

Petrographie, Genese und stratigraphische Stellung des „Porphyrmaterialschiefers“ am Nordrand des Tauernfensters zwischen Hintertux und Gerlospaß

Von FELICITAS BEIL-GRZEGORCZYK*)

Mit 11 Abbildungen und 1 Tabelle

Tirol
Tauernschieferhülle
Porphyrmaterialschiefer
Lithologie
Stratigraphie
Petrogenese

Österreichische Karte 1 : 50.000
Blätter 149, 150

Inhalt

Zusammenfassung	219
Abstract	219
1. Einführung und Problemstellung	219
2. Lithologie	222
2.1. Der „Porphyrmaterialschiefer“ sensu strictu	222
2.2. Quarzite, Quarzitschiefer und Quarzitgneise	223
2.3. Grünschiefer	223
2.4. Reliktische Komponenten der „Porphyrmaterialschiefer“-Serie	225
3. Geochemie	226
4. Schlußfolgerungen	227
4.1. Stratigraphische Zusammenhänge	227
4.2. Paläogeographie	229
Dank	229
Literatur	229

Zusammenfassung

Der „Porphyrmaterialschiefer“ besteht aus mehreren Gesteinstypen, deren Bildung im wesentlichen auf mylonitische Prozesse während der alpidischen Orogenese zurückzuführen ist. Primär angelegte Materialwechsel werden am Beispiel der Grünschiefer und vermutlich auch der Quarzitschiefer dokumentiert.

Eindeutig orthogener Natur sind nur die Grünschiefer, während für alle anderen Gesteinsvarietäten die Abstammung von Arkosesandsteinen angenommen werden kann. Entsprechend ihrer petrographischen und geochemischen Zusammensetzung muß auf ein nahegelegenes granitisches Liefergebiet geschlossen werden.

Die lithologische Affinität der „Porphyrmaterialschiefer“-Serie zur permoskythischen Wustkogel-Serie und zum jungpaläozoischen Knollengneis des Höllensteins deutet darauf hin, daß der „Porphyrmaterialschiefer“ ein zeitliches und fazielles Äquivalent zu diesen Gesteinsserien darstellt. Als Erosionsprodukt des variszischen Grundgebirges wird die „Porphyrmaterialschiefer“-Serie ähnlich den Rotliegendensedimenten des germanischen Beckens als spätvariszische Molasse definiert.

Abstract

The "Porphyrmaterialschiefer" series is composed of several rock types, which have been formed mostly by mylonitization processes during the alpine orogeny. Primary changes of material are only documented by greenschists and possibly by some quartzitic schists.

The greenschists are orthogenic. All other rock types probably derive from arkosic sandstones. Their petrographical and geochemical composition points to a nearby situated granitic area of provenance.

Lithologically, the "Porphyrmaterialschiefer" series is similar to the Wustkogel series, which is of Permoscythian age, and to the Upper Paleozoic Höllenstein gneis. Thus, the "Porphyrmaterialschiefer" series is supposed to be a temporal and facial equivalent to those units. Similar to the Rotliegend sediments of the German basin, the "Porphyrmaterialschiefer" series is supposed to be a late Variscan molasse, product of the erosion of the Variscan basement.

1. Einführung und Problemstellung

Die petrographische und lithostratigraphische Erforschung der metamorphen Schieferhülle am Nordwestrand des Tauernfensters hat in der Alpengeologie eine lange Tradition. Dennoch existieren bislang nur wenig detaillierte Daten über den sogenannten Porphyrmaterialschiefer, der in seinem gesamten Verbreitungsgebiet zwischen Hintertux und Gerlospaß einen durchgehenden und markanten Gesteinszug bildet (Abb. 1).

Der von OHNESORGE (1929) eingeführte Name „Porphyrmaterialschiefer“ als Bezeichnung für ein metamorphes Gestein, das aus sedimentären Edukten vulkanogener Herkunft abgeleitet wird, wurde von bestimmten Gesteinstypen der Habach-Serie östlich des

*) Anschrift der Verfasserin: Dr. FELICITAS BEIL-GRZEGORCZYK, Am Haselhof 50, D-4400 Münster.

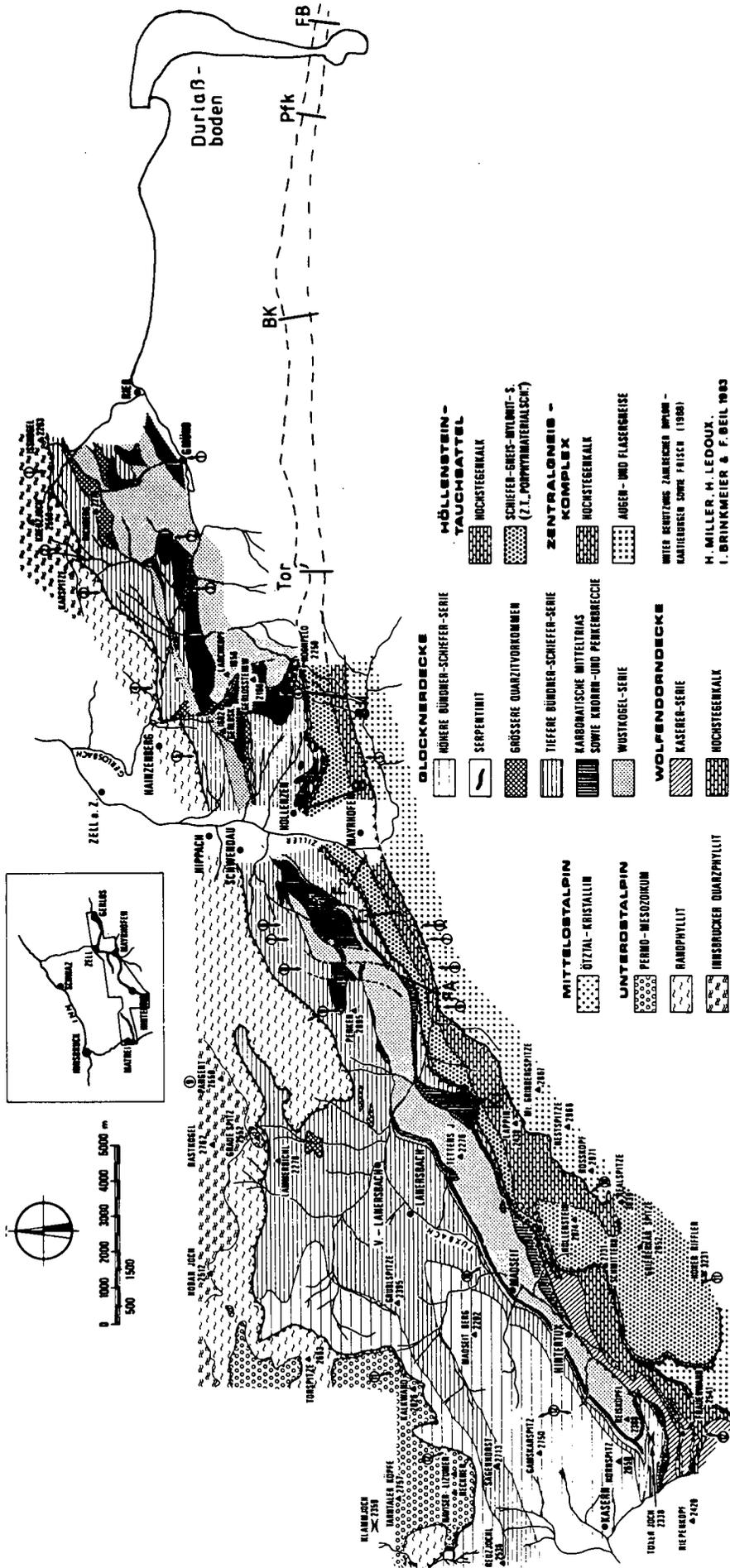


Abb. 1. Geologische Übersichtskarte des Tauern-Nordwestrandes zwischen Tuxer Joch und Gerlospaß (aus MILLER et al., 1984). Lage der in Abb. 2 gezeigten Profile: Ki = Kitzscharte; FA = Finkenbergl/Astegg; F₁ = Finkenbergl, Marienstein; B = Hollenzberg; BII = Lapenrinne; Tor = Torheim; BK = Brunellköpfe; Pfk = Plannkogel; FB = Farnbühel.

Gerlospasses auf die in dieser Arbeit untersuchten Gesteine übertragen und trotz kontroverser Diskussionen zur Genese dieser Gesteine (SANDER, 1921; DIETIKER, 1938; FRISCH, 1968; THIELE, 1970) bis heute beibehalten. Neben der Eduktfrage stellt die Klärung der stratigraphischen und tektonischen Zusammenhänge, nämlich zwischen „Porphyrmaterialschiefer“ einerseits und mesozoischer Sedimenthülle und variszischem Grundgebirge andererseits, ein weiteres offenes Problem dar.

Durch die Neubearbeitung der „Porphyrmaterialschiefer“ in ihrem gesamten Verbreitungsgebiet, bei der neben der petrographischen Merkmalscharakterisierung erstmals auch die Geochemie dieser Gesteine untersucht wurde, konnte gezeigt werden, daß die unter dem Sammelbegriff „Porphyrmaterialschiefer“ zusammengefaßten Gesteinstypen in erster Linie tektonisch-fazielle Varianten darstellen. Auf die Bedeutung der tektonischen Fazies von Gesteinen am Tauern-Nordwestende haben bereits SANDER (1921) und in jüngster Zeit LEDOUX (1982, 1984), ROTH (1984) und LAMMERER (1986) hingewiesen. Die Ergebnisse der hier vorgestellten Untersuchung beweisen einmal mehr, daß mylonitische Gesteine erheblich weiter verbreitet sind als bisher angenommen wurde. Dies gibt neue Hinweise auf die genetische Interpretation und auf die stratigraphische und tektonische Gliederung des nordwestlichen Tauernfensters und seiner Schieferhülle (MILLER et al., 1984; LAMMERER, 1986).

2. Lithologie

Der sogenannte „Porphyrmaterialschiefer“ als Teil der Unteren Schieferhülle bildet eine von Profil zu Profil sowohl in lateraler als auch in vertikaler Richtung stark variierende Gesteinsserie aus „Porphyrmaterialschiefer“ sensu strictu („Normaltyp“ nach FRISCH, 1968), Gneisen, Phylliten, quarzitischen Gesteinen und verschiedenen Grünschiefervarietäten (Abb. 2). Dabei spielt ein primärer Materialwechsel nur eine untergeordnete Rolle. Vor allem unterschiedliche Mylonitisierungsgrade der Gesteine sowie die im Handstück als auch im Aufschlußbereich nachweisbare isoklinale Geometrie der Falten mit der sich rhythmisch wiederholenden Wechsellagerung einzelner Gesteinstypen verursachen die Heterogenität der Gesamtserie. Die Übergänge zwischen den verschiedenen Gesteinstypen sind fast immer fließend. Lediglich weiße quarzitische Gesteine im mittleren Teil der „Porphyrmaterialschiefer“-Serie und Grünschiefer im oberen Abschnitt der Serie bilden scharf abgegrenzte Horizonte.

Alle Gesteine sind ausgesprochene s-Tektonite. Das mikrostrukturelle Gefüge dokumentiert das Zusammenspiel konstruktiver und destruktiver Prozesse (Rekristallisation und Kataklyse), die auf Deformation und Metamorphose im Zuge der alpidischen Gebirgsbildung zurückzuführen sind. Dynamisches Rekristallisationsgefüge mit Subkornbildung bei Quarz und Feldspat, Reduzierung der Korngrößen sowohl durch plastische als auch durch kataklastische Deformation, suturierte Korngrenzen, Auslängung der Körner und ein bis in den mikroskopischen Bereich allgegenwärtiger Lagenbau sind charakteristische Merkmale des Gefügeinventars und eindeutige Indizien dafür, daß es sich bei allen Gesteinstypen der „Porphyrmaterialschiefer“-Serie um Mylonite handelt.

2.1. Der „Porphyrmaterialschiefer“ sensu strictu

Den Hauptanteil der Gesamtserie stellen Mylonitgneise und Plattenmylonite. Sie wurden von FRISCH (1968) und THIELE (1970) als Normaltyp „Porphyrmaterialschiefer“ beschrieben. Kennzeichnend für diese beiden Gesteinstypen ist eine Augentextur, die durch deformierte und linsig zerscherzte, parallel zur Hauptschieferungsrichtung s_1 eingeregelt bzw. ausgeprägte Plagioklas-, perthitische Kalifeldspat- und Quarzporphyroklasten sowie durch mittel- bis feinkörnige Quarz-Feldspat-Korngefüge in einer dynamisch rekristallisierten Matrix aus Quarz, Albit, Kalifeldspat und Hellglimmer hervorgerufen wird.

Korngrößenreduzierung verbunden mit voranschreitendem Abbau der Feldspatgehalte bei gleichzeitiger Erhöhung des Hellglimmeranteils ist typisch für die Umprägung des Gefüges. Es läßt sich eine Entwicklungsreihe aufstellen, die von den Mylonitgneisen ausgehend über die Plattenmylonite und Phyllonite bis hin zur Bildung von Ultramyloniten führt. Dies verdeutlicht Abb. 3, in der der Feldspatgehalt der einzelnen Gesteinstypen in Beziehung zum Serizitisierungsgrad gesetzt wird. Bei einer Gesamtkorrelation von $r = -0,97$ zeigt sich die lineare Entwicklung mit einer allmählichen Abnahme der Streuung in Richtung eines hohen Serizitisierungsgrades. Die im mittleren Abschnitt der Punktwolke vorhandene Überlappung von Plattenmyloniten und Phylloniten und die breite Streuung der Phyllonite entsprechen der makroskopisch sowie mikroskopisch feststellbaren graduellen Abstufung der Gesteinstypen.

Neben der für Mylonite typischen sehr guten negativen Korrelation verdeutlicht die Abnahme der Streuung in Richtung des hohen Serizitisierungsgrades von 1 die Homogenisierung eines Gesteins von ursprünglich polymineralischer Zusammensetzung. Dabei ist nicht nur die synkinematische Serizitisierung der Feldspäte von Bedeutung, sondern auch streß-induzierte chemische und mechanische Differentiationen (VERNON, 1974; ROBIN, 1979). Insbesondere die Migration von Si als mobilster Komponente führt zu einer lokalen Verarmung an Quarz und somit zur relativen Anreicherung von Glimmer in Lagen über den mm- und cm-Bereich hinaus. Die Bildung von Quarzknuern, die häufig im Grenzbereich zwischen zwei Gesteinstypen anzutreffen sind, werden als Hinweis auf derartige Deformationsmechanismen gewertet.

Diese Art der deformationsgebundenen Genese läßt sich insbesondere am Beispiel der Ultramylonite aufzeigen. Diese grünen oder schwarzen Phyllite und Graphitglimmerschiefer sind bei insgesamt geringen Mächtigkeiten von maximal 50 cm stets mit tektonischen Bewegungsbahnen wie Gesteinsgrenzen und Störungszonen verknüpft. Aus den sie umgebenden Plattenmyloniten und Phylloniten entwickeln sie sich graduell.

Daß die Phyllonite, die nach petrographischer Nomenklatur als Serizitquarzschiefer, Quarzphyllite und Serizitphyllite zu bezeichnen sind, ebenfalls Derivate der Mylonitgneise und Plattenmylonite darstellen, dokumentieren neben der in Abb. 3 gezeigten Abhängigkeit auch die für die Mylonitgneise und Plattenmyloniten typischen, hier jedoch in einer Korngrößenreduzierten Matrix relictisch erhaltenen Feldspat- und Quarz-Altkörner. Unterschiedliche Stadien des Kornabbaus bis hin zum vollständigen Zerfall der Porphyroklasten und

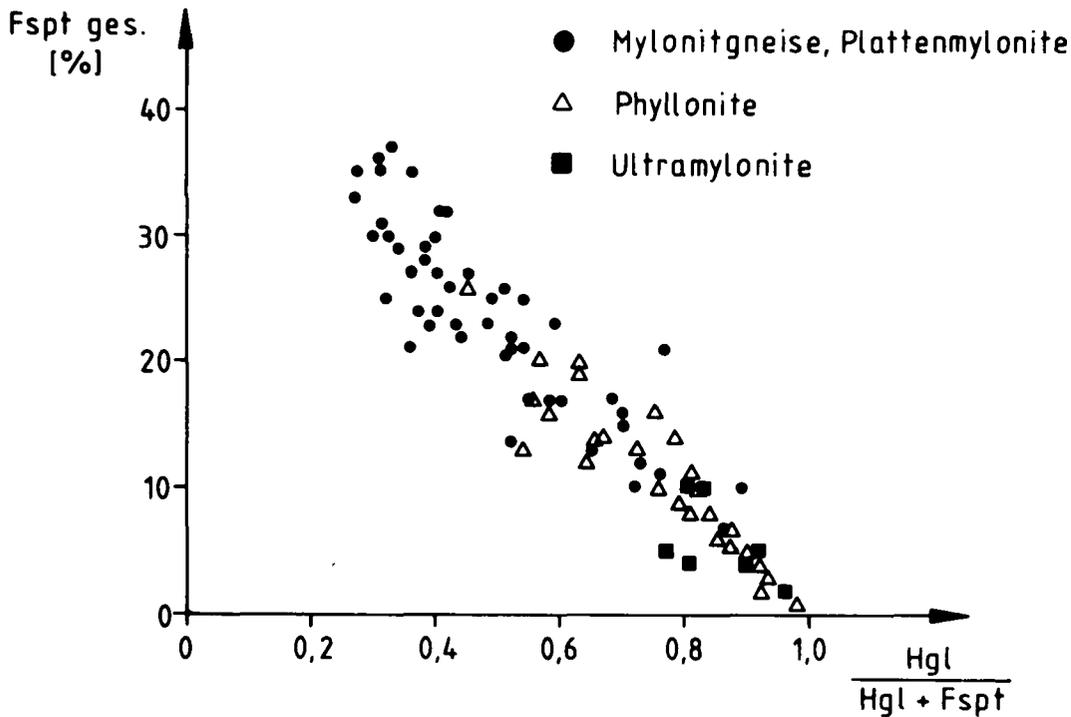


Abb. 3.
Verhalten des Feldspatan-
teils in Abhängigkeit vom
Serizitisierungsgrad (nach
ROTH, 1984).

zu ihrer Auflösung in der Matrix sind in diesen Gesteinen zu beobachten.

2.2. Quarzite, Quarzitschiefer und Quarzitgneise

Während die Varianz der oben beschriebenen Schichtenfolge also allein auf den Wechsel unterschiedlicher Mylonitvarietäten zurückzuführen ist, kann für das Auftreten eines ca. 10 bis 20 m mächtigen Horizontes weißer, häufig laminiertes quarzitischer Gesteine ein primär angelegter Materialwechsel nicht ausgeschlossen werden.

Die hier gewählte Gesteinsbezeichnung wird zur Kurzcharakteristik aller wesentlichen Eigenschaften und Merkmale dieser Gesteinsgruppe verwendet und ist daher nur von praktischer Bedeutung. Er beinhaltet also entgegen der üblichen Verwendung keine Festlegung auf eine paragene Entstehung dieser Gesteine, sondern ist Genese-neutral zu verstehen.

Die Quarzitschiefer und -gneise treten stets im mittleren Teil der Schichtsäule auf und sind besonders gut im Gebiet um Finkenberg/Astegg, am Torhelm und auf den Brunellköpfen aufgeschlossen. Durch Mineralbestand und porphyrisches Gefüge mit Quarz und Kalifeldspat als Prophyroklasten in einer extrem feinkörnigen Matrix aus Quarz, Kalifeldspat und wenig Glimmer sowie sphärolithischen Quarz-Kalifeldspat-Verwachsungen lassen sie sich von makroskopisch vergleichbaren Quarziten unterscheiden, die in unterschiedlichen Niveaus innerhalb des Profils auftreten. Gegenüber den Quarzitschiefern und -gneisen sind diese ebenfalls sehr feinkörnigen Gesteine durch das Fehlen reliktscher Komponenten, durch einen erhöhten Hellglimmeranteil und erhöhten Gehalt an alpidisch gesproßten Albitblasten bei fast völligem Fehlen von Kalifeldspat gekennzeichnet.

Die Deutung dieser Quarzite ist schwierig. Einerseits läßt ihr unmittelbarer Kontakt zu den Quarzitschiefern und -gneisen einen Zusammenhang zwischen diesen

Gesteinstypen vermuten. Andererseits entspricht ihr Vorkommen an der Liegendgrenze der „Porphyrmaterialschiefer“-Serie der am gesamten Tauernnordwestrand zu beobachtenden Fixierung von quarzitischer Gesteine im Bereich von Gesteinsgrenzen, an denen tektonische Relativbewegungen stattgefunden haben (LEDOUX, 1982). In Analogie dazu können die Quarzite auch als in Form von Segregationsbändern auftretende Quarz-Blastomylonite gedeutet werden, die die tektonische Grenze Hochstegenkalk/„Porphyrmaterialschiefer“ markieren.

2.3. Grünschiefer

Den Abschluß der „Porphyrmaterialschiefer“-Serie bildet im Hangenden ein Grünschieferzug, der im Gebiet zwischen Finkenberg und Schwarzachtal am besten aufgeschlossen ist, aber auch dort immer wieder auskeilt. Auffälliges Merkmal der Grünschiefer ist ihre äußerst variable Lithologie trotz der insgesamt geringen Mächtigkeit von wenigen m bis maximal 20 m. Geländebefund und Mineralbestand weisen darauf hin, daß die Bildung der verschiedenen, in wechselndem Ausmaß auftretenden Grünschiefertypen ursächlich mit metamorphen und tektonischen Ereignissen verknüpft ist.

In der Gipfelregion des Torhelms ist die Abfolge der unterschiedlich stark alterierten Grünschiefertypen beispielhaft dokumentiert. Die spezifische Veränderung des Modalbestandes (Abb. 4) infolge retrograder Mineralreaktionen und Stoffumsetzungen führt zu der folgenden vom am schwächsten alterierten Endglied ausgehenden Entwicklungsreihe:

Aktinolith-Chlorit-Epidot-Schiefer → (Albit)-Kalzit-Chlorit-Epidot-Schiefer → Albit-Chlorit-Kalkphyllit.

Die in Richtung der Albit-Chlorit-Kalkphyllite festzustellende Zunahme von Quarz, Albit, Chlorit und Kalzit wird in Beziehung zu folgender Reaktion (nach BEACH, 1980) gesetzt:

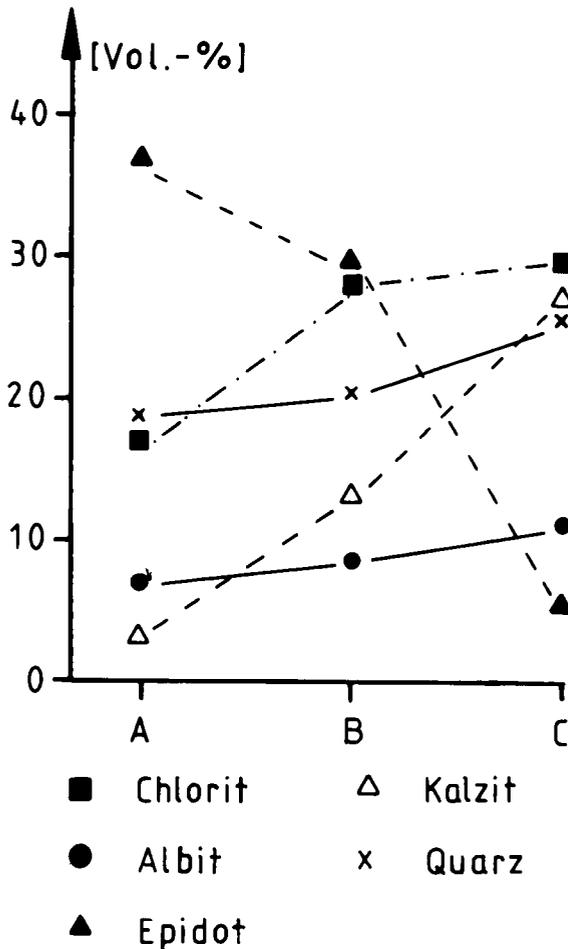
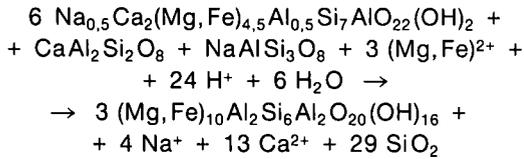


Abb. 4.
Entwicklung des Modalbestandes der verschiedenen Grünschiefertypen.
A = Aktinolith-Chlorit-Epidot-Schiefer; B = (Albit)-Kalzit-Chlorit-Epidot-Schiefer; C = Albit-Chlorit-Kalkphyllit.

Der Zerfall der aktinolithischen Hornblende und des Anorthitreichen Plagioklas (als Relikte in Aktinolith-Chlorit-Epidot-Schiefern erhalten) führt zur Bildung von Chlorit und Quarz unter Freisetzung von Na- und Ca-Kationen. Diese sind wiederum für die Erhöhung des Albit- bzw. des Karbonatanteils verantwortlich. Ein nicht unerheblicher Anteil der Ca-Kationen ist außerdem aus dem Abbau der Epidote herzuleiten, wie die gegenläufige Entwicklung von Epidot und Kalzit andeutet.

Daß die Transformation des Mineralbestandes und Mikrogefüges nicht allein Resultat metamorpher Prozesse darstellt, sondern daß auch ein enger Zusammenhang zwischen Diaphthorese und Mylonitisierung besteht, zeigt der Vergleich zweier Detailprofile (Abb. 5). Sie wurden im unmittelbaren Bereich der Hangendgrenze zum überlagernden Hochstegenkalk aufgenommen.

Im Profil am Hollenzberg ist eine mylonitische Kalkbank Serizitphylliten eingelagert. Ruschelzonen im Liegenden und Hangenden der Kalkbank belegen, daß hier keine primär sedimentäre Wechsellagerung vor-

liegt, sondern daß es sich um Verschuppungen von Hochstegenkalk und „Porphyrmaterialschiefer“-Serie handelt. Ebenso wird die Grünschiefer-Phyllit-Abfolge weiter unten im Profil nicht im Sinne von Sedimentationsrhythmen gedeutet, sondern als Ergebnis tektonischer Verformung. Mit ihr aufs engste verknüpft ist die Ausbildung der Grünschiefer in Form von Albit-Chlorit-Phylliten und Serizit-Chlorit-Phylliten, gleichsam die tektonische Fazies darstellend. Quarzsegregationen in den unmittelbar über den Grünschiefern und eingeschuppten Hochstegenkalcken aufliegenden Phylliten lassen auf die Anwesenheit einer fluiden Phase während der Tektonisierung schließen.

Die Besonderheit des Finkenberg/Astegger Profils besteht dagegen in der Einschaltung eines ca. 40 cm mächtigen Albit-Blastomylonits im Grenzbereich „Porphyrmaterialschiefer“-Serie/Hochstegenkalk. Der Mineralbestand der Albit-Blastomylonite und die enge Verknüpfung mit den unterlagernden (Albit)-Kalzit-Chlorit-Epidot-Schiefern deuten auf ihre genetische Zusammengehörigkeit zur Gesteinsgruppe der Grünschiefer hin. Ein primär angelegter Stoffunter-

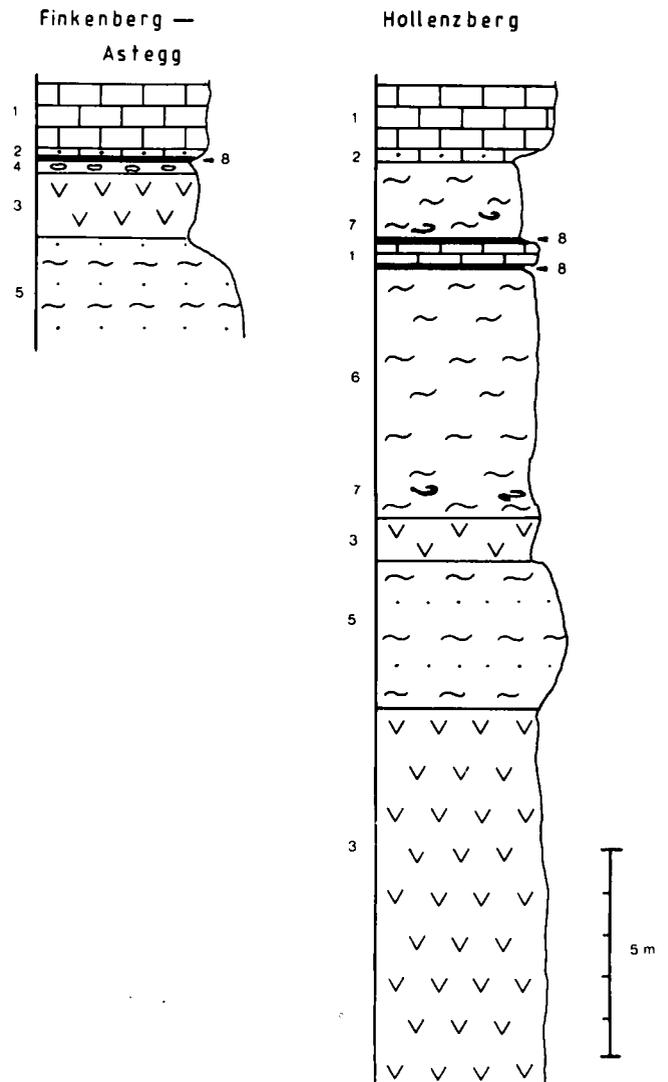


Abb. 5.
Detailprofile Finkenberg/Astegg und Hollenzberg.
1 = Hochstegenkalk; 2 = Kalkglimmerschiefer (Kalkmylonit); 3 = Grünschiefer; 4 = Albitblastomylonit; 5 = Quarzphyllit bis Quarzitschiefer; 6 = Serizitphyllit (Ultramyonit); 7 = Serizitphyllit, Quarzknuern führend; 8 = Ruschelzone, z.T. graphitreich.

schied erscheint als wenig wahrscheinlich angesichts des sehr begrenzten Vorkommens der Albit-Blastomylonite in der für sekundäre Stoffumverteilungen charakteristischen Nähe einer tektonisch aktiven Gesteinsgrenze (ROTH, 1984; LEDOUX, 1984), nämlich der Grenze „Porphyrmaterialschiefer“-Serie – Hochstegenkalk. Hierfür spricht auch die auffällige Albitarmut der unterlagernden (Albit)-Kalzit-Chlorit-Epidot-Schiefer mit nur 2 % Albit, so daß im Zusammenhang mit der Albitblastese in den Blastomyloniten mit einer erhöhten Diffusion Na⁺-reicher wässriger Lösungen gerechnet werden muß.

Somit untermauert die Stellung der Blastomylonite an der Hangendgrenze der „Porphyrmaterialschiefer“-Serie die Bedeutung von Mylonitzonen als Anzeiger tektonisch aktiver Gesteinsgrenzen (LEDOUX, 1982; MILLER et al., 1984) und das nicht nur an Decken- bzw. Teildeckengrenzen wie von LEDOUX (1982, 1984) formuliert, sondern auch innerhalb einer Großstruktur, wo sie Bewegungsbahnen zwischen zwei unterschiedlichen lithologischen Einheiten markieren können. Vergleichbares ist auch aus der Oberen Schieferhülle bekannt, wo „Rauhacken“ nicht sedimentärer Entstehung stets in den Grenzbereichen zwischen zwei lithologisch und stratigraphisch unterschiedliche Gesteinseinheiten auftreten (BRINKMEIER, 1981).

2.4. Reliktische Komponenten der „Porphyrmaterialschiefer“-Serie

Trotz weit überwiegender Rekristallisation und der damit verbundenen strukturellen Überprägung sind in

fast allen Gesteinstypen reliktsch Mineral-Altkörner erhalten geblieben. Sie sind sowohl für die genetische Interpretation als auch für die stratigraphische Zuordnung von hohem Wert.

Häufig sind Feldspat- und Quarz-Altkörner, die neben anderen mikrostrukturellen Phänomenen wertvolle Hinweise für die Differenzierung in die verschiedenen Mylonittypen liefern. Vereinzelt treten in den Mylonit- und Quarzitgneisen Quarz- und Kalifeldspat-Porphyrklusten auf, die durch Korrosionsschläuche und -buchten gekennzeichnet sind, wie sie für magmatisch gebildete Formen typisch sind. Die von ROTH (1984) am Beispiel der Kellerjochgneise postulierte postdeformative Blastese korrodierter Quarze, die auf „metamorphe Korrosion“ durch Drucklösung zurückzuführen ist, trifft auf die hier beschriebenen Megaklasten nicht zu:

- 1) Nach WHITE et al. (1980: 182) spricht die Erhaltung der für Mylonite typischen kleinen Korngrößen der Matrix-Mineralen dafür, daß nur wenig Korngrößenwachstum nach der Rekristallisation stattgefunden haben kann.
- 2) Die mit den Korrosionsschläuchen durchsetzten Quarze besitzen ebenso wie die anderen Altkörner alle Merkmale plastischer Deformation. Anhaltspunkte für eine postdeformative Blastese dieser Quarze sind nicht vorhanden.
- 3) Die Porphyrquarze treten nur selten und vereinzelt auf, in Koexistenz mit nicht korrodierten Quarzen, ohne daß eine Bindung an bestimmte Zonen und Grenzen verstärkter Mylonitisierung erkennbar ist. Warum sollte bei gleicher Deformationsgeschichte eine metamorphe Korrosion bei einzelnen Körnern

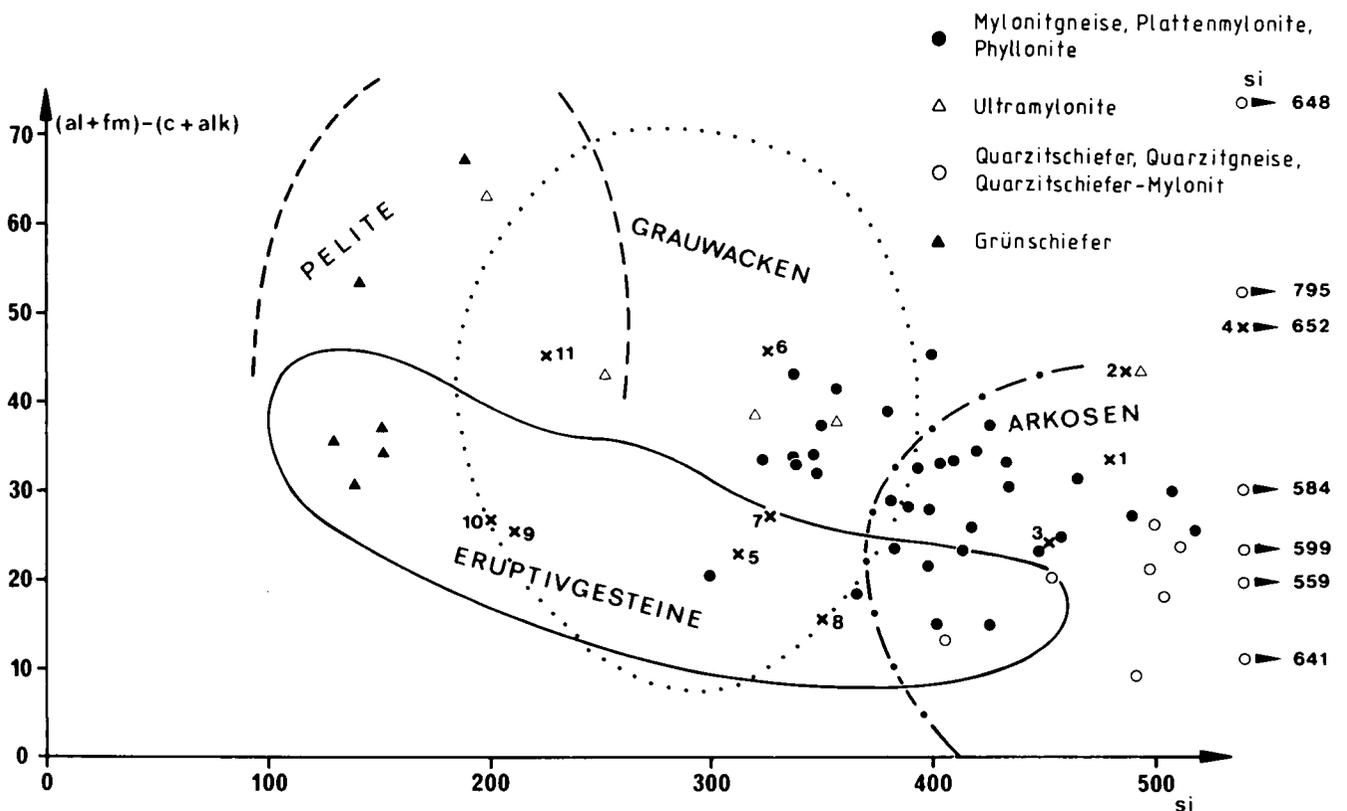


Abb. 6. Diskriminanzdiagramm nach SIMONEN (1953) aus HOLDHUS (1971).
 x = Vergleichsproben: 1 und 2 = Arkosegneise (Kirchspitzkristallin); 3 = Leukogneise (Schönach-Mulde); 4 = Arkosegneise (Wustkogel-Serie); 5 = Porphyrgnitgneise (Ahornkern); 6 = karbonatische Wustkogelserie; 7 = grüne Phyllite (Schönach-Mulde); 8 = Augengneise (Schönach-Mulde); 9 = Epidot-Biotit-Aktinolith-Schiefer (Venntal); 10 = Knappenwandgneise (Habach-Serie, STEYRER, 1982); 11 = porphyrischer Gneis (Schönach-Mulde).

stattgefunden haben, bei der Mehrzahl der anderen Quarzgroßkörner aber nicht?

- 4) Die Grenzverhältnisse zwischen Korrosionsschlauch und Wirtskristall sind messerscharf und lassen selbst bei Betrachtung unter dem Elektronenmikroskop keine von der Matrix auf den Wirtskristall übergreifenden Diffusions- bzw. Lösungsprozesse erkennen. Die rekristallisierte Füllung der Korrosionsschläuche zeigt eine innige Verwachsung von Kalifeldspat und Quarz ohne Beteiligung einer Hellglimmerkomponente, die von ROTH insbesondere für die „Keimbildungskorrosion“ verantwortlich gemacht wird.

Die korrodierten Quarze werden also als echte magmatische Formrelikte gedeutet. In den Quarzitgneisen und -schiefern kommen sie gemeinsam mit sphärolithisch miteinander verwachsenem Quarz und Kalifeldspat vor. Diese Sphärolithkörper sind mit sphärolithischen Entglasungsstrukturen junger Ignimbrite (ROSS & SMITH, 1961) vergleichbar und von der Art wie sie auch in weniger stark rekristallisierten Porphyroiden der Nördlichen Grauwackenzone beobachtet wurden (HEINISCH, 1980). Ein ausschließlich orthogener Ursprung der Quarzitschiefer und -gneise ist jedoch aufgrund ihrer geochemischen Charakteristika (Abb. 6) wenig wahrscheinlich.

Weitere magmatische Formrelikte treten in den Phylloniten auf. Es handelt sich um sogenannte Albitlinsen mit ungerichteter Interngefüge, das von 0,1 mm großen polysynthetisch verzwilligten Albitleisten aufgebaut wird. Diese Geröllchen sind von besonderem genetischem und stratigraphischem Interesse, da gleichartige Komponenten aus der Konglomerat- und Brekzienserie der benachbarten Schönach-Mulde bereits bekannt sind (THIELE, 1951). Es handelt sich um Fragmente eines Ergußgesteins von andesitischer bis trachyandesitischer Zusammensetzung (KÖSTERS, 1985). Ihre Einbettung in einer quarzitären Matrix deutet nach THIELE (1951) auf die konglomeratische Umlagerung des vulkanischen Materials hin.

Neben den Albititen kommen Linsen mit einer sehr feinkörnigen ($\leq 0,01$ mm) Quarz-Albit-Mikroklin-Füllung vor. Ähnliche Bildungen wurden aus dem Höllenstein-Tauchsattel, dem Kirchsptzkrystallin und der Schönach-Mulde beschrieben (LEDoux, 1982; POPP, 1981; LINGNAU, 1985) und als Gasblasenfüllung bzw. tuffitische Einlagerungen gedeutet.

3. Geochemie

Aufgrund der geochemischen Untersuchungen lassen sich die Gesteine der „Porphyrmaterialschiefer“-Serie genetisch in zwei Gruppen einteilen: Eindeutig orthogener Natur sind nur die Grünschiefer des Untersuchungsgebietes. Chemismus, Lagerungs- und Mächtigkeitsverhältnisse deuten auf ihre Abstammung von tholeiitischen kontinentalen Intraplattenvulkaniten hin (BEIL, 1986).

Für die Mylonitgneise und deren Derivate ist ebenso wie für die Quarzitschiefer und -gneise, deren Gefügeinventar zunächst die Herleitung aus Rhyolithen vermuten läßt, ein paragener Ursprung anzunehmen (Abb. 6). Die Mehrzahl der Mylonite liegt hier in den Feldern, die die Grauwacken und Arkosen definieren. Zu Vergleichszwecken wurden die Werte von petrographisch ähnlichen Gesteinen mit dargestellt. Analog der mit den Myloniten übereinstimmenden Modalanalyse befinden sich die Projektionspunkte der Arkosegneise des Kirchsptzkrystallins ebenfalls im Bereich der Mylonitgneise und Plattenmylonite. Dagegen ergibt sich für die Arkosegneise der Wustkogel-Serie eine enge Beziehung zu den quarzitären Gesteinsvarietäten, deren hohe Niggli-si-Werte ein gemeinsames Kennzeichen sind.

Die exakte Differenzierung in Arkosen und Grauwacken, die auch auf deren metamorphe Abkömmlinge anzuwenden ist, zeigen Abb. 7 und Abb. 8. In Kombination mit der Darstellung im Si-Al-Fe-Konzentrationsdreieck (Abb. 9) läßt sich der „Porphyrmaterialschiefer“

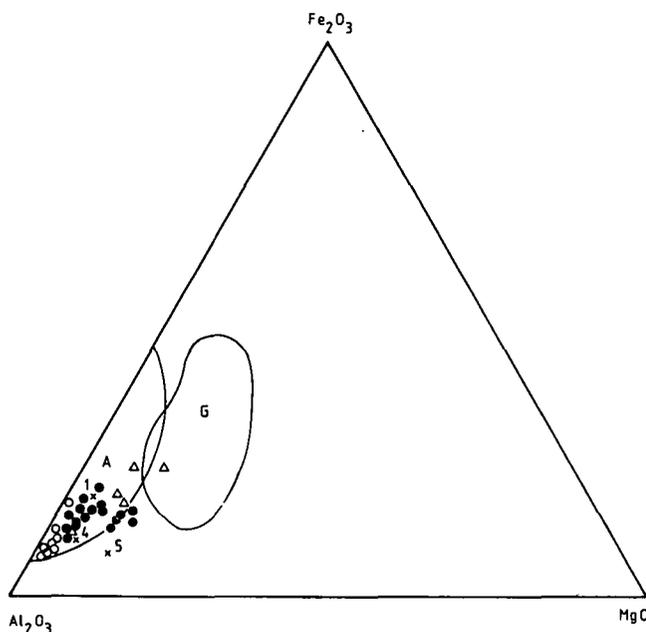


Abb. 7.
 Al_2O_3 - Fe_2O_3 - MgO -Konzentrationsdreieck nach ARMITAGE (1976).
 A = Arkosefeld; G = Grauwackenfeld; sonstige Signaturen siehe Abb. 6.

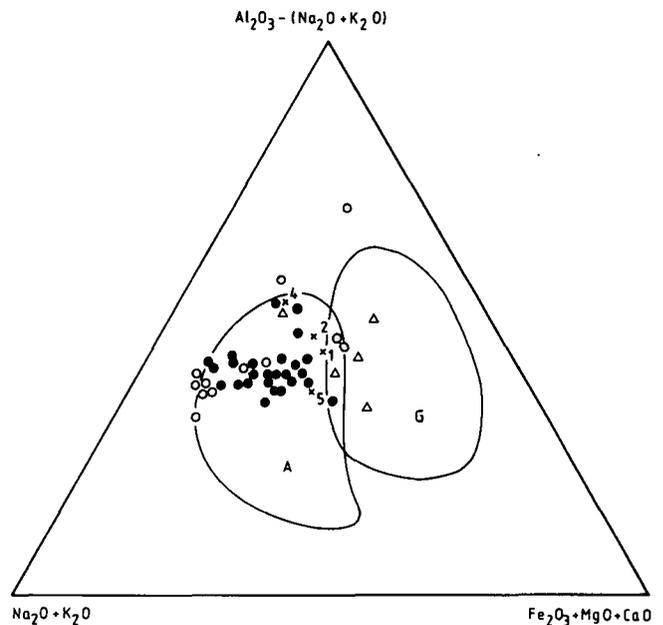


Abb. 8.
 $(Na_2O + K_2O)/(Al_2O_3 - (Na_2O + K_2O)) / (Fe_2O_3 + MgO + CaO)$ -Konzentrationsdreieck nach ARMITAGE (1976).
 Signaturen siehe Abb. 6 und 7.

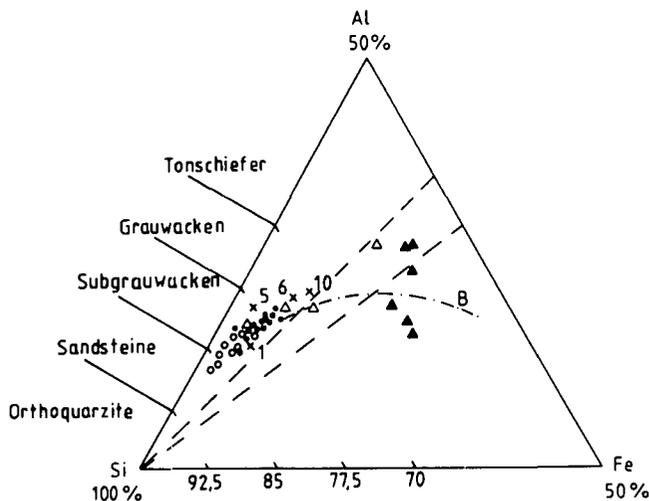


Abb. 9.
Si-Al-Fe-Konzentrationsdreieck nach MOORE & DENNEN (1970).
Die chemische Zusammensetzung von Graniten deckt sich mit der der Mylonitgneise.
B = Basalte; sonstige Signaturen siehe Abb. 6.

eindeutig als metamorpher Arkosesandstein ansprechen. Die Projektionspunkte des Kirchspitzkristallins (1 und 2) und der Wustkogel-Serie (4) beziehen in Abb. 7 und 8 stets eine zum „Porphyrmaterialschiefer“ ähnliche Position, womit die bereits auf der Grundlage petrographischer Untersuchungen vermutete Affinität der Gesteinstypen untereinander auch geochemisch nach-

gewiesen ist. Eine genauere Betrachtung der Diagramme zeigt darüber hinaus, daß sich die Arkosegneise des Kirchspitzkristallins stets in der Nähe der Mylonitgneise, Plattenmylonite und Phyllonite befinden, während die Probe der Wustkogel-Serie häufig bei den Quarzitschiefern und -gneisen liegt, die zusammen eine gesonderte Gruppe bilden.

Die Gegenüberstellung des Pauschalchemismus der Mylonitgneise, Plattenmylonite und Phyllonite einerseits und der quarzitischen Gesteine andererseits (Tab. 1) zeigt deutlich die Unterschiede in der chemischen Zusammensetzung dieser beiden Gesteinsgruppen auf, die ihre Entsprechung im voneinander abweichenden Chemismus von Wustkogel-Serie und Kirchspitzkristallin finden.

4. Schlußfolgerungen

4.1. Stratigraphische Zusammenhänge

Die lithologische Verwandtschaft der „Porphyrmaterialschiefer“-Serie mit Teilen der Wustkogel-Serie, des Kirchspitzkristallins, der Schönach-Mulde und zum Knollengneis des Höllensteins dokumentieren nicht allein die Formrelikte und die guten Übereinstimmungen im Chemismus, sondern sie manifestieren sich auch im Modalbestand. Die Gegenüberstellung der Hauptmineralienkomponenten (Abb. 10 und 11) stellt insbesondere Ähnlichkeiten zwischen Mylonitgneisen und Knollengneisen des Höllensteins heraus. Dies blieb bei der

Tabelle 1.
Chemische Zusammensetzung der Arkosegneise.
1 = Mylonitgneise etc. (Hauptelemente: n = 36; Spurenelemente: n = 18); 2 = Quarzitgneise und Quarzitgneis-Mylonite (Hauptelemente: n = 11; Spurenelemente: n = 7); 3 = Kirchspitzkristallin (Hauptelemente: n = 2; Spurenelemente: n = 1); 4 = Wustkogel-Serie (n = 1).
Fe₂O₃ = Gesamtisen; \bar{x} = Mittelwert.

	1		2		3	4
	\bar{x}	Varianzbreite	\bar{x}	Varianzbreite	\bar{x}	\bar{x}
SiO ₂	71,02	62,76– 76,99	78,26	75,76–82,30	75,50	79,48
Al ₂ O ₃	14,67	11,98– 22,29	12,40	10,12–14,22	13,03	12,04
TiO ₂	0,29	0,31– 0,88	0,12	0,04– 0,33	0,28	0,19
Fe ₂ O ₃	2,78	1,17– 7,49	1,49	0,96– 2,90	2,62	1,54
MnO	0,05	0,02– 0,12	0,03	0,01– 0,06	0,06	0,01
MgO	1,05	0,04– 3,13	0,19	0,06– 0,32	0,72	2,21
CaO	0,67	0,04– 1,99	0,16	0,04– 1,14	0,96	2,39
Na ₂ O	2,63	0,01– 5,22	2,03	0,12– 3,70	1,40	3,31
K ₂ O	4,09	1,63– 6,27	4,13	1,18– 6,29	3,66	4,02
P ₂ O ₅	0,10	0 – 0,30	0,02	0 – 0,80	0,05	0,49
Na ₂ O/K ₂ O	0,64		0,49		0,38	0,82
CaO/MgO	0,64		0,84		1,33	1,08
SiO ₂ /Al ₂ O ₃	4,84		6,31		5,79	6,60
Ni	19	3– 49	4	0– 7	15	7
Cr	44	7– 125	9	3– 18	50	16
Rb	183	50– 260	164	50–240	180	130
Sr	114	21– 411	34	16– 71	47	21
Ba	900	353–2380	531	189–723	734	447
Y	11	5– 24	10	0– 16	15	5
Zr	208	160– 265	157	130–170	190	130

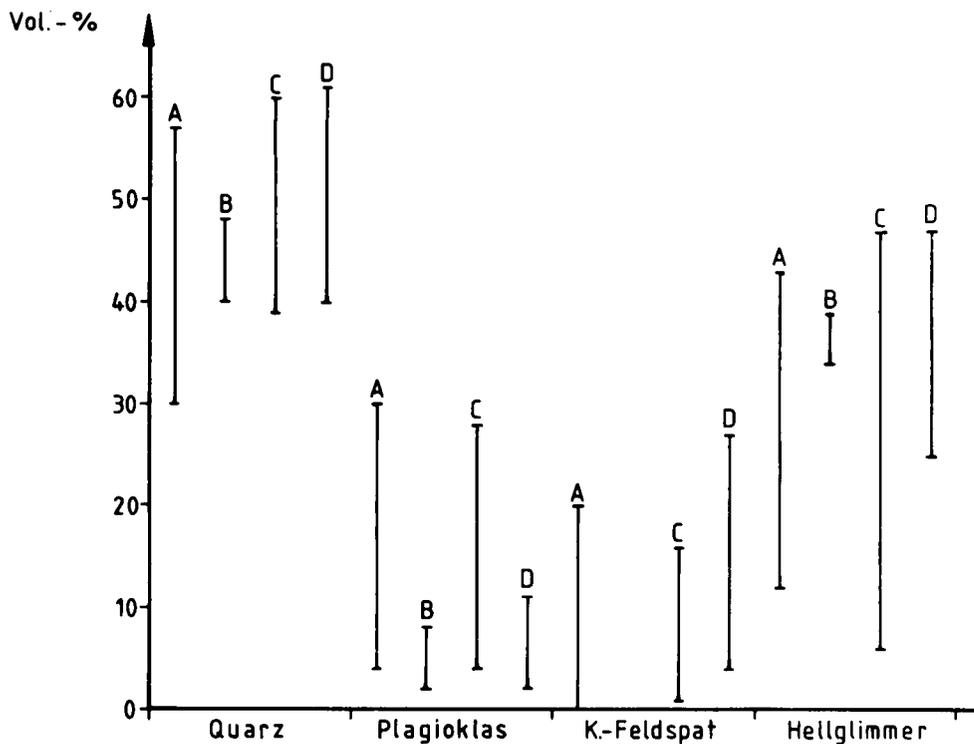


Abb. 10. Variationsbreite der Hauptmineralkomponenten von Mylonitgneisen und Plattenmyloniten (A) (n = 50) im Vergleich mit Gesteinen des Kirchspitzkristallins (B) (n = 6; LINGNAU, 1985), des Höllensteins (C) (n = 7; HÖCK, 1968; LEDOUX, 1982) und der Wustkogel-Serie (D) (n = 5; HÖCK, 1968; LEDOUX, 1982).

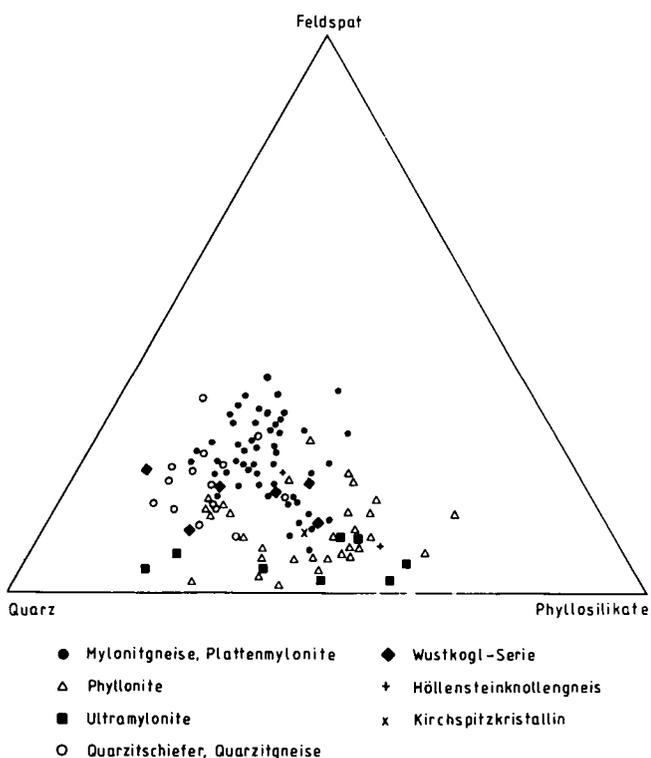


Abb. 11. Quarz-Feldspat-Phyllosilikat-Konzentrationsdreieck (nach HEINISCH & SCHMIDT, 1976).

stratigraphischen Zuordnung der „Porphyrmaterialschiefer“ mit einer Ausnahme (KNEIDL, 1971) bisher unberücksichtigt. Wenn auch die gute lithologische Übereinstimmung zwischen den allgemein als permisch eingestuften Gesteinen des Höllenstein-Tauchsattels (HÖCK, 1969; KNEIDL, 1971) und der Wustkogel-Serie der Oberen Schieferhülle einerseits und der stratigraphisch schwer faßbaren „Porphyrmaterialschiefer“-Serie andererseits letztlich kein zwingender Beweis für ein eben-

falls permisches Alter der „Porphyrmaterialschiefer“ ist, so wird es dadurch zumindest wahrscheinlich und fügt sich sogar ohne Widerspruch in die bisherigen Vorstellungen über Kennzeichen permischer, alpidischer Gesteinsserien ein. Hierzu wurden im Penninikum eben lange Zeit nur solche Gesteine gezählt, die zu der klassischen Wustkogel-Serie gehören und an deren Aufbau nach FRASL (1958) – ähnlich wie auch bei der „Porphyrmaterialschiefer“-Serie beobachtet werden konnte – Porphyroide und Arkosegneise mit eingestreutem „Porphyrmaterial“ ebenso beteiligt sind wie Grünschiefer.

Ein weiterer Hinweis auf das permische Alter der „Porphyrmaterialschiefer“-Serie ist ihre mit der Wustkogel-Serie vergleichbare Lagerungsbeziehung zu Karbonatgesteinen im Hangenden. Diese Karbonate werden als oberjurassische Hochstegenkalke definiert (VON KLEBELSBERG, 1940; MUTSCHLECHNER, 1956; SCHÖNLAUB, FRISCH & FLAJS, 1975). Es ist aber auch nicht auszuschließen, daß nicht alles Material, das als Hochstegenkalk bezeichnet wird, ausnahmslos in den Malm gehört (FRASL, 1958); das Karbonatpaket könnte bereits in der Mitteltrias seinen Beginn haben und entsprechend der Fossilfunde bis in den Malm hineinreichen (HÖCK, 1969; KNEIDL, 1971).

Die bisher angenommene Beziehung der „Porphyrmaterialschiefer“ zum oberordovizischen Porphyroidvulkanismus kann jedenfalls nicht bestätigt werden. Es wird daher vorgeschlagen, die „Porphyrmaterialschiefer“-Serie eher in einen spätvariszisch/frühalpidschen zeitliche Rahmen zu stellen als in einen altpaläozoischen.

Diese stratigraphische Zuordnung der „Porphyrmaterialschiefer“ in das Perm impliziert jedoch keineswegs ihre unmittelbare Gleichsetzung mit der Wustkogel-Serie. Vergleiche mit den Knollengneisen des Höllensteins und dem Kirchspitzkristallin liegen näher. Daraus folgt, daß auch der Inhalt der Schönach-Mulde als Wurzelzone des Höllenstein-Tauchsattels, deren Verbindungsglied das Kirchspitzkristallin ist, in Beziehung zur „Por-

phyrmaterialschiefer“-Serie stehen muß. Die genetische Verwandtschaft (THIELE, 1974) zwischen „Porphyrmaterialschiefer“-Serie und Schönach-Mulde bezeugen nicht nur die Formrelikte in den Phylloniten, die in der Schönach-Mulde und im Kirchspitzkristallin charakteristische Gefügebestandteile der pyroklastischen Brekzie, der Flasergneise und der Arkosegneise bilden. Ebenso belegt die „Porphyrmaterialschiefer“-Serie mit ihrer Vergesellschaftung von Arkosegneisen, in denen reliktsche Spuren eines sauren Magmatismus nachweisbar sind, und Grünschiefern die genetische Verwandtschaft zur Schönach-Mulde, deren Gesteinsinhalt aus Arkose- und Grauwackengneisen mit sauren und basischen Magmatiten besteht. Eine der „Porphyrmaterialschiefer“-Serie ähnliche Alterseinstufung ist somit anzunehmen.

Ein altpaläozoisches Alter der Schönach-Mulde (THIELE, 1974; FRISCH, 1977) und ihre Vergleichbarkeit mit der altpaläozoischen Habach-Serie (TOLLMANN, 1977) sind eher unwahrscheinlich, da die lithofazielle Ausbildung der Schönach-Mulde mit Metapsephiten und -psammiten bei untergeordneter Beteiligung magmatogenen Materials eher der einer Transgressionsserie im Stil der permischen Serien der Ostalpen entspricht als der einer altpaläozoischen Geosynkinalabfolge.

4.2. Paläogeographie

Der Ablagerungsraum der „Porphyrmaterialschiefer“-Serie läßt sich zeitlich und räumlich problemlos in bereits bestehende paläogeographische Rekonstruktionen des Perms (FRASL, 1958; FRASL & FRANK, 1966; FRISCH, 1974; BUHR, 1981) einfügen: das Paläorelief der permischen Landoberfläche im Alpenraum ist gekennzeichnet durch eine alternierende Abfolge NE-SW streichender Schwellen und Becken (TOLLMANN, 1977). Diese Situation ist mit der des germanischen Raumes vergleichbar, in dem die verschiedenen Rotliegendtröge den Abtragungsschutt der variszischen Gebirge aufnehmen.

In den Alpen stehen einer marin betonten Sedimentation mit salinaren Einschaltungen des Nord- und Südalpins die kontinentalen Bildungen des Penninikums als Teil der zentralalpiner Verrucanoprovinz gegenüber. Hierzu gehören die Wustkogel-Serie (TOLLMANN, 1963) und ihre zeitlichen Äquivalente in Form der „Porphyrmaterialschiefer“-Serie, der Knollengneise des Höllensteins und des Kirchspitzkristallins. Anders als die Wustkogel-Serie, deren Sedimentationsraum im S des penninischen Kontinentalsockels lag, kamen diese Gesteine in einem nördlicher gelegenen Bereich, der ab dem Jura mit der Hochstegenkalkschwelle gleichgesetzt wird, als Aufarbeitungsprodukte des variszischen Gebirges in intramontanen Molassebecken zur Ablagerung. Der primäre Feldspatreichtum dieser Gesteine dokumentiert die unmittelbare Nähe des Liefergebiets zum Ort der Ablagerung. Die Gesteinsvergesellschaftung in der Schönach-Mulde mit ihrem größeren Anteil magmatischer Gesteinstypen läßt im Vergleich mit anderen Gesteinsserien des Perm auf einen Bildungszeitraum schließen, der dem unteren Perm zuzuordnen ist.

Im Zusammenhang mit der saalischen Phase als letzte stärkerer Orogenese der variszischen Faltungsära führen zu dieser Zeit Krustenunruhen zu vulkanischen und subvulkanischen Aktivitäten mit quarzporphyrischen und basaltischen bis andesitischen Eruptionen.

Dies hat eine Reliefbelebung zur Folge, wodurch es verstärkt zur Schüttung grobdetritischen Materials kommt unter Beteiligung der kurz zuvor geförderten Eruptiva.

Während im weiteren Verlauf des Perms die vulkanische Tätigkeit abgesehen von einigen kleineren Basalttergüssen nachläßt, werden unter ariden bis semiariden Bedingungen die Bildungen des unteren Perms zum Teil erodiert und zusammen mit Material des granitischen Grundgebirges umgelagert. Eine grobklastische Schuttdecke bestehend aus geringmächtigen Arkose-sandsteinen, in denen vereinzelt der Detritus von Gesteinen der Schönach-Mulde erkennbar ist, breitet sich im nördlichen Vorland des südpenninischen Faziesraumes aus, wo es zur gleichen Zeit zur Ablagerung der Wustkogel-Serie unter ähnlichen Bedingungen kommt.

Daraus folgt, daß die „Porphyrmaterialschiefer“-Serie ebenso wie die Knollengneise und das Kirchspitzkristallin zeitlich mit der unteren bis mittleren Wustkogel-Serie (BUHR, 1981) korreliert werden.

Als Erosionsprodukte des präalpidischen Grundgebirges werden sie ähnlich den Rotliegendsedimenten des germanischen Beckens als spätvariszische Molasse definiert, die die Tröge auffüllte. Obwohl diese Ablagerungen eindeutig zum alpidischen Faziesraum gehören, lassen sich Übereinstimmungen mit der germanischen Fazies nicht von der Hand weisen.

Der Beginn des Mesozoikums leitet schließlich die marine Entwicklung der Sedimentation im Penninikum ein, belegt durch die mächtigen Plattformkalke der Trias und des Jura. Die Meerestransgression erfaßt zunächst das Süd- und Mittelpenninikum und greift erst später, vermutlich erst ab dem Jura, auf den nördlichen Bereich des Penninikums, die Hochstegenzone, über.

Dank

Für die Anregung und Förderung der Arbeit sowie für die kritische Durchsicht des Manuskriptes danke ich Herrn Prof. Dr. H. MILLER, Universität München. Die Untersuchungen wurden durch die Deutsche Forschungsgemeinschaft unterstützt.

Literatur

- ARMITAGE, A. H.: Major elements geochemistry of a metagreywackeformation, Troms, Norway. – *Norges geol. Unders.*, **324**, 21–28, Trondheim – Oslo – Bergen – Tromsø 1976.
- BEACH, A.: Retrogressive metamorphic processes in shear zones with special reference to the Lewisian complex. – *J. struct. Geol.*, **2** (1/2), 257–263, Oxford 1980.
- BEIL, F.: Petrographischer Bestand, Genese und Alter der „Porphyrmaterialschiefer“ am Nordrand des Tauernfensters zwischen Hintertux und Gerlospaß, Tirol. – *Diss. Univ. Münster*, 143 S., Münster 1986.
- BUHR, R.: Die Wustkogelserie des Tauernfensters – Mittlere und westliche Hohe Tauern, Österreich. – *Diss. Univ. Münster*, 116 S., Münster 1981.
- BRINKMEIER, I.: Geologie des Tauernnordrandes zwischen Gerlosberg und Riehberg (Gerlostal, Tirol). – *Dipl.-Arb. Univ. Münster*, 125 S., Münster 1981.
- DIETIKER, H.: Der Nordrand der Hohen Tauern zwischen Mayrhofen und Krimml (Gerlostal, Tirol). – *Diss. ETH Zürich*, 131 S., Zürich 1938.
- FRASL, G.: Zur Seriengliederung der Schieferhülle in den mittleren Hohen Tauern. – *Jb. Geol. B.-A. Wien*, **101**, 323–472, Wien 1958.

- FRASL, G. & FRANK, W.: Einführung in die Geologie und Petrographie des Penninikums im Tauernfenster (mit besonderer Berücksichtigung des Mittelabschnittes im Oberpinzgau, Land Salzburg). – Der Aufschluß, **14**, 30–58, Heidelberg 1966.
- FRISCH, W.: Zur Geologie des Gebietes zwischen Tuxbach und Tuxer Hauptkamm bei Lanersbach. – Mitt. Ges. Geol. und Bergbaustud. Wien, **18**, 287–336, Wien 1968.
- FRISCH, W.: Die stratigraphisch-tektonische Gliederung der Schieferhülle und die Entwicklung des penninischen Raumes im westlichen Tauernfenster (Gebiet Brenner – Gerlospaß). – Mitt. Geol. Ges. Wien, **66/67**, 9–20, Wien 1974.
- FRISCH, W.: Der alpidische Internbau der Venedigerdecke im westlichen Tauernfenster (Ostalpen). – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., **1977**, 675–696, Stuttgart.
- HEINISCH, H.: Der ordovizische „Porphyroid“-Vulkanismus der Ost- und Südalpen – Stratigraphie, Petrographie, Geochemie. – Diss. Univ. München, 253 S., München 1980.
- HEINISCH, H. & SCHMIDT, K.: Zur kaledonischen Orogenese in den Ostalpen. – Geol. Rdsch., **65**, 459–482, Stuttgart 1976.
- HÖCK, V.: Ein Beitrag zur Geologie des Gebietes zwischen Tuxer Joch und Olperer (Zillertal, Tirol). – Diss. Univ. Wien, 209 S., Wien 1968.
- HÖCK, V.: Zur Geologie des Gebietes zwischen Tuxer Joch und Olperer (Zillertal, Tirol). – Jb. Geol. B.-A. Wien, **112**, 153–195, Wien 1969.
- HOLDHUS, S.: Para-Amphibolite from Gurskoy and Sandsoy, Sunmore, West Norway. – Norsk geol. Tidsskr., **51**, 231–246, Oslo 1971.
- KLEBELSBERG, R. VON: Ein Ammonit aus dem Hochstegenkalk des Zillertals (Tirol). – Z. dtsh. geol. Ges., **92**, 582–586, Berlin 1940.
- KNEIDL, V.: Geologische Untersuchungen am NW-Rand der Hohen Tauern im Gebiet zwischen Gerlos und Hintertux (Tirol, Österreich). – Diss. Univ. Erlangen, 75 S., Erlangen 1971.
- KÖSTERS, B.: Geochemische Untersuchungen im Schönachtal südlich von Gerlos (Zillertaler Alpen, N-Tirol) zwischen Plattenridl und Kirchspitze mit einer Kartierung im mittleren Schönachtal. – Dipl.-Arb. Univ. Münster, 152 S., Münster 1985.
- LAMMERER, B.: Das Autochthon im westlichen Tauernfenster. – Jb. Geol. B.-A., Wien **129/1**, 51–67, Wien 1986.
- LEDoux, H.: Die Geologie des inneren Tuxer Tales (Tirol, Österreich). – Diss. Univ. Münster, 224 S., Münster 1982.
- LEDoux, H.: Paläogeographische und tektonische Entwicklung im Penninikum des Tauernfensters im oberen Tuxer Tal. – Jb. Geol. B.-A. Wien, **126/3**, 359–368, Wien 1984.
- LINGNAU, R.: Zur Geologie und Petrographie des NW-Schönachtals südlich von Gerlos (Zillertaler Alpen, N-Tirol). – Dipl.-Arb. Univ. Münster, 110 S., Münster 1985.
- MILLER, H., LEDoux, H., BRINKMEIER, I. & BEIL, F.: Der Nordwestrand des Tauernfensters – stratigraphische Zusammenhänge und tektonische Grenzen. – Z. dtsh. geol. Ges., **135**, 627–644, Hannover 1984.
- MOORE, B. R. & DENNEN, W. H.: A geochemical trend in silicon-aluminium-iron ratios and the classification of clastic sediments. – J. Sed. Petrol., **40**, 1147–1152, Tulsa 1979.
- MUTSCHLECHNER, G.: Über das Alter des Hochstegenkalkes bei Mayrhofen (Zillertal). – Mitt. geol. Ges. Wien, **48**, 155–165, Wien 1956.
- OHNESORGE, T.: Bericht über geologische Untersuchungen im Wald und Krimml im Oberpinzgau. – Anz. Akad. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl., **66**, 200–202, Wien 1929.
- POPP, F.: Geologische Untersuchungen in der Schieferhülle des Tauernfensters im Gerlostal (Tirol). – Diss. Univ. Wien, 159 S., Wien 1981.
- ROBIN, P.-Y. F.: Theory of metamorphic segregation and related processes. – Geochim. Cosmochim. Acta, **43**, 1587–1600, London 1979.
- ROSS, C. S. & SMITH, R. L.: Ash flow tuffs: Their origin, geologic relations and identification. – USGS Prof. Pap., **366**, 77 S., Washington 1961.
- ROTH, R.: Veränderungen im Stoff- und Mineralbestand während mehrphasiger Mylonitisierung der Kellerjochgneise (Tirol). – Geol. Rdsch., **73/1**, 69–89, Stuttgart 1984.
- SANDER, B.: Geologische Studien am Westende der Hohen Tauern. 2. Bericht. – Jb. geol. Staatsanst., **70** (1920), 273–296, Wien 1921.
- SCHÖNLAUB, H., FRISCH, W. & FLAJS, G.: Neue Fossilfunde aus dem Hochstegenmarmor (Tauernfenster, Österreich). – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., **1974**, 111–128, Stuttgart 1975.
- SIMONEN, A.: Stratigraphy and sedimentation of the sveco-fennidic-early archaic supracrustal rocks in south-western Finland. – Bull. Geol. Finland, **160**, 1953.
- STEYRER, H.-P.: Geochemie, Petrographie und Geologie der Habachtalformation im Originalbereich zwischen äußerem Habachtal und Untersulzbachtal (Pinzgau/Salzburg). – Diss. Univ. Salzburg, 178 S., Salzburg 1982.
- THIELE, O.: Beobachtungen am Tauernnordrand im Bereich von Gerlos (Tirol). – Mitt. Ges. Geol. und Bergbaustud. Wien, **2**, 1–21, Wien 1951.
- THIELE, O.: Zur Stratigraphie und Tektonik der westlichen Hohen Tauern. Zwischenbericht und Diskussion über Arbeiten auf Blatt Lanersbach, Tirol. – Verh. Geol. B.-A. Wien, **1970/2**, 230–244, Wien 1970.
- THIELE, O.: Tektonische Gliederung der Tauernschieferhülle zwischen Krimml und Mayrhofen. – Jb. Geol. B.-A. Wien, **117**, 55–74, Wien 1974.
- TOLLMANN, A.: Ostalpensynthese. – 255 S., Wien (Deuticke) 1963.
- TOLLMANN, A.: Geologie von Österreich, Bd. 1. – 766 S., Wien (Deuticke) 1977.
- VERNON, R. H.: Controls of compositional layering during non-cataclastic ductile deformation. – Geol. Mag., **111**, 121–123, London 1974.
- WHITE, S. H., BURROWS, S. E., CARRERAS, J., SHAW, N. D., & HUMPHREYS, F. J.: On mylonites in ductile shear zones. – J. struct. Geol., **2** (1/2), 175–187, Oxford 1980.

Manuskript bei der Schriftleitung eingelangt am 4. März 1988.