

Mineralzonen in Metapeliten und Metapsammiten der Moravischen Zone in Niederösterreich

Von VOLKER HÖCK*)

Mit 5 Abbildungen

Inhalt

Zusammenfassung, Abstract
Einleitung
Geologischer Überblick
Petrologische Analyse der Metasedimente
Ergebnisse
Literatur

ZUSAMMENFASSUNG

In Metapeliten und Metapsammiten des Moravikums in Österreich konnte eine Regionalmetamorphose festgestellt werden, deren Intensität von Süden nach Norden zunimmt. Vier Mineralzonen, die schräg zum Streichen der Gesteinszüge verlaufen, charakterisieren die kontinuierlich aufsteigende Metamorphose. In Zone I im südlichsten, schwächst metamorphen Abschnitt ist die Paragenese: Muscovit (Phengit) + Chlorit typisch. In Zone II tritt zusätzlich Biotit hinzu. Granat findet sich das erste Mal in Zone III, etwa im Bereich des Pulkautales. Nur wenig nördlich davon beginnt durch das Einsetzen von Staurolith neben Granat die Zone IV, die sich mindestens bis zur Staatsgrenze erstreckt.

ABSTRACT

A regional metamorphism increasing from south to north was found in metapelites and metapsammites of the Moravicum in Austria. The increasing metamorphism is characterized by four mineral zones crossing the regional striking of the metasediments. The assemblage: muscovite (phengite) + chlorite is typical for zone I, situated in the southern part of the area. In zone II biotite appears in addition. Garnet occurs first in zone III near the Pulkau-valley. Just a little bit further north staurolithe becomes stable beside garnet characterizing zone IV, which extends at least to the Austrian-Czechoslovakian border.

*) Anschrift des Verfassers: Dr. VOLKER HÖCK, Institut für Geologie und Paläontologie der Universität Salzburg, Akademiestraße 26, A-5020 Salzburg.

EINLEITUNG

Die vorliegende Arbeit ist eine erste Zusammenfassung von neuen Ergebnissen, die im Rahmen einer Neukartierung des österreichischen Anteiles des Moravikums gewonnen wurden. Die Neuaufnahmen werden seit einigen Jahren vom Institut für Geologie und Paläontologie der Universität Salzburg (G. FRASL, V. HÖCK, W. VETTERS) mit finanzieller Unterstützung seitens der Geologischen Bundesanstalt, Wien, durchgeführt; die genauere petrologische Bearbeitung wurde vom Verfasser übernommen.

GEOLOGISCHER ÜBERBLICK

Seit F. E. SUESS (1903) wird die Böhmisches Masse im österreichischen Staatsgebiet tektonisch zweigeteilt, in Moravikum und Moldanubikum. Die Unterscheidung beider Gebirgstteile wurde von SUESS mit verschiedenem Gesteins- und Mineralbestand, unterschiedlicher Metamorphose und verschiedenem tektonischem Stil begründet. An dieser grundsätzlichen Abgrenzung haben alle Autoren bis heute, wenn auch mit kleinen Veränderungen, festgehalten (F. E. SUESS, 1908, 1912, 1926; K. PRECLIK, 1926, 1927; L. WALDMANN, 1931, 1958; DUDEK, 1962; JENCEK und DUDEK, 1971; G. FRASL, 1968, 1970). In jüngster Zeit wies G. FRASL (1970) wieder mehr auf die in manchem doch recht deutlichen Übereinstimmungen zwischen moravischen und moldanubischen Gesteinen hin.

Die tiefste und östlichste Einheit der Moravischen Zone in Österreich bildet die Thayamasse, ein sehr langgezogener Körper, der aus metamorphen Graniten, Granodioriten und Tonaliten besteht (Abb. 1). Im E wird die Thayamasse vom Tertiär der Molassezone überlagert, im W hingegen von einer Serie, die aus Paragneisen, Glimmerschiefern und Quarziten besteht. Diese Serie wurde von HÖCK und VETTERS (1974) als Quarzit-Glimmerschieferserie bezeichnet. Von PRECLIK (1927) und in ähnlicher Weise auch von WALDMANN (1951) wurde diese Abfolge als autochthone Schieferhülle der Thayamasse betrachtet, die durch das Eindringen des Granodiorites kontaktmetamorph verändert wurde. Über der Quarzit-Glimmerschieferserie und z. T. mit ihr abwechselnd folgen mehrere Gneiszüge, die von F. E. SUESS (1912) mit dem Namen Weitersfelder Stengelgneise bezeichnet wurden. An ihrem Aufbau beteiligen sich verschiedenartige Gneise, deren Untergliederung und Verlauf im einzelnen zum Teil noch sehr unsicher ist. Die westlich auflagernde Glimmerschiefer-Marmorserie (HÖCK und VETTERS, 1974) trennt die Weitersfelder Stengelgneise von den Bittescher Gneisen. Ihr gehören die Glimmerschiefer, Marmore und Kalkglimmerschiefer an, die von WALDMANN (1951) größtenteils zu seinen „nachgranitischen Gesteinen“ gestellt wurden. Die hangenden „Fugnitzer Kalksilikatschiefer“, die an manchen Stellen eng mit den Marmoren verknüpft sind, sollen hier ebenfalls dieser Serie zugerechnet werden. Gegen W schließt als höchste Lage der Bittescher Gneis die Moravische Zone ab.

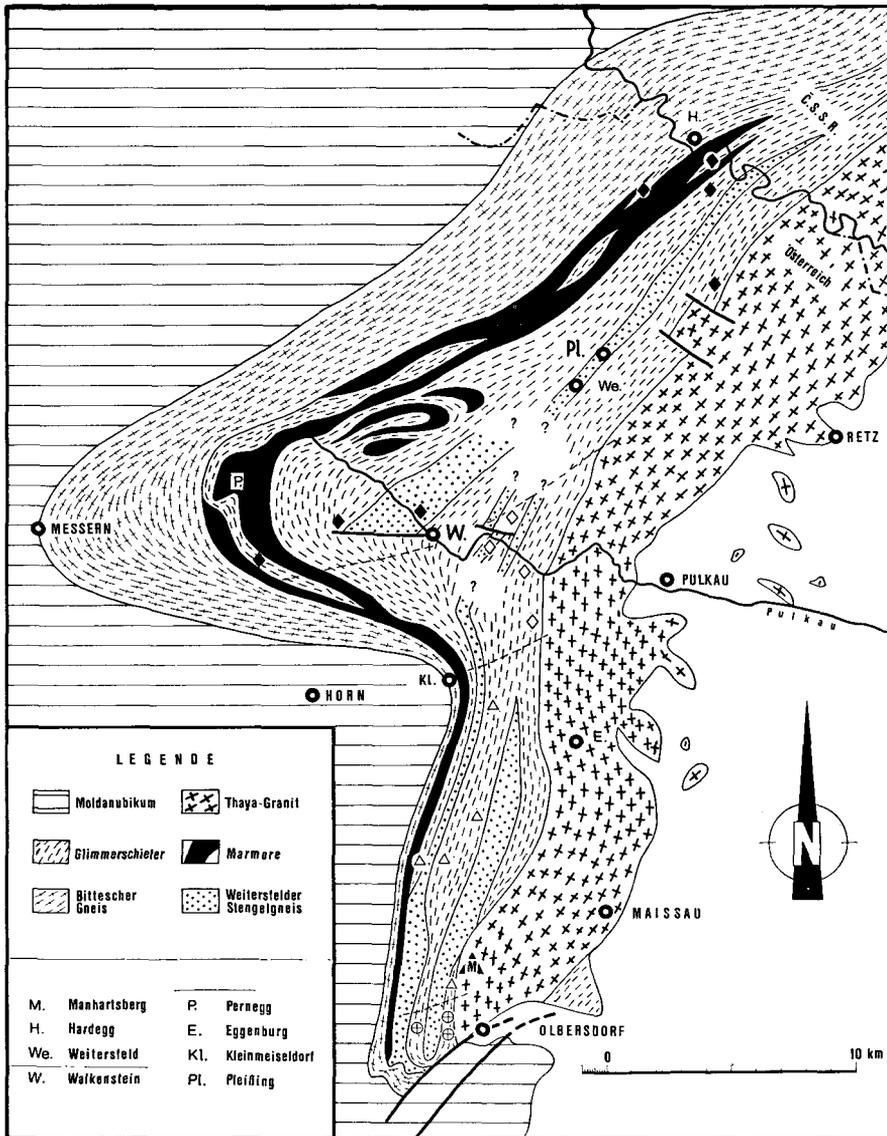


Abb. 1: Schematische geologische Übersichtskarte des Moravikums, zusammengestellt unter Benützung der Aufnahmeergebnisse von PRECLIK (1924), SUESS (1908), WALDMANN (1958), der unveröffentlichten Ergebnisse von FRASL, VETTERS und eigenen Aufnahmen.

Die Mineralzonen mit ihren charakteristischen Mineralen sind folgendermaßen charakterisiert:

- = Muscovit (Phengit) + Chlorit (Zone I)
- △ = Biotit (Zone II)

- ◇ = Biotit + Granat (Zone III)
- ◆ = Granat + Staurolith (Zone IV)

Die interne Gliederung des Moravikums in drei tektonische Haupteinheiten geht im wesentlichen auf die Arbeiten von PRECLIK (1924, 1926, 1927) und WALDMANN (1951, 1958) zurück. Den tiefsten Teil bildet demnach die Thayamasse mit ihrer autochthonen bis parautochthonen Hülle, über der die Pleißinger Schubmasse liegt, und zwar mit den Glimmerschiefern und Marmoren als Hülle. Der Bittescher Gneis grenzt als höchste Deckeneinheit das Moravikum gegenüber dem Moldanubikum ab. Alle Einheiten fallen mit ca. 20—40° generell gegen W, allerdings mit einer S-förmigen Verbiegung etwa zwischen Horn und Geras.

Die strukturelle Entwicklung des Moravikums in NÖ wird von FRASL (1968) in Anlehnung an die vorliegenden Arbeiten von F. E. SUSS, L. WALDMANN und K. PRECLIK in drei Phasen gegliedert.

1. Die altmoravische Phase mit vorvariszischen Bewegungen, dem Eindringen saurer Plutone und der zugehörigen Kontaktmetamorphose,
2. die mittelmoravische Phase, der die Deckenbewegung und die Regionalmetamorphose zugeordnet wird (variszisch?),
3. die jungmoravische Phase: Scherbewegungen mit regionaler Metamorphose.

PETROLOGISCHE ANALYSE DER METASEDIMENTE

Im österreichischen Abschnitt des Moravikums konnten in den Metasedimenten vier Zonen (I—IV) festgestellt werden, die durch eine jeweils charakteristische Mineralführung als verschieden stark metamorph charakterisiert sind. Die mancherorts auftretende zusätzliche retrograde Metamorphose (siehe auch Seite 52) wurde hier außer Betracht gelassen. Da alle vier Zonen schräg zum regionalen Streichen liegen (Abb. 1), konnten sie sowohl in der Quarzit-Glimmerschieferserie als auch in der Glimmerschiefer-Marmor-Serie verfolgt werden.

Im Folgenden werden die für jede Zone charakteristischen stabilen Mineralparagenesen beschrieben und diese können, da sie alle freien Quarz bzw. auch K-Glimmer enthalten, in AKF- bzw. AFM-Diagrammen (vgl. WINKLER, 1967) dargestellt werden. Deutliche, gemeinsame Korngrenzen von Mineralien, die im Dünnschliff keinerlei Reaktionssäume zeigten, wurden als Grundlage für die Aufstellung stabiler Mineralparagenesen betrachtet. Die Darstellung der Minerale und ihrer gegenseitigen Beziehungen im AKF bzw. AFM-Diagramm darf zunächst nur schematisch gesehen werden, da keine genauen chemischen Analysen der einzelnen Mineralphasen vorliegen, die es erlauben würden, die darstellenden Punkte koexistierender Mineralphasen genau im AKF-Dreieck bzw. in der AFM-Projektion einzutragen.

Die Zone I (Abb. 1 und 2) beschränkt sich auf den äußersten Süden des Moravikums, das Gebiet zwischen Olbersdorf und Manhartsberg. Sie ist durch die Koexistenz von Hellglimmer und Chlorit gekennzeichnet. Wie

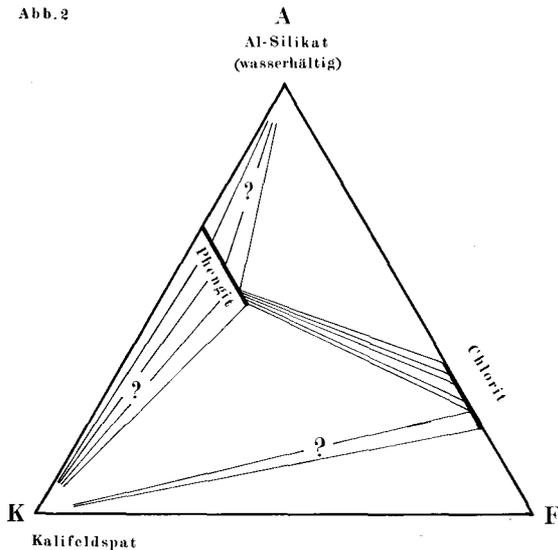


Abb. 2: Schematisches AKF-Diagramm für Gesteine pelitischer-psammitischer Zusammensetzung, gültig für Mineralparagenesen in Zone I. Alle Paragenesen enthalten zusätzlich Quarz.

die Diffraktometerdiagramme zeigten, sind alle untersuchten Hellglimmer ausschließlich Kaliglimmer, wahrscheinlich Phengit. Paragonit, der Na-Glimmer, konnte trotz systematischer Suche bisher weder in der Zone I noch in den anderen Zonen II—IV nachgewiesen werden. Die Na-Phase ist in allen Fällen Albit bzw. Plagioklas in den höher temperierten Zonen.

Chlorit ist meist hellbraun gefärbt mit schwachem Pleochroismus und einer hohen Doppelbrechung, wie sie eher für Glimmer charakteristisch ist. Optisch könnte daher der Chlorit leicht mit Biotit und eventuell auch mit Stilpnomelan verwechselt werden. Die Natur dieses Phyllosilikates war nur durch Röntgenaufnahmen zu klären, die aber lediglich Chloritreflexe neben solchen von Hellglimmer und Quarz zeigten. Diese braunen oxidierten Chlorite, die von anderen Bereichen durch CHATTERJEE (1966) aber auch von BROWN (1967) ausführlich untersucht und diskutiert wurden, sind am S-Ende des Moravikums in der Zone I sehr weit verbreitet, finden sich aber auch in den anderen Zonen.

Stilpnomelan, der bei geeignetem Chemismus ebenfalls in dieser Zone stabil sein sollte, konnte bis jetzt in keiner Probe mit Sicherheit nachgewiesen werden. Auch retrograde Vorgänge können nicht für das Fehlen von Stilpnomelan verantwortlich gemacht werden, da entsprechende Abbauprodukte (Pseudomorphosen) ebenfalls nicht gefunden werden konnten.

Abb 3

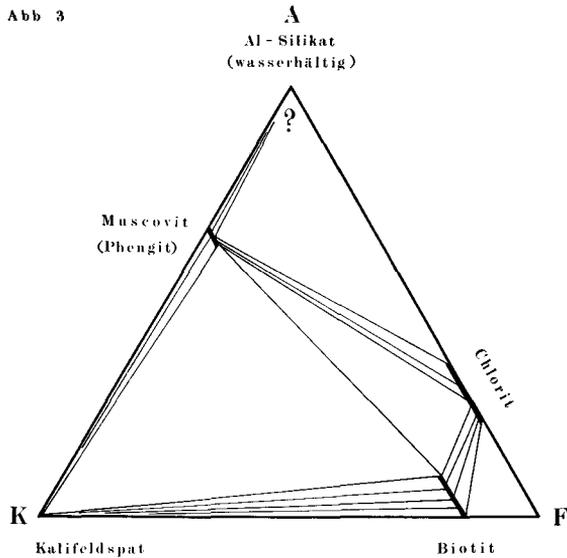


Abb. 3: Schematisches AKF-Diagramm für Gesteine pelitischer-psammitischer Zusammensetzung, gültig für Mineralparagenesen in Zone II. Alle Paragenesen enthalten zusätzlich Quarz.

In der näheren Umgebung des Manhartsberges selbst setzt zum ersten Mal meist lagig angeordneter Biotit in Paraschiefern ein und dieser ist bereits für die Zone II charakteristisch, die von dort bis in den Raum von Kleinmeisdorf reicht (Abb. 1, 3). Diese Zone ist gegenüber der ersten durch die Paragenese:

Quarz + saurer Plagioklas + Biotit + Chlorit + K-Glimmer \pm Turmalin charakterisiert. Granat fehlt.

Für das Entstehen von Biotit in pelitischen Gesteinen werden verschiedene Reaktionen verantwortlich gemacht, so z. B. K-reicher Muscovit + Chlorit + Quarz \rightarrow Biotit + K-armer Muscovit + H₂O (TILLEY, 1926) (1) oder auch die Reaktion:

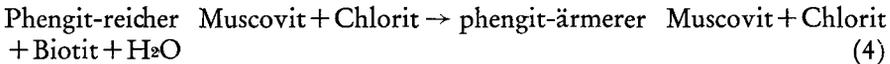
Muscovit + Prochlorit \rightarrow Biotit + Al-reicher Chlorit + Quarz + H₂O (2) (FYFE, TURNER und VERHOOGEN, 1958; WINKLER, 1967).

ERNST (1963) sah die Reaktion:

Phengit + Chlorit \rightarrow Muscovit + Biotit + Quarz + H₂O (3) als typisch für die Biotitbildung an.

Diese Mineralumwandlung hielten auch MIELKE und SCHREYER (1967) für die Ursache des Erstauftretens von Biotit in Metasedimenten des Fichtel-

gebirges. Für die Biotit-Isograde im Dalradian Schottlands diskutierte MATHER (1970) eine etwas modifizierte Reaktion:



Da aus dem gesamten Untersuchungsgebiet noch keine Mineralanalysen vorliegen, fehlen naturgemäß Hinweise über die genaue Zusammensetzung der Kaliumglimmer (reiner Muscovit oder Phengit) in Zone I und II. Dementsprechend muß die Frage, welcher der beiden letztgenannten Biotitbildungsreaktionen (3) oder (4) der Vorzug gegeben werden soll, offen bleiben.

Reaktionen, die durch den Abbau von Stilpnomelan + Muscovit (WINKLER, 1967; BROWN, 1971) zur Biotitbildung führen, dürften schon deshalb nicht abgelaufen sein, da in der Zone I kein Stilpnomelan gefunden wurde. Dagegen könnte die Reaktion



(WINKLER, 1967; MATHER, 1970; BROWN, 1971) in einzelnen Fällen für die Bildung von Biotit in Frage kommen, worauf die allerdings nur einmal beobachtete Paragenese Mikrolin + Biotit + Hellglimmer (Abb. 3) hinweist.

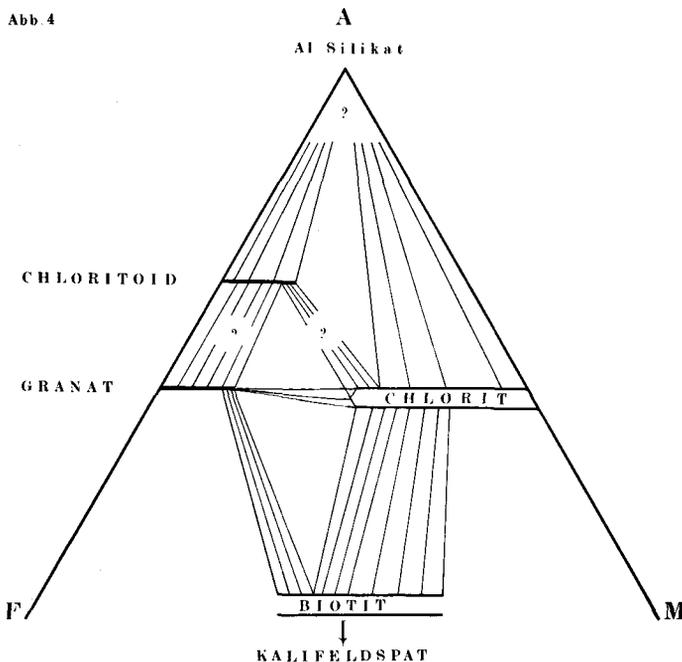
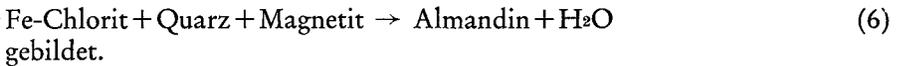


Abb. 4: Schematisches AFM-Diagramm zur Darstellung der Mineralparagenesen pelitischer Gesteine in Zone III. Die Paragenesen enthalten zusätzlich Quarz und Muscovit.

In Zone III kommt zu Biotit noch Granat hinzu (Abb. 4). Von S kommend trifft man ihn zum ersten Mal einige km S des Pulkautales. Granat koexistiert mit Biotit, Chlorit, Quarz, Hellglimmer und Plagioklas. Erste optische und röntgenographische Überprüfungen des Granates ergaben, daß Almandin wahrscheinlich die weit überwiegende Komponente des Granates darstellt, aber doch mit Anteilen anderer Granatendglieder gerechnet werden muß, wie z. B. Spessartin, Grossular, eventuell auch Pyrop. Im AFM-Diagramm (Abb. 4) kann aber nur die Fe- und Mg-Komponente, nicht jedoch die Mn- bzw. Ca-Komponente dargestellt werden.

Reaktionen, die zu komplexen Granatmischkristallen führen, sind äußerst kompliziert und können erst abgeleitet werden, wenn die genaue Zusammensetzung der Granate bekannt ist. Reiner Almandin-Granat wird nach Hsu (1968) nach der Reaktion:



Mit dem ersten Auftreten von Staurolith im Pernegger Graben bzw. bei Walkenstein beginnt die Zone IV (Abb. 5). Hand in Hand mit dem Auftreten von Staurolith geht eine deutliche Abnahme des Muscovitgehaltes

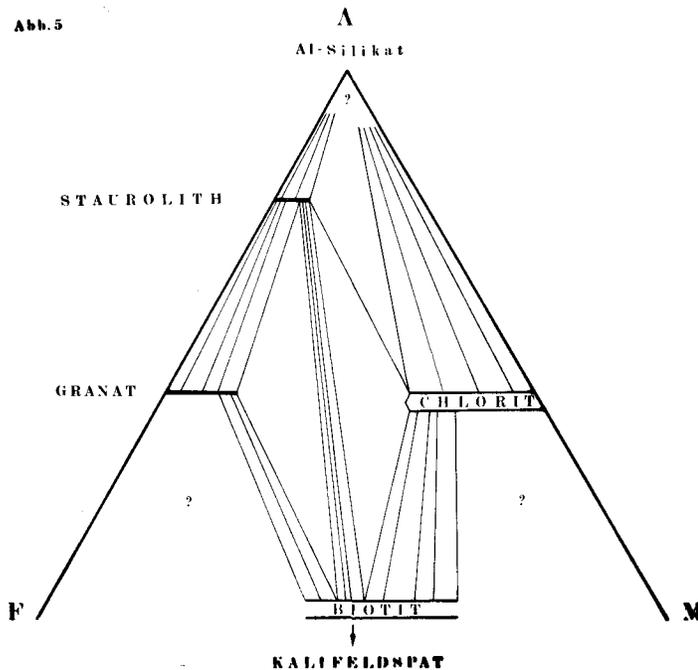


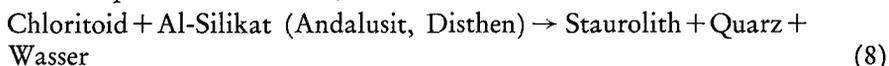
Abb. 5: Schematisches AFM-Diagramm zur Darstellung der Mineralparagenesen pelitischer Gesteine in Zone IV. Alle Paragenesen enthalten zusätzlich Quarz und Muscovit.

im Vergleich mit den niedriger temperierten Zonen I—III. Chlorit fehlt, es sei denn, er wäre retrograd aus Granat oder Staurolith gebildet. Die Paragenese Staurolith + Granat + Biotit + Muscovit + Quarz ist vom Erstauftreten des Stauroliths an den oben erwähnten Lokalitäten bis mindestens zur Grenze zwischen Österreich und der CSSR stabil.

Die Staurolithbildung dürfte nach der Reaktion:



verlaufen (HOSCHEK, 1969; MIELKE und SCHREYER, 1969). Auf die Reaktion weist neben Staurolith auch die deutliche Zunahme von Biotit und die Verringerung des Muscovitgehaltes in Staurolithglimmerschiefern hin. Reaktionen, die Chloritoid zur Bildung von Staurolith bei der progressiven Metamorphose voraussetzen, wie z. B.



Chloritoid + Chlorit + Muscovit \rightarrow Staurolith + Biotit + Quarz + Wasser (10) (HOSCHEK, 1967, 1969) sind wohl nicht abgelaufen, da Chloritoid in den niedriger temperierten Mineralzonen, wie schon erwähnt, nicht nachgewiesen werden konnte.

Chlorit wurde nie stabil mit Staurolith koexistierend beobachtet. Er könnte aber, wie aus dem AFM-Diagramm (Abb. 5) ersichtlich ist, in etwas Mg-reicheren Chemismen noch mit Staurolith koexistieren, allerdings nur dann, wenn Almandin-Granat fehlt, denn die Konode Staurolith—Biotit verbietet die Koexistenz von Almandin-Granat und Chlorit in dieser Zone.

ERGEBNISSE

Zusammenfassend kann aus dem Studium der Mineralphasen in den Metasedimenten — auch wenn noch wenig Probenmaterial aufgesammelt und untersucht wurde — doch erkannt werden, daß der österreichische Anteil des Moravikums einer regionalen Metamorphose unterworfen wurde, deren Intensität von S (Grünschieferfazies) nach N (Amphibolitfazies) kontinuierlich zunimmt. Prinzipiell wurde die Abnahme des Metamorphosegrades vom Gebiet um Pernegg nach S aber auch nach N bis Brünn hin schon von PRECLIK (1924, 1927) erkannt und beschrieben. Die Frage, wie die Metamorphose der moravischen Zone im Bereich der CSSR abnimmt, muß noch offen bleiben.

Mit dem Auftreten von Staurolith in der Zone IV ist die Amphibolitfazies erreicht worden. Dies stimmt recht gut mit den Ergebnissen der bisherigen Untersuchungen verschiedener Orthogneise und Kalksilikatgesteine überein, deren Metamorphose auf Grund des hohen An-Gehaltes in Plagioklasen bzw. des Auftretens von Diopsid in den Kalksilikatgesteinen ebenfalls der Amphibolitfazies zugeordnet wurde (WALDMANN, 1928, 1951; FRASL, 1968, 1970). Entsprechend der Fazieseinteilung nach

WINKLER (1967) läßt sich die Metamorphose des N-Teiles der Moravischen Zone in Österreich mit der Staurolith-Almandin-Subfazies (B. 2.1-Subfazies) vergleichen.

Die Durchbewegung ist besonders in den höher temperierten Anteilen der Metasedimente älter als die Kristallisation der wichtigsten Minerale. Doch zeigen sigmoidal gegen das Externgefüge verdrehte Einschlußzüge im Granat und z. T. auch im Staurolith, daß die Kristallisation noch während der Anlage der Schieferung begann, sie aber überdauerte. Am S-Ende des Moravikums, also im niedrigst temperierten Gebiet, wird diese erste Deformation nach der Kristallisation von einer zweiten Schieferung durchschnitten. Insgesamt ist das Bild des Kristallisations-Deformationsverhältnisses dem in den mittleren Hohen Tauern sehr ähnlich.

Die vermutete Reaktion (7), die von HOSCHEK (1969) experimentell untersucht wurde, erlaubt erste Anhaltspunkte über die Temperatur zu gewinnen, die im hochtemperierten Teil (Amphibolitfazies) der Moravischen Zone erreicht worden sind. Die Reaktionskurve konnte von HOSCHEK im Bereich von 540° bei 4 kb und $565^{\circ} \pm 15^{\circ}$ bei 7 kb eingeeengt werden. Diese Werte können zunächst nur mit Vorbehalt auf die Bildungsbedingungen der untersuchten Staurolithparagenesen übertragen werden, da HOSCHEK für seine experimentellen Untersuchungen Ausgangsphasen mit einem Mg/Mg+Fe-Verhältnis von 0,4 benutzte, das Mg/Fe-Verhältnis in den natürlichen Paragenesen aber nicht bekannt ist. Wasserfreie Alumosilikate zur Abschätzung des Druckes konnten bei der Neukartierung als gesteinsbildende Minerale bis jetzt nicht gefunden werden. Allerdings beschreibt PRECLIK (1924 und 1926) vereinzelte Vorkommen von Disthen in Paragesteinen. Sollte sich bei der weiteren Bearbeitung herausstellen, daß tatsächlich Disthen das stabile Al-Silikat im Moravikum darstellt, müßte der Druck bei den erwähnten Temperaturen bei $\sim 4,5$ kb liegen, wenn man die Untersuchungen über die Stabilität der Al-Silikate von RICHARDSON et al. (1969) und HOLDAWAY (1971) zugrunde legt und bei ~ 6 kb, wenn man die Ergebnisse von ALTHAUS (1969) anwendet. Einen anderen Hinweis auf den Mindestdruck bietet bis jetzt lediglich die Paragenese Staurolith+Quarz. Nach den Untersuchungen von RICHARDSON (1968) ist die Paragenese je nach Temperatur nur oberhalb eines Druckes von 1,5—3,5 kb stabil.

In einer Spätphase wurden die durch die Regionalmetamorphose entstandenen Mineralparagenesen in manchen Partien von einer Diaphthorese erfaßt, die sich im wesentlichen in der Chloritisierung von Biotit, Granat und Staurolith bemerkbar macht. Die retrograde Metamorphose erstreckt sich nicht auf alle Metasedimente, sondern bleibt auf wenige, meist NS-streichende Streifen, vorwiegend in der Quarzit-Glimmerschieferserie beschränkt.

Eine polymetamorphe Entwicklung verschiedener moravischer Paragesteine, wie sie z. T. von PRECLIK (1927) und WALDMANN (1928, 1951)

gefordert wurde, läßt sich durch die vorliegenden Ergebnisse nicht bestätigen. Granat und Staurolith sind nicht auf die Kontaktwirkung aufsteigender saurer Plutone (Thayamasse, Weitersfelder Stengelgneis, Bittescher Gneis) zurückzuführen, wie das etwa von PRECLIK (1927) angenommen wurde. Dagegen spricht sowohl das Gefügebild, wonach Staurolith als auch Granat syn- bis postkinematisch gewachsen sind und damit der „Dynamometamorphose“ PRECLIKS, die auf die Kontaktmetamorphose folgen sollte, angehören. Außerdem zeigt die Verteilung der Staurolithe und Granate (Abb. 1, Zone IV), daß beide Minerale in keiner Weise an die sauren Orthogesteine gebunden sind, die Grenzen zwischen den einzelnen Mineralzonen verlaufen schräg zum Streichen der Gneise. Ob Hellglimmer-Chlorit-Häufchen, die als Pseudomorphosen nach Cordierit gedeutet werden (PRECLIK, 1927; FRASL, mündl. Mitt.), tatsächlich das Relikt einer alten Kontaktmetamorphose darstellen, muß zur Zeit noch offen bleiben.

Die wichtige Frage, auf welche Weise sich die schräg zum Streichen verlaufenden Mineralzonen des Moravikums in das Moldanubikum weiterverfolgen lassen, oder ob sie an der Glimmerschieferzone abgeschnitten werden, kann erst durch eine petrologische Bearbeitung des moldanubischen Anteiles der Böhmisches Masse beantwortet werden.

Den Herren Prof. Dr. G. FRASL und Dr. W. VETTERS möchte ich an dieser Stelle für die gute Zusammenarbeit, zahlreiche interessante Diskussionen und nicht zuletzt für die Überlassung von Probenmaterial aus ihrem Arbeitsgebiet herzlich danken. Herr Dr. P. BLÜMEL (Bochum) und Herr Dr. H. MIELKE (München) lasen in dankenswerter Weise das Manuskript und förderten die Arbeit durch zahlreiche kritische Anmerkungen und Anregungen.

Literatur

- ALTHAUS, E., 1969: Das System $Al_2O_3-SiO_2-H_2O$. Experimentelle Untersuchungen und Folgerungen für die Petrogenese der metamorphen Gesteine. II—III. — N. Jb. Mineral. Abh. 111, 74—161.
- BROWN, E. H., 1967: The Greenschist Facies in Part of Eastern Otago, New Zealand. — Contr. Mineral. and Petrol. 14, 259—292.
- BROWN, E. H., 1971: The Greenschist Facies in Part of Eastern Otago, New Zealand. — Facies. — Contr. Mineral. and Petrol. 31, 275—299.
- CHATTERJEE, N. D., 1966: On the Widespread Occurrence of Oxidized Chlorites in the Pennine Zone of the Western Alps. — Contr. Mineral. and Petrol. 12, 325—339.
- DUDEK, A., 1962: Zum Problem der moldanubischen Überschiebung im Nordteil der Thayakuppel. — Geologie, Jg. 11, H. 7, 757—791, 23 Abb., 3 Tab., Berlin.
- ERNST, W. G., 1963: Significance of Phengitic Micas from Low-grade Schists. — Am. Mineral., 48, 1357—1373.
- FRASL, G., 1968: The Bohemian Massif in Austria. The Moravian Zone. — Int. Geol. Congr. XXIII Session, Guide Exc. 32. C, Austria, 13—24.
- FRASL, G., 1970: Zur Metamorphose und Abgrenzung der Moravischen Zone im niederösterreichischen Waldviertel. — Nachr. dt. geol. Ges., 2, 55—60.
- FYFE, W. S., F. J. TURNER und J. VERHOOGEN, 1958: Metamorphic reactions and metamorphic facies. — Mem. geol. Soc. Am., 73.
- HÖCK, V., und W. VETTERS, 1974: Bericht 1972 über geologische Aufnahmen auf Blatt Horn (21). — Verh. Geol. BA., 1973, A 26—A 28.
- HOLDAWAY, M. J., 1971: Stability of andalusite and the aluminium silicate phase diagram. — Am. J. Sci., 271, 97—131.

- HOSCHEK, G., 1967: Untersuchungen zum Stabilitätsbereich von Chloritoid und Staurolith. — *Contr. Mineral. and Petrol.* 14, 123—162.
- HOSCHEK, G., 1969: The Stability of Staurolithe and Chloritoid and their significance in Metamorphism of Pelitic Rocks. — *Contr. Mineral. and Petrol.* 22, 208—232.
- HSU, L. C., 1968: Selected phase relationships in the system Al—Mn—Fe—Si—O—H: a model for garnet equilibria. — *J. Petrol.* 9, 40—83.
- JENCEK, V., und A. DUDEK, 1971: Beziehungen zwischen dem Moravikum und Moldanubikum am Westrand der Thayakuppel. — *Vestník UUG*, 46, 331—338.
- MATHER, J. D., 1970: The Biotite Isograd and the Lower Greenschist Facies in the Dalradian Rocks of Scotland. — *J. Petrol.* 11, 253—275.
- MIELKE, H., und W. SCHREYER, 1969: Mineralparagenesen in Metasedimenten des Fichtelgebirges. — *Geologica Bavarica*, 60, 29—44, München.
- PRECLIK, K., 1924: Zur Analyse des Moravischen Faltenwurfes im Thayatal. — *Verh. Geol. BA.* 1924, 180—192.
- PRECLIK, K., 1926: Die Moravische Phyllitzzone im Thayatal. — *Sbornik, SGU*, 220—274, Prag.
- PRECLIK, K., 1927: Zur Tektonik und Metamorphose der moravischen Aufwölbung am Ostrand der Böhmisches Masse. — *Geol. Rdsch.*, 18, 81—103, Berlin.
- RICHARDSON, S. W., 1968: Staurolithe Stability in a part of the system Fe—Al—Si—O—H. — *J. Petr.* 9, 467—488.
- RICHARDSON, S. W., M. C. GILBERT and P. M. BELL: Experimental determination of kyanite-andalusite and andalusite-sillimanite equilibria — the aluminium silicate triple point. — *Am. J. Sci.* 267, 259—272.
- SUOSS, F. E., 1903: Bau und Bild der Böhmisches Masse, p. 1—322. — In: C. DIENER, R. HOERNES, F. E. SUOSS und V. UHLIG: Bau und Bild Österreichs. 1110 S., Tempsky-Freytag, Wien—Leipzig.
- SUOSS, F. E., 1908: Die Beziehungen zwischen dem moldanubischen und dem moravischen Grundgebirge in dem Gebiet von Frain und Geras. — *Verh. Geol. RA.*, 1908, 395 bis 412, Wien.
- SUOSS, F. E., 1912: Die moravischen Fenster und ihre Beziehung zum Grundgebirge des hohen Gesenke. — *Denkschr. k. Akad. Wiss. mat.-natwiss. Kl.*, 83, 541—631, Wien.
- SUOSS, F. E., 1926: Intrusionstektonik und Wandertektonik im variszischen Grundgebirge. — 268 p., Bornträger, Berlin.
- TILLEY, C. E., 1926: Some mineralogical transformations in crystalline schists. — *Min. Mag.* 21, 34—46.
- WALDMANN, L., 1928: Zum geologischen Bau der Thayakuppel und ihrer Metamorphose. — *Mitt. Geol. Ges. Wien* 21, 133—152.
- WALDMANN, L., 1931: Erläuterungen zur geologischen Spezialkarte der Republik Österreich, Blatt Drosendorf. — *Geol. BA.*, Wien.
- WALDMANN, L., 1951: Das außeralpine Grundgebirge Österreichs. — In: F. X. SCHAFFER (Hrsg.): *Geologie von Österreich*, 2. Aufl., Deuticke, Wien.
- WALDMANN, L., 1958: Führer zur geologischen Exkursion im Waldviertel. — *Verh. Geol. BA. Sh. E.*, 26 S., Wien.
- WINKLER, H. G. F., 1967: Die Genese der metamorphen Gesteine. — 2. Aufl., Springer, Berlin—Heidelberg—New York.

Bei der Schriftleitung eingelangt am 28. Februar 1974.