. Es sind Phyllonite und keine prograd metamorphen Granatphyllite. Eine erkennbare Änderung der Mikrotextur tritt erst nördlich der Linie Schröck – Hocheck – N Karlsnitz ein. Die Textur wird psammitisch. Ein Großteil der Ennstaler Phyllite sind keine Metapelite, sondern feinkörnige Metapsammite. Vom Karlsnitz schwenkt diese Linie nach NE und streicht am SE schauenden Hang des Moseralmbaches Richtung Donnersbach (Abb. 8). Hier trifft sie auf jene Störungszone, in der E Donnersbach im Kirkgraben vermutete permotriadische Schubspäne eingeklemmt sind (Mölbegg-Schuppen, siehe METZ 1979, geol. Karte Blatt Donnersbach). Nördlich dieser Linie fehlt Granat. Erst diese Gesteinsserie soll der Grauwackenzone zugerechnet werden. Sie enthält noch Glimmerschieferfetzen und hornblendeführende „Grünschiefer“.

Die von METZ (1979) auf seiner geologischen Karte südlich Donnersbach ausgeschiedenen Ennstaler Phyllite sind granat- und chloritoidführende Wölzer Glimmerschiefer (Fuchsberg-Gebiet SW Donnersbach).

Es sei hier erwähnt, daß eine Anzahl der Fossilfundpunkte von PRIEWALDER & SCHUHMACHER (1976, Abb. 3) in einen Gesteinsbereich südlich Donnersbach fallen, der von granatführenden Glimmerschiefern aufgebaut wird.

Bereits WIESENER (1939, S. 303 und Profil 4, S. 301) äußerte die Vermutung, daß der gesamte zwischen Niederöblarn und Stein an der Enns ausstreichende Schichtkomplex phyllonitisierendes Altkristallin ist, weil an verschiedenen Stellen Reste von höher metamorphem Kristallin auftreten. Dementsprechend verlegt er die Grenze zwischen Glimmerschiefern ohne Granat und Diaphthoriten ziemlich weit nach Norden, z.B. im Profil Karlsnitz in den Stubeggssattel, 2750 m hangend jener Biotit-Epidot-Chlorit-Albitschiefer (cf. „Grünschiefer“), die als mylonitisierendes, mittelostalpinisches Kristallin reinterpretiert werden. In zwei Bereichen konnten nun tatsächlich Gesteinstypen gefunden werden, die mikroskopisch als Glimmerschieferphyllonite angesprochen werden können: ein schmaler E–W streichender Gesteinsstreifen zwischen Lämmereck und Gsängereck SE Niederöblarn und der Bereich des Raumberger Waldes S der Ortschaft Raumberg.

Der „Grünschiefer“-Komplex, der im Walchengraben zwischen Schröck und Hocheck durchzieht, liegt eindeutig im Hangenden der von FRITSCH (1953) postulierten

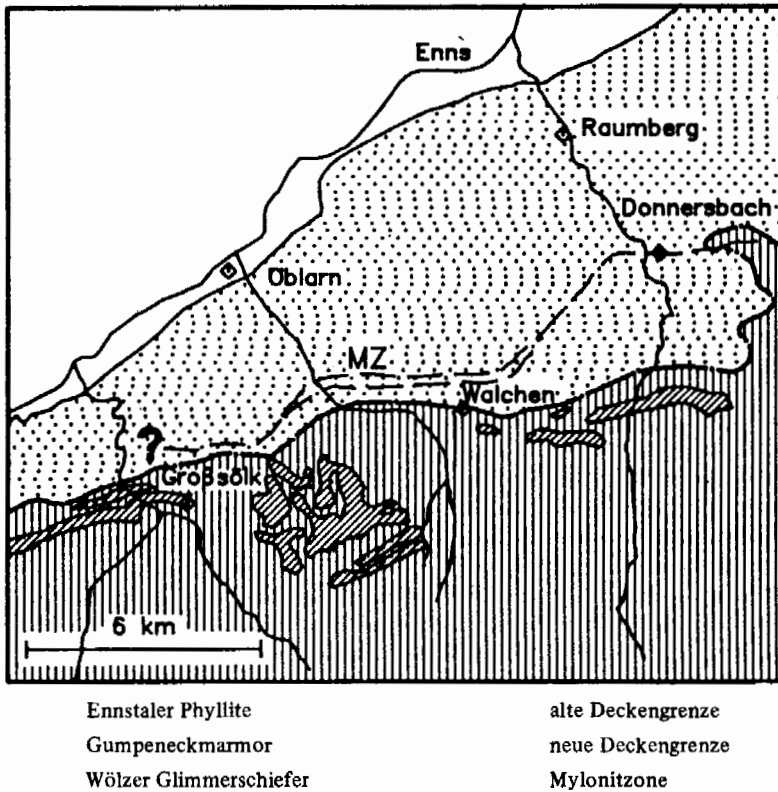


Abb. 8: Vereinfachte geologische Skizze der alten Deckengrenze zwischen Mittelostalpin und Oberostalpin im Walchengraben S Ölbarn (nach FLÜGEL & NEUBAUER 1984: Geologische Karte der Steiermark 1 : 200.000) und der neu definierten, weiter nach Norden vorgeschobenen Deckengrenze. Erklärung im Text.

Diaphthoreszone und im Liegenden der Ennstaler Phyllite. Er enthält bereichsweise 30–50 cm mächtige Hornblendegarbenschieferlagen und granatführende Zonen. Das Gestein wird als rekristallisierter Ultramylonit interpretiert (Definition nach HIGGINS 1971, SIBSON 1977). Der Liegendenteil dieses Grünschieferkomplexes wurde in Abb. 8 als „MZ Mylonitzone“ vereinfacht dargestellt.

Die Fortsetzung der Mylonitzone nach Westen bis ins Großsölketal ist nicht bekannt. Die weite Verbreitung von „Grünschiefern“ südwestlich von Ölbarn, in denen auch feinkörnige Amphibolite vorkommen, läßt vermuten, daß die Tektonik westlich des Walchenbaches eine komplizierte ist.

Die vorkommenden blaugrünen Hornblenden sind keine Aktinolithe, sondern Barroisit bis Tschermakit. Optisch gleiche Hornblende findet man im mesozonalen Kristallin sowohl in Hornblendegarbenschiefen als auch in Amphiboliten (siehe KOLLER 1976). Die Hornblenden sind frisch, ohne erkennbare Deformation, enthalten Epidot und reichlich Sulfide als Einschlüsse und zeigen schwache Merkmale einer synkinematischen Blastese. Sie sind von kleinflächigen Druckschatten umgeben. Diese Hornblende ist vermutlich alpidisch.

Die Mylonitisierung erfolgte in Verbindung mit der oberostalpinen Überschiebung. Die Metamorphose überdauerte die Deckentektonik. Dies ist der Grund für den scheinbaren Metamorphosetübergang zwischen Wölzer Glimmerschiefern und Ennstaler Phylliten. Der Gegensatz zwischen einer feinkörnigen Matrix und darin sprossenden, bis 8 mm langen Hornblendeepikloblasten ist nur durch eine Kornverkleinerung während eines dynamischen Mylonitisierungsprozesses zu erklären. Das Temperaturmaximum wurde gleichzeitig mit dem Aussetzen oder Auslaufen der Deformation erreicht. Es erfolgte eine äußerst rasche Hornblendeblastese, während die Matrixminerale mit dieser rasanten Kornvergrößerung nicht mithalten konnten. Die Metamorphose klingt mit Bildung von Chloritoid und Biotit in den überlagernden Ennstaler Phylliten aus.

Der Mylonit enthält Isoklinalfalten. Hornblenden bilden diese Falten ab (Faltung vor Hornblendenbildung).

Ebenfalls im selben Matrixtyp eingeschlossen ist Granat. Er ist mit einem Mantel aus Chlorit umgeben, bereichsweise nur noch als zerlapptes Relikt vorhanden, bereichsweise als kaum chloritisierter Hypidioblast mit Einschluß von Matrixepidot. Am Granatrand erfolgt eine Reaktion von Biotit zu Chlorit. Biotit ist ein stabiler Hauptgemengteil des Gesteins. Aufgrund von fehlenden Einschlußzügen ist die Blastese des Granates zur Deformation nicht eindeutig bestimmbar. Hinweise auf ein synkinematisches Wachstum sind ein schwach sigmoidal gekrümmtes (si) und Rotationsauswirkungen des Granates in der Matrix. Hexagonale Querschnitte deuten auf ein postkinematisches Weiterwachsen hin, gleichfalls die Einschlüsse von Matrixepidot. Schwacher Zonarbau mit einschlußfreiem Rand ist vereinzelt angedeutet.

Die Granatblastese in typischen Wölzer Glimmerschiefern ist sowohl präkinematisch in bezug auf S_2 (Granat I), als auch postkinematisch in bezug auf S_2 (Granat II).

7.1. Die tektonische Position des aufgelassenen Kupferbergbaues in der Walchen

Ausgehend von den Neuergebnissen wird die Kupfervererzung der Walchen mittelostalpinen Wölzer Glimmerschiefern zugerechnet.

FRITSCH (1953) weist der Kupfervererzung eine Position 100 m im Hangenden seiner „Diaphthorosezone“ zu. Seitdem wird die Walchen den Ennstaler Phylliten zugerechnet (UNGER 1968, SCHLÜTER et al., 1984).

In der Literatur gibt es im wesentlichen nur zwei Primärzitate, die sich auf die Genese der Lagerstätte beziehen. Nach REDLICH (1903, S. 35) sind Diabasmagmen mit denen in ihnen enthaltenen Metallverbindungen die Veranlassung zur Entstehung der Erzlager. Nach HEGEMANN (1939; in: UNGER 1968, S. 37) kann das Kobalt:Nickel-Verhältnis der Walchener Pyrite nur durch einen syngenetischen Bildungsprozeß erklärt werden, der ebenfalls mit vulkanischer Aktivität in Verbindung gebracht wird. Die etwa 300–500 m im Hangenden der Walchener Lagerstätte vorhandenen „grünen Schiefer“ werden von REDLICH (1903), FRITSCH (1953), UNGER (1968), SCHLÜTER et al. (1984) als epizonal metamorphe Metavulkanite (Tuffe) interpretiert und mit der Lagerstättenbildung in Zusammenhang gebracht. Mikrostrukturanalysen dieser Gesteine ergaben charakteristische Kennzeichen von Myloniten nach mesozonal metamorphem Kristallin. Genetisch besteht keine Verbindung zur Lagerstättenbildung.

Wirtsgestein der Vererzung ist ein Chlorit-Muskowit-Quarzschiefer, der nicht als sedimentogener Quarzit, sondern als silifizierter phyllonitisierter Glimmerschiefer in-

terpretiert wird. Bereits 20 cm im Liegenden des Erzlagers im Wolfeggraben Sh. 1240 m tritt Glimmerschiefer auf, dessen Charakteristikum biotitisierte, kleine idioblastische Hornblendentyp findet man nur in den Wölzer Glimmerschiefern, nicht aber in den Ennstaler Phylliten. Reliktische Plagioklaskörner und Muskowitscheiter in solchen Schiefen lassen als Ausgangsgestein eher einen Gneis als einen Metaarenit zu. Intensive Chloritisierung begleitet von einer Albitblastese verwischt weitgehend alle vorher gebildeten Strukturen (Erzlagerausbiß NE Bergkreuzkapelle, Sh. 1380 m; Stollen Nr. 7, siehe UNGER 1968, Anlage I). Zwei Erzlager gleicher Ausbildung sind bekannt. Dies kann nur durch eine tektonische Verschiebung oder einen Isoklinalfaltenbau erklärt werden, wenn man einen syngenetischen Vererzungsvorgang zugrunde legt. Beide Erzlager werden von granatführenden phyllonitisierten Glimmerschiefern überlagert. Im Nordost des Wolfeggrabens steckt in den Chlorit-Muskowit-Quarzschiefern in Sh. 1210 m ein Graphitquarzit in Begleitung von grauen Muskowit/Serizit-Quarzschiefern. Graphitquarzite findet man auch als 1 cm dicke Lagen in Glimmerschiefern (Walchenbach etwa 50 m NE Einmündung Schrettenkarbach, oder an der Forststraße E Kote 1155).

Die Genese der Kupfermineralisation ist unbekannt, da keine speziellen Untersuchungen durchgeführt wurden. Bisher gilt die Vererzung als syngenetisch in Form einer eisenbetonten, submarin-exhalativen Metallkonzentration in Ennstaler Phylliten, die in einem vulkano-sedimentären Rahmen eines intrakontinentalen Riftsystems ausgefällt wurde (SCHLÜTER et al., 1984, S. 287).

Dafür sind aber im Gelände keine Anzeichen vorhanden. Die immer wieder betonte konkordante Lagerung ist zwar richtig, nur liegt die Vererzung konkordant zu einem S_2 -Runzelschieferungssystem und nicht zu einem sedimentären Lagenbau. Auf Grund der Fixierung der Vererzung an ein vermutlich alpidisches S_2 -Schieferungssystem, der intensiven und sehr jungen posttektonischen Chloritisierung und Albitisierung, ihrer speziellen Position in einer tektonisch enorm beanspruchten Gesteinszone, ihrer Bindung an Glimmerschiefer und ihrer Reliktstrukturen ist die oben genannte Vorstellung einer Genese als paläozoische, submarin exhalative Lagerstätte stark ins Wanken geraten.

8. Schlußfolgerung

Ich komme somit zur Auffassung, daß die Überschiebung des Oberostalpins auf das Mittelostalpin im Bereich zwischen Sölketal und Donnersbachtal eine etwa 400 m mächtigen Deformationszone verursachte, in der der Gesteinsbestand alpidisch unter pt -Bedingungen der oberen Grünschieferfazies metamorphosiert und mylonitisiert wurde. Die alpidische Metamorphose erreichte mit dem Ausklingen der Bewegungen den Temperaturbereich der Epidot-Amphibolitfazies und verwischte dadurch einen Großteil der Deformationsstrukturen. Im Walchengraben werden die Gesteine südlich der Linie Schröck—Hocheck—Karlsplatz zum Mittelostalpin gestellt (Wölzer Glimmerschiefer), die Gesteine nördlich davon zum Oberostalpin (Ennstaler Phyllite). Die Überschiebungstektonik wirkte sich in den mittelostalpinen Glimmerschiefern in einer intensiven Zerschierung (Phyllonitisation) einer variszischen Schieferung aus. Unklar bleibt, ob die heute vorliegende S_2 -Runzelschieferung aus der Reaktivierung einer bereits variszisch angelegten S_2 -Schieferung hervorgeht, oder als alpidisches Gefüge neu angelegt wurde.

Mit Annäherung an die Überschiebung steigert sich die Deformation, was durch gelegentliche Funde von cm–dm starken Mylonitstreifen in Schiefen angedeutet wird. Diese weisen eindringlich darauf hin, daß alle Gesteine in diesem Grenzstreifen eine tektonische Fazies aufgeprägt erhielten, die sich bis in die kristalline Struktur des Mineralbestandes auswirkte. Hinsichtlich dieser durchdringenden Gefügeprägung spielen chloritisierte Granate nur eine bescheidene Rolle. Im Zusammenhang mit regional-geologischen Beobachtungen fügt sich die festgestellte Deformationszone in den Rahmen des ostalpinen großtektonischen Deckenbaues als Teil jener Schubfläche, entlang der die oberostalpine tektonische Einheit (Grauwackenzone samt auflagernden Kalkalpen) von Süden nach Norden der mittelostalpinen Einheit aufgeschoben wurde.

Dank

Mein Dank gebührt dem Leiter der Sektion Rohstofforschung Univ. Prof. J. Wolfbauer für die Freistellung zu wissenschaftlichen Arbeiten für die vorliegende Publikation innerhalb des Projektrahmens, den Herrn Dr. C. Reimann, Dr. H. Häusler und Dr. M. Thöni für die kritische Durchsicht des Manuskriptes.

9. Literatur

- BECKE, F. (1909): Über Diaphthorite. – *TMPM*, 28, 369–375, Wien.
- BELL, T.H. & ETHERIDGE, M.A. (1973): Microstructure of mylonites and their descriptive terminology. – *Lithos*, 6, 337–348, Oslo.
- BORRADAILE, G.J., BAYLY, M.B. & POWELL, C.McA. (1982): Atlas of deformational and metamorphic rock fabrics. – 551 p., New York–Tokyo–Heidelberg (Springer).
- ETHERIDGE, M.A. & WILKIE, J.C. (1979): Grain size reduction, grain boundary sliding and the flow strength of mylonites. – *Tectonophysics*, 58, 159–178, 7 figs., Amsterdam.
- FLÜGEL, H.W. & NEUBAUER, F.R. (1984): Geologische Karte der Steiermark, 1:200.000. – Verlag Geol. Bundesanstalt, Wien.
- FRANK, W. (1987): Evolution of the Austroalpine elements in the Cretaceous. – [In:] FLÜGEL, H.W. & FAUPL, P., 1987. Geodynamics of the Eastern Alps, 379–406, 9 figs., 1 tab., Wien (Deuticke).
- FRITSCH, W. (1953): Die Grenze zwischen den Ennstaler Phylliten und den Wölzer Glimmerschiefern. – *Mitt. Mus. Berg. Joanneum*, 10, 1–19, 1 Abb., 1 geol. Karte (1:25.000), Graz.
- HAUSER, A.L. & BRANDL, W. (1956): Das Alter des Sölker Marmors. – *Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark*, 86, 68–71, Graz.
- HEJL, E. (1984): Geochronologische und petrologische Beiträge zur Gesteinsmetamorphose der Schladminger Tauern. – *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr.*, 30/31, 289–318, 2 Abb., 2 Tab., 1 Taf., Wien.
- HARKER, A. (1932): *Metamorphism*. – 362 p., London (Methuen).
- HIGGINS, M.H. (1971): Cataclastic rocks. – *U.S. Geol. Surv. Prof. Pap.*, 687, 97 p., 36 figs., 2 tab., Washington.
- HOEPPENER, R. (1956): Zum Problem der Bruchbildung, Schieferung und Faltung. – *Geol. Rundschau*, 45, 247–283, 28 Abb., Stuttgart.

- KERRICH, R. & ALLISON, I. (1978): Flow mechanisms in rocks. — Geosci. Canada, 5, 109–118, 5 figs.
- KNILL, J.L. (1959): The tectonic pattern in the Dalradian of the Craignish-Kilmelfort district, Argyllshire. — Quart. J. geol. Soc. London, 65, 339–362, 11 figs., 1 pl., London.
- (1960): A classification of cleavages, with special reference to the Craignish district of the Scottish highlands. — Int. Geol. Congr. 21st Norden, 317–325, 2 figs., 1 tab., Copenhagen.
- KNIPE, R.J. & WINTSCH, R.P. (1985): Heterogeneous deformation, foliation development, and metamorphic processes in a polyphase mylonite. — [In:] THOMPSON, A. & RUIE, D.C., 1985. Metamorphic Reactions. Kinetics, textures, and deformation, 180–210, 15 figs., New York—Tokyo—Heidelberg (Springer).
- KOLLER, F. (1976): Zur Petrologie der Hornblendegarbenschiefer der Ostalpen. — TMPM, 23, 275–315, 8 Abb., Wien.
- LISTER, G.S. & PRICE, G.P. (1978): Fabric development in a quartz-feldspar mylonite. — Tectonophysics, 49, 37–78, 23 figs., 1 tab., Amsterdam.
- & SNOKE, A.W. (1984): S-C Mylonites. — J. struct. Geol., 6, 617–631, 20 figs., Oxford.
- METZ, K. (1971): Das Problem der Grenzzone zwischen Wölzer Glimmerschiefer und Ennstaler Phylliten. — Carinthia, Sdh. 28, 159–166, 1 Abb., Klagenfurt.
- (1979): Geologische Karte der Republik Österreich, 1:50.000, Blatt 129, Donnersbach. — Verlag Geol. Bundesanstalt, Wien.
- PRIEWALDER, H. & SCHUMACHER, R. (1976): Petrographisch-tektonische Untersuchungen in den Ennstaler Phylliten (Niedere Tauern, Steiermark) und deren Einstufung in das Silur. — Verh. Geol. B.-A., 1976, 95–113, 5 Abb., Taf. 1–2, Wien.
- REDLICH, K.A. (1903): Die Walchen bei Öblarn. — Berg- u. hüttenmänn. Jb., 51, 1–62, 2 Taf., Leoben.
- ROPER, P.J. (1972): Structural significance of "button" of "fish scale" textures in phyllonitic schists of the Brevard Zone, northwestern South Carolina. — Geol. Soc. Am. Bull., 83, 835–860, 11 figs., Boulder.
- SCHLÜTER, J., TARKIAN, M. & STUMPFL, E.F. (1984): Die stratiforme Sulfidlagerstätte Walchen, Steiermark, Österreich: Geochemie und Genese. — TMPM, 33, 287–296, 6 Abb., Wien.
- SIBSON, R.H. (1977): Fault rocks and fault mechanisms. — J. geol. Soc. London, 133, 191–213, 8 figs., 3 pl., 3 tabs., London.
- TOLLMANN, A. (1959): Der Deckenbau der Ostalpen auf Grund der Neuuntersuchung des zentralalpiner Mesozoikums. — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., 10, 3–62, Wien.
- (1963): Ostalpensynthese. — 256 S., 23 Abb. Wien (Deuticke).
- (1977): Geologie von Österreich. — Bd. I. — 766 S., Wien (Deuticke).
- (1987): The alpidic evolution of the Eastern Alps. — [In:] FLÜGEL, H.W. & FAUPL, P. (eds.): 1987. Geodynamics of the Eastern Alps, 361–378, 8 figs. Wien (Deuticke).
- UNGER, H.J. (1968): Der Schwefel- und Kupferkiesbergbau in der Walchen bei Öblarn im Ennstal. — Archiv. f. Lagerstättenforsch., 7, 2–52, 5 Taf., Leoben.
- WHITE, S. (1977): Geological significance of recovery and recrystallization processes in quartz. — Tectonophysics, 39, 143–168, 9 figs., Amsterdam.

- , BURROWS, S.E., CARRERAS, J., SHAW, N.D. & HUMPHREYS, F.J. (1980):
On mylonites in ductile shear zones. – *J. Struct. Geol.*, 2, 175–188, 7 figs., Oxford.
- WIESENEDER, H. (1939): Beiträge zur Geologie und Petrographie der Rottenman-
ner und Sölker Tauern. – *TMPM*, 50, 273–304, 8 Profile, Wien.

Manuskript angenommen am 11. 1. 1988