

Die Marmore und Kalksilikatgesteine der Bunten Serie – Petrologische Untersuchungen und geologische Konsequenzen

Von HEINZ HÖGELSBERGER*)

Mit 11 Abbildungen und 7 Tabellen

Österreichische Karte 1 : 50.000
Blätter 6, 7, 8, 19, 20, 21, 36, 37

*Waldviertel
Moldanubikum
Petrologie
Metamorphose
Marmore
Kalksilikatgesteine*

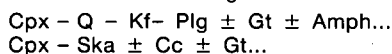
Inhalt

Zusammenfassung	213
Abstract	213
1. Einleitung	214
2. Geologischer Überblick	214
3. Gesteinsbeschreibung	215
3.1. Die Marmore	215
3.2. Die Augitgneise	219
3.3. Die skapolithführenden Kalksilikatgesteine	221
4. Metamorphose	223
4.1. Amphibolitfazielle Metamorphose	223
4.2. Grünschieferfazielle Metamorphose	226
5. Vergleich mit anderen geologischen Einheiten	227
5.1. Vranov-Olesnice-Serie	227
5.2. Gföhler Einheit	227
5.3. Moravikum	227
6. Schlußfolgerungen	228
Bemerkungen und Dank	228
Literatur	228

Zusammenfassung

Anhand der Marmore und Kalksilikatgesteine konnte der polymetamorphe Charakter der Bunten Serie (niederösterreichisches Moldanubikum) festgestellt werden:

Die erste nachweisbare Metamorphose fand bei P-T-Bedingungen von ca. 700°C und 7 kb statt. Die Vielzahl der dabei entstandenen Paragenesen in den Marmoren läßt sich durch das 4-Komponenten-System CaO – MgO – SiO₂ – KAlO₂ charakterisieren und darstellen. Typisch für die Marmore der Bunten Serie ist neben der Dominanz von Kalzit gegenüber Dolomit das häufige Auftreten von Skapolith. In den Kalksilikatgesteinen sind zwei Paragenesen vertreten:



Die fluide Phase war dabei, soweit feststellbar, wasserreich. Die zweite Metamorphose erreichte ca. 500° und war entlang der Moldanubischen Überschiebungslinie am prägendsten. Sie steht mit der Subduktion des Moravikums in Zusammenhang und hat daher variszisches Alter. Retrograde Mineralneubildungen wie Muskovit, Zoisit, Amphibol, Albit, Talk und Chlorit sind die Folge dieser Diaphthorese. Die fluide Phase war im allgemeinen wasserdominiert. Die nachfolgende Abkühlung ist durch die Entstehung von Prehnit dokumentiert.

Vergleiche mit Marmoren und Kalksilikatgesteinen aus benachbarten geologischen Einheiten zeigen, daß zwischen der Bunten Serie und der darüber liegenden Gföhler Einheit, im

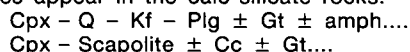
Gegensatz zur Vranov-Olesnice-Serie, keine gravierenden Metamorphoseunterschiede bestehen. Marmore aus Fensterstrukturen mit strittiger tektonischer Lage (Mörtersdorf, Maria Dreieichen) konnten dem Moravikum zugeordnet werden.

Die Bunte Serie wird als epikontinentale Bildung interpretiert, wobei die Marmore und skapolithführenden Kalksilikatgesteine teilweise evaporitischen Ursprungs sind.

Abstract

The polymetamorphic history of the Varied Group (Bunte Serie) in the Moldanubicum of Lower Austria is inferred from the investigation of marbles and calc-silicate rocks:

The first metamorphic event took place at P-T-conditions of 700°C and 7 kb. This event resulted in the formation of a great number of mineral assemblages in the marbles. They can be represented in the 4-component-system CaO – MgO – SiO₂ – KAlO₂. The marbles of the Varied Group are typically calcite-marbles and often contain scapolite. Two mineral assemblages appear in the calc-silicate rocks:



The fluid phase in these types of rock was obviously water-dominated.

The second event reached 500°C. It is most intensely developed along the border to the Moravicum. This metamorphism was related to the Moravian subduction and is of Hercynian age. Minerals such as muscovite, zoisite, amphibole, albite, talc and chlorite were formed by this retrograde act. The fluid phase was composed chiefly of H₂O. The consequent uplift and cooling is documented by prehnite-formation.

*) Anschrift des Verfassers: Dr. HEINZ HÖGELSBERGER, Department of Geology, University College Galway, Irland.

Comparisons with marbles and calc-silicate rocks of adjacent geological units proved that there is no gap in metamorphism between the Varied Group and the overlying Gföhl Unit. But there are differences in metamorphism as compared to the Vranov-Olesnice Group. Several marbles of unknown geological position (Mörtersdorf + Maria Dreieichen) could be identified as Moravian rocks.

The Varied Group was originally deposited in an epicontinental environment. A part of the marbles and scapolite-bearing calc-silicate rocks is interpreted as metaevaporites.

1. Einleitung

Dieser Artikel basiert auf einer Dissertation (HÖGELSBERGER, 1987), welche am Institut für Petrologie der Universität Wien entstanden ist. Zusätzlich sind neue analytische und thermodynamische Daten enthalten.

Mit Hilfe der Petrologie von Marmoren und Kalksilikatgesteinen aus der Bunten Serie soll die Entwicklungs- und Metamorphosegeschichte dieser Einheit rekonstruiert werden. Vergleichbare Gesteine aus benachbarten geologischen Serien wurden in die Untersuchung einbezogen, um ungelöste tektonische Fragen beantworten zu können.

Wie diese Arbeit zeigt, sind in sämtlichen Proben zwei Metamorphoseakte zu beobachten: ein älteres amphibolitfazielles und ein späteres grünschieferfazielles Ereignis. Die Einteilung und Klassifizierung der Gesteine erfolgte nach der Paragenese der prägenden (meist amphibolitfaziellen) Metamorphose. Folgende Abkürzungen werden im Text verwendet:

Ab	Albit
Amph	Amphibol
An	Anorthit
Ann	Annit
Alm	Almandin
Bio	Biotit
Cc	Kalzit
Chl	Chlorit
Cpx	Klinopyroxen
Di	Diopsid
Do	Dolomit
East	Eastonit
f	Fugazität
Fo	Forsterit
Gr	Grossular
Gt	Granat
K	Kelvin
kb	Kilobar
Kf	Kalifeldspat
Ma	Marialith
Me	Meionit
Mu	Muskovit
Or	Orthoklas
P	Druck
Phl	Phlogopit
Plg	Plagioklas
Pyr	Pyrop
Q	Quarz
Sid	Siderophyllit
Ska	Skapolith
Sps	Spessartin
T	Temperatur
Ta	Talk
Tit	Titanit
Tr	Tremolit

Wo	Wollastonit
Zo	Zoisit

2. Geologischer Überblick

Basierend auf den Ideen von F. E. SUESS läßt sich die Böhmisches Masse des Waldviertels in den variszisch aufgedrungenen Süd-Böhmischen Pluton im W, das moldanubische Gneisgebirge und das Moravikum unterteilen (Abb. 1).

Das moldanubische Gneisgebirge wiederum wird vom Liegenden zum Hangenden bzw. von W nach E in drei Serien gegliedert (FUCHS & MATURA, 1976, 1980): Die Monotone Serie, die Bunte Serie und die Gföhler Einheit (Gföhler Gneis + Begleitgesteine). Diese streichen generell NNE-SSW und fallen meist gegen E ein. Die Montone Serie, die unmittelbar an die variszischen Plutonite grenzt und deren Altes Dach bildet, besteht hauptsächlich aus einförmigen cordieritführenden Paragneisen. Darüber folgt der granitische bis granodioritische Dobra-Gneis und, mit diesem primär verbunden, die Bunte Serie. Fehlt der Orthogneis, so schließt die Bunte Serie direkt an die Monotone Serie an. Von der Monotonen Serie sind beide Gesteinskomplexe durch die sogenannte „Granulitlamelle“ getrennt, die FUCHS & SCHARBERT (1979) als tektonische Bewegungsbahn interpretieren.

Typisch für die Bunte Serie sind Marmore und Kalksilikatgesteine, sowie Graphitschiefer und -gneise. Weiters können Amphibolite, Quarzite und Arkosegneise auftreten. Die häufigsten Gesteine sind jedoch die Paragneise, Biotit-Plagioklas-Gesteine, die auch Granat, Sillimanit und Kalifeldspat führen. Der Granodioritgneis von Spitz bildet eine mächtige Einlagerung in der Bunten Serie.

Die Gföhler Einheit beginnt mit dem auffälligen Horizont des Rehberger Amphibolites (FUCHS, 1976). Dieser tritt in enger Wechselfolge mit Orthogneisen und in der Nachbarschaft von Serpentiniten auf. Der Gföhler Gneis selbst ist ein Metagranit mit teilweise migmatischem Habitus. Darüber folgen chemisch ähnliche, helle, feinkörnige Granulite. Sie bestehen aus Diskenquarz, Orthoklas, Plagioklas, almandinreichem Granat, Disthen, Sillimanit und wenig Biotit. Zu den Begleitgesteinen des Gföhler Gneises zählen u. a. disthenführende Paragneise, verschiedene Amphibolite, Granat-Pyroxenite, Dioritgneise, Metagabbros und Syenitgneise (z. B. vom Typus Wolfshof).

Die sogenannte „Glimmerschieferzone“ bildet die Grenze zum Moravikum. Zweiglimmerschiefer führen Granat, Oligoklas, Staurolith und Disthen.

Abb. 1 zeigt, daß die Seriengliederung im Moldanubikum nicht überall so einfach wie beschrieben verläuft. Westlich von Messern taucht die Bunte Serie unter den Granulit von Blumau ab und kommt im Bereich Drosendorf als überkipptes Fenster innerhalb der Gföhler Einheit wieder zum Vorschein. Diese Einheit bildet ihrerseits laut FUCHS (1976) mehrere Deckschollen (Weitenal, Waidhofen/Thaya, Blumau).

FUCHS (1971) hält den Bitteschen Gneis für die hangendste Partie des Moravikums. Westfallend stellt dieser die Grenze zum variszisch überschobenen Moldanubikum dar. Im Sinne von SUESS deutet er die Glimmerschieferzone als, im Bereich der Überschiebungszone, retrograd überprägte moldanubische Gneise. Al-

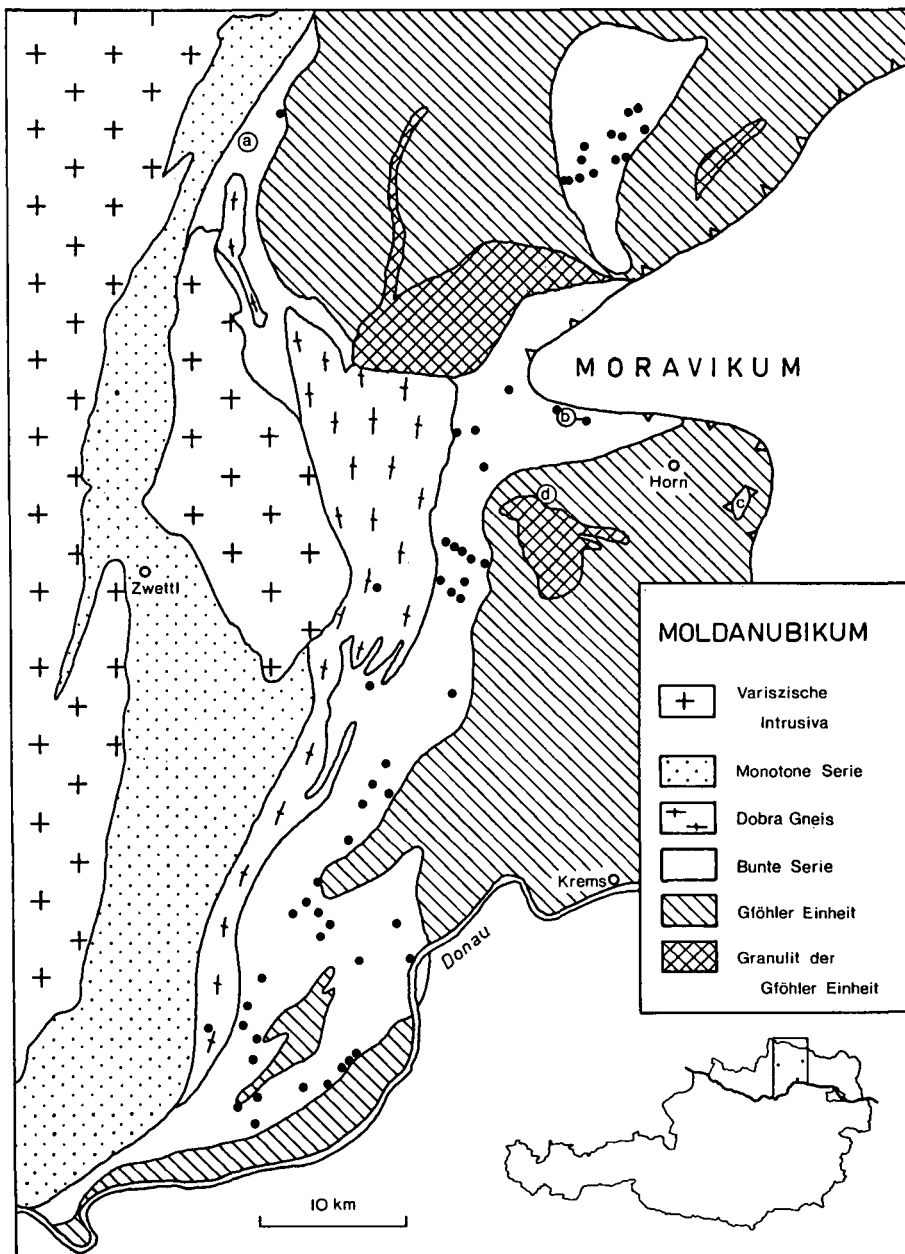


Abb. 1.
Geologisch-tektonischer Aufbau des niederösterreichischen Waldviertels mit eingetragenen Probenpunkten.
Nach FUCHS & SCHARBERT (1979); im Text erwähnte Lokalitäten sind mit a-d gekennzeichnet.

lerdings ist der eben beschriebene geologische Aufbau nicht unumstritten. So lehnt MATURA (1976) mit dem Hinweis auf Ähnlichkeiten zwischen Dobra und Bitteschem Gneis die eigenständige Existenz des Moravikums ab. Verschiedene tschechoslowakische Geologen zählen die Glimmerschieferzone zum Moravikum und nehmen die tektonische Grenze weiter westlich an. JENEC & DUDEK (1971) z. B. setzen den Inhalt des Drosendorfer Fensters mit der Vranov-Olesnice-Serie gleich und bezeichnen beides als moravisch.

Weiters gibt es über die Abtrennung, das Alter und die Vergenz des intramoldanubischen Deckenbaus kontroverielle Ansichten.

FUCHS (1976) begründet die Notwendigkeit eines Deckenbaues mit dem Ansteigen der Metamorphose von den liegenden zu den hangenden Einheiten. PETRAKAKIS (1986) hingegen vermutet idente P-T-Bedingungen in der Bunten Serie und der Gföhler Einheit und bezweifelt deswegen die Sinnhaftigkeit einer tektonischen Trennung beider Serien.

Für E-Vergenz des moldanubischen Deckenbaus sprechen sich RAJLICH et al. (1986), THIELE (1984) und

TOLLMANN (1982) aus. Demgegenüber vertritt FUCHS (1986) W-Vergenz und kaledonische (jedenfalls prävariszische) Tektonik.

3. Gesteinsbeschreibung

3.1. Die Marmore

Die Marmore stellen Leitgesteine der Bunten Serie dar (FUCHS & MATURA, 1980). Sie bilden oft mächtige, lang verfolgbare Züge, die in zahlreichen Steinbrüchen aufgeschlossen sind. Andererseits treten sie auch häufig als nur dm-dicke Einschaltungen in den Paragneisen auf. Graduelle Übergänge zu Kalksilikatgesteinen, aber auch Amphibolitlagen in den Marmoren sind oft zu beobachten.

Das Erscheinungsbild ist vielfältig. Es reicht von weißen grobkristallinen homogenen Gesteinen hin zu feinkörnigen, grauen mit gebändertem oder schlierigem Aussehen. Die Streifung beruht manchmal auf einer

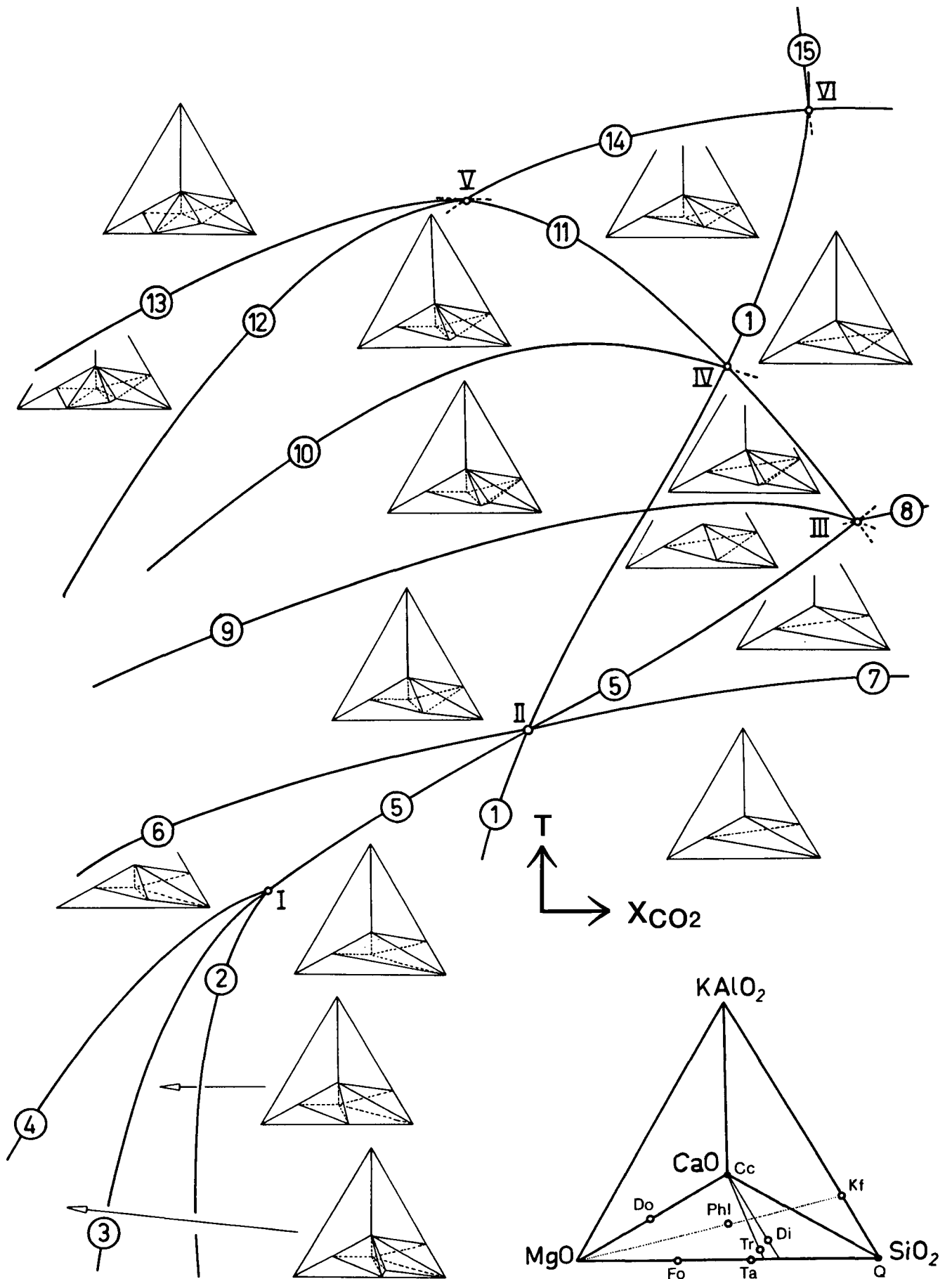


Abb. 2.
 T- X_{CO_2} -Schema des Systems $CaO - MgO - SiO_2 - KAlO_2$.
 Verändert nach FLOWERS & HELGESON (1983); römische Ziffern geben die invarianten Punkte an, Zahlen die univarianten Reaktionskurven.
 Das 4-Komponenten-System ist als Tetraeder im Grundriß dargestellt. Divariante Paragenesen bilden darin unregelmäßige „Sub-Tetraeder“.

Wechselfolge von kalzit- und dolomitreichen Lagen, manchmal auf verschieden intensiver Einlagerung von Graphitschüppchen. Mit zunehmendem Gehalt an Silikatmineralen bekommt das Gestein eine bläuliche oder grünliche Farbe. Sehr auffällig sind auch jene über die gesamte Bunte Serie verteilten hellen Kalzit-Dolomitmarmore, die cm-große dunkelgraue Tremolitkristalle führen. Eine weitere Varietät sind glimmereiche und deshalb stark glänzende Marmore. Alle Proben enthalten Klinopyroxen und/oder Amphibol bzw. Olivin. Weitere primäre (amphibolitfazielle) Minerale sind Skapolith, Plagioklas, Kalifeldspat, Biotit und Quarz. Wollastonit ist nur aus dem Steinbruch Loja bekannt (siehe ZAYDAN & SCHARBERT, 1983). An Karbonat herrscht Kalzit vor, manchmal tritt zusätzlich auch Dolomit auf (nur in einer Probe – Do-294 – fehlt Kalzit gänzlich). Retrograd gebildeter Amphibol kommt stets als Uralitisierungsprodukt des Klinopyroxens vor. Weiters können albitreicher Plagioklas, Talk, Serpentin, Zoisit, Quarz, Chlorit, Muskovit und auch Prehnit bei der Diaphthorose entstehen. Die häufigsten Akzessorien sind neben dem erwähnten Graphit Titanit, Pyrit und Zirkon.

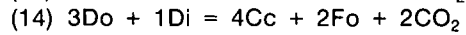
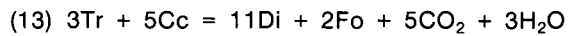
Die Stabilität der Mineralparagenesen in den Marmoren hängt nicht nur vom Druck, der Temperatur und dem Gesteinschemismus ab, sondern auch von der Zusammensetzung der beteiligten fluiden Phase. Im allgemeinen trifft man die Vereinfachung, daß das Fluid ausschließlich aus einer Mischung von H₂O und CO₂ besteht und gibt dieses Verhältnis als Molenbruch X_{CO₂} (CO₂/CO₂+H₂O) an. Univariante Gleichgewichtskurven innerhalb eines P-T-Feldes werden in Karbonatsystemen zu divarianten Gleichgewichtsflächen innerhalb eines P-T-X-Raumes, die graphisch in isobaren T-X_{CO₂}-Schnitten dargestellt werden können. Um die Marmore der Bunten Serie nach ihren Paragenesen einzuteilen und zu interpretieren, erweist sich das System CaO – MgO – KAlO₂ – SiO₂ am zweckmäßigsten. Neben den Mineralen des „reinen“ Karbonatsystems wie Forsterit, Diopsid, Tremolit, Quarz, Kalzit, Dolomit und Talk können somit auch Kalifeldspat und Phlogopit berücksichtigt werden. Weitere aluminiumführende Phasen wie Plagioklas, Skapolith und Zoisit müssen allerdings gesondert behandelt werden, da sie in diesem System nicht darstellbar sind. Dasselbe gilt für Hellglimmer.

Im 4-Komponenten-System gibt es nach der Phasenregel folgende Paragenesen:

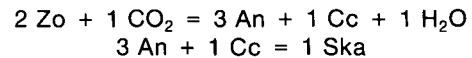
- (isobar) divariant = 4 Phasen,
- (isobar) univariant = 5 Phasen,
- (isobar) invariant = 6 Phasen.

Die divarianten Assoziationen sind in Abb. 2 eingetragen. Zu beachten ist, daß es sich bei diesem T-X-Schnitt nur um eine topologische Darstellung handelt, und daher die Lage der Gleichgewichtskurven, sowie der invarianten Punkte zueinander, nicht exakt ist.

- (1) 1Kf + 3Do + 1H₂O = 1Phl + 3Cc + 3CO₂
- (2) 3Do + 4Q + 1H₂O = 1Ta + 3Cc + 3CO₂
- (3) 5Ta + 6Cc + 4Q = 3Tr + 6CO₂ + 2H₂O
- (4) 2Ta + 3Cc = 1Tr + 1Do + 1CO₂ + 1H₂O
- (5) 5Do + 8Q + 1H₂O = 1Tr + 3Cc + 7CO₂
- (6) 24Q + 6Cc + 5Phl = 3Tr + 5Kf + 6CO₂ + 2H₂O
- (7) 1Phl + 2Do + 8Q = 1Tr + 1Kf + 4CO₂
- (8) 1Do + 2Q = 1Di + 2CO₂
- (9) 1Tr + 3Cc + 2Q = 5Di + 3CO₂ + 1H₂O
- (10) 3Tr + 6Cc + 1Kf = 12Di + 1Phl + 6CO₂ + 2H₂O
- (11) 1Tr + 3Cc = 1Do + 4Di + 1CO₂ + 1H₂O
- (12) 1Tr + 11Do = 8Fo + 13Cc + 9CO₂ + 1H₂O



Die getrennte Betrachtung von Plagioklas ist gerechtfertigt, da er im angenommenen P-T-Bereich nicht durch die bisher berücksichtigten Minerale erzeugt oder abgebaut werden kann. Die zwei bekanntesten Reaktionen, an denen Plagioklas beteiligt ist, sind:

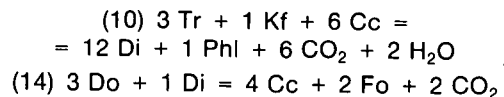


Da Kalzit im Überschuß vorhanden ist, könnten bei geeigneten Bedingungen beide Umwandlungen stattfinden. Die erste Reaktion ist vom X_{CO₂} der fluiden Phase stark abhängig (ALLEN & FAWCETT, 1982). Die zweite Gleichung läuft hingegen weitgehend unbeeinflusst von P und X_{CO₂} ab. Meionit bildet sich auf Kosten von Anorthit bei 850–875° (GOLDSMITH & NEWTON, 1977). Mit steigendem Na-Einbau (in beiden Mineralen) sinkt diese Temperatur in Bereiche, die für die Bunte Serie relevant sind. Auch dies zeigt, daß es wenig Sinn hat, das Verhältnis Skapolith zu Plagioklas im reinen (also natriumfreien) CaO-MgO-SiO₂-K₂O-Al₂O₃-System zu behandeln.

Tab. 1 listet sämtliche in der Bunten Serie untersuchten Paragenesen auf.

Die invariante Paragenese des Punktes V war nur in den Gesteinen des Steinbruchs von Ober-Edlitz zu finden (Fundpunkt (a) in Abb. 1).

In zwei Proben ist der Mineralbestand isobar univariant und entspricht somit dem einer Reaktionskurve:



In allen übrigen untersuchten Marmoren gibt es hingegen divariante Paragenesen, wobei in mehr als 30 % der Proben Paragenese A verwirklicht ist.

In Proben, die den Mineralbestand D aufweisen, gibt es zwei, manchmal auch chemisch unterscheidbare, Amphibolgenerationen, die den beiden Metamorphoseereignissen zugeordnet werden können.

Paragenese F baut die auffälligsten Marmore der Bunten Serie auf, nämlich jene mit cm-großen dunklen Tremolitplättchen. Dieser Amphibol wurde schon bei der älteren Metamorphose gebildet, obwohl die Diopsid-Isograde dabei überschritten wurde.

In Gesteinen mit der Assoziation H wechsellagern kalzit- und dolomitreiche Schichten. Diese Rhythmik ist vermutlich auf primäre Dolomitisation zurückzuführen.

Die Paragenesen I und J sind deshalb auffällig, da beide nur bei Bedingungen unterhalb des invarianten Punktes II vorkommen (Abb. 2). Alle anderen Proben hingegen können gemeinsam nur bei Temperaturen stabil sein, die höher sind als die des invarianten Punktes IV. Das abweichende Stabilitätsfeld der Proben I und J läßt sich mit ihrem Fundort erklären (Punkt (b) in Abb. 1). Dieser liegt nur wenige hundert Meter von der Grenze zum Moravikum entfernt. Die beiden Paragenesen stammen also aus der sogenannten Glimmerschieferzone und dokumentieren die dort dominierende retrograde Überprägung und nicht, wie die vorangegangenen Assoziationen, die amphibolitfazielle Metamorphose. Von letzterer sind nur noch Skapolithrelikte, die schon weitgehend zu Plagioklas zerfallen sind, erhalten geblieben.

Tabelle 1.
Paragenesen der Marmore der Bunten Serie.
Unter Min 1 und Min 2 werden zusätzliche Minerale der älteren bzw. jüngeren Metamorphose angegeben.

		Cc	Do	Di	Tr	Fo	Q	Kf	Phl	Min 1	Min 2	
INVARIANT	V	x	x	x	x	x			x		Amph 2, Serp	
UNIVARIANT	10	x		x	x			x	x	Ska, Plg		
	14	x	x	x		x			x			
DIVARIANT	A	x		x				x	x	Ska, Plg	Plg, Mu, Amph, Q	
	B	x		x			x	x		Ska	Amph	
	C	x	x			x			x		Serp	
	D	x		x	x				x	Ska, Plg	Amph 2	
	E	x			x	x			x			
	F	x	x		x				x		Talk	
	G	x		x	x			x		Ska		
	H	x	x	x					x		Talk	
	I	x						x	x	x	Ska	Plg, Mu
	J	x			x			x		x	Ska	Plg, Mu
Do-294			x		x				x			

Probe Do-294 schließlich verfügt über keinen Kalzit und besteht nur aus drei Phasen. Dies läßt sich damit erklären, daß der Gesteinschemismus wohl genau auf jener Fläche liegt, die durch Dolomit, Tremolit und Phlogopit im CaO-MgO-KAlO₂-SiO₂-Tetraeder aufgespannt wird.

Kalzit und Dolomit

Dolomit ist im Vergleich zu Kalzit grobkörniger und idioblastischer. Die Eisengehalte der Karbonatminerale sind gering (Tab. 7).

Diopsid (bis Salit)

Die Blasten zeigen meist eine ausgelappte Form. In einigen Proben sind noch Reste von Idiomorphie zu erkennen. Randlich und entlang von Spaltrissen sproßt Amphibol als Uralitisierungsprodukt. Die Pyroxenkörner

haben variable Größe. Ein Zonarbau ist nie feststellbar. Es gibt allerdings große Chemismusschwankungen innerhalb der Proben. Dies kann auf kleinsträumige Unterschiede in der chemischen Zusammensetzung der Sedimente (z. B. Fe/Mg-Verhältnis) zurückgeführt werden. Die Klinopyroxene sind mineralchemisch als Diopsid bis Salit bestimmt. In Proben mit dem Mineralbestand V und H liegt der Klinopyroxen als reiner Diopsid vor.

Amphibol

gehört in manchen Marmoren zur amphibolitfaziellen Paragenese und bildet dann idiomorphe, meist rautenförmige Kristalle. Die Zusammensetzung reicht von pargasitischen über aktinolithische Hornblendens bis zu Tremolit. Letzterer kommt in den dolomithältigen Mar-

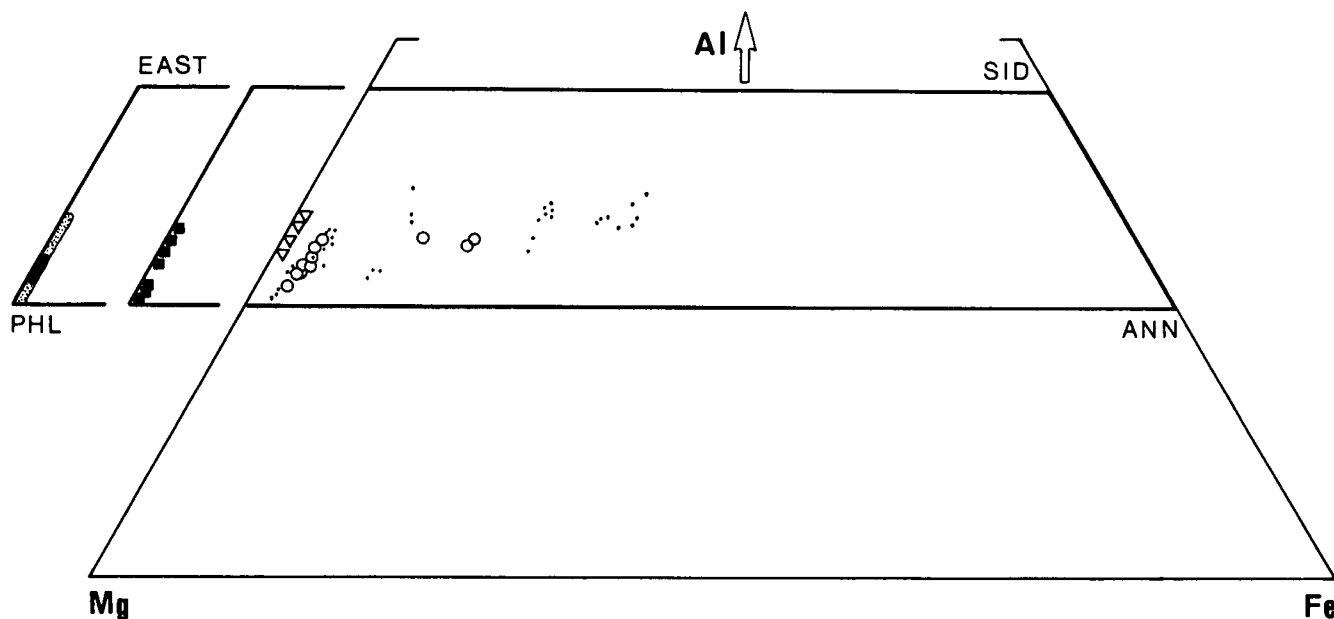


Abb. 3.

Biotit-Zusammensetzungen (im Trapez Mg - Fe - Al/2) für die Marmorparagenesen.

▽ = V (Cc - Do - Di - Tr - Fo - Phl); • = A (Cc - Di - Kf - Phl); ● = C (Cc - Do - Fo - Phl); ○ = D (Cc - Di - Tr - Phl); ○_{gepunktet} = F (Cc - Do - Tr - Phl); ■ = H (Cc - Do - Di - Phl).

moren vor. Retrograd gebildete Amphibole gibt es stets bei Anwesenheit von Klinopyroxen. Ihr Fe/Mg-Verhältnis läßt sich mit dem des Ausgangsminerals gut korrelieren. In Paragenese D treten beide Arten von Amphibol auf. Sie sind nicht nur textuell, sondern auch chemisch – Amph 1 hat höhere TiO₂ und Al₂O₃-Gehalte – unterscheidbar.

Olivin

tritt ausgesprochen selten auf. Er besteht fast nur aus Forsterit und ist schon stark in Serpentin umgewandelt.

Phlogopit

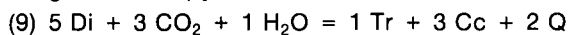
kommt in fast allen Proben vor und bildet kleine, schlecht eingeregelt Plättchen, die häufig von Graphit umgeben sind. In den dolomithältigen Marmoren haben die Biotite ein sehr hohes X_{Mg} und schwankende Al-Si-Substitution (Abb. 3) Dasselbe läßt sich auch bei den Amphibolen beobachten. Häufig sind die Glimmer chloritisiert.

Kalifeldspat

bildet granoblastische Körner mit einem Orthoklasgehalt, der größer als 84 % ist.

Quarz

ist nur in Paragenese B eine amphibolitfazielle Bildung. Sonst entsteht er retrograd und zwar während der Uralisierung von Klinopyroxen



durch die Umwandlung von Kalifeldspat zu Hellglimmer, oder bei den Reaktionen (5) und (6).

Plagioklas

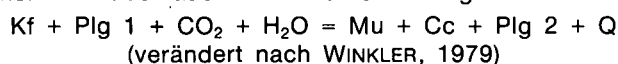
ist teilweise bei der älteren, manchmal aber während der jüngeren Metamorphose entstanden. Es gibt auch Beispiele für zwei Plagioklasgenerationen:

Probe VH-50 Plg 1 60–79 An %, Plg 2 40–45 An %

Probe Wt-76 Plg 1 52–64 An %, Plg 2 1–5 An %

Skapolith

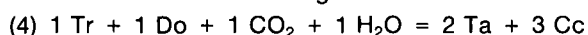
kommt in fast allen Proben vor. Dieses Mineral ist sehr typisch für die Marmore der Bunten Serie. Es macht bis zu 20 % des Modalgehaltes aus und ist immer der amphibolitfaziellen Paragenese zuzuordnen. Besonders häufig treten die Skapolithe an den Kontakten zu Paragneis- oder Amphibolitlagen auf. Ihre Zusammensetzung – ausgedrückt in Anorthit-Äquivalent (= [Ca/Ca + Na] · 100) – ist innerhalb jeder Probe ziemlich konstant (8 Proben: 43–58, 57–61, 58–60, 69–73, 75–76, 75–78, 76–79, 76–80). In Spaltrissen von Skapolith kann sich retrograd Muskovit bilden. Da kein an der Reaktion beteiligtes kaliumhaltiges Ausgangsmineral gefunden werden konnte, dürfte das benötigte Kalium mit der fluiden Phase angeliefert worden sein. Hellglimmer wird aber auch nach der Gleichung



gebildet, wobei Plg 1 anorthitreicher sein muß als Plg 2.

Talk

entsteht ausschließlich in dolomithältigen Marmoren, und zwar nach der Gleichung



Er ist mikroskopisch kaum zu erkennen.

3.2. Die Augitgneise

Die Kalksilikatgesteine kann man einerseits in „Augitgneise“ und andererseits in „skapolithführende Kalksilikatgesteine“ einteilen.

Augitgneise bilden, wenn sie größere Mächtigkeit erreichen, markante, weit verfolgbare Härtlingsrücken im Gelände. Sie treten dann meist als Einschaltungen von mehreren Zehnermetern Mächtigkeit innerhalb der Paragneise auf. Dm- oder m-mächtige Lagen kommen hingegen auch in Verbindung mit Marmoren und Amphiboliten vor.

Augitgneise sind im Rahmen dieser Arbeit immer durch die primäre Paragenese Cpx-Kf-Plg-Q definiert. Karbonat und Skapolith treten höchstens akzessorisch auf. Die Beispiele in Tab. 2 dokumentieren die beobachteten Paragenesen.

Tabelle 2.

Mineralbestand typischer Augitgneisproben.

±Amph bedeutet, daß nicht eindeutig geklärt ist, ob der Amphibol auch zur amphibolitfaziellen Paragenese gehört.

Probe	Amphibolitfaziell	Retrograde Bildungen
G-3	Cpx – Kf – Plg 1 – Q – – Gt – Amph 1	Plg 2, Amph 2, Zo, Chl
K-41	Cpx – Kf – Plg – Q – – Bio ± Amph	Amph, Chl
Dr-47	Cpx – Kf – Plg 1 – Q – – Gt – Amph 1	Plg 2, Amph 2
K-52	Cpx – Kf – Plg – Q – – Bio	Amph
Wt-74+75	Cpx – Kf – Plg – Q – – Bio – Gt ± Amph	Amph, Zo, Chl, Mu
Wt-152	Cpx – Kf – Plg – Q – – Bio – Gt	Amph, Zo, Chl
Dr-221	Cpx – Kf – Plg – Q – – Bio – Gt ± Amph	Amph
Dr-310	Cpx – Kf – Plg – Q – – Bio – Gt – Amph 1	Amph 2, Prehnit, Chl
K-379	Cpx – Kf – Plg – Q – – Bio – Gt	Amph

Die Gesteine sind meist heteroblastisch: in einer fein- bis mittelkörnigen Grundmasse aus Quarz und Feldspäten befindet sich oft zertrümmerter und reliktscher Klinopyroxen. Er kann aber auch noch gut erhalten sein und große, gelappte Blasten oder monomineralische Lagen bilden. Primärer Amphibol und Granat neigen, sofern vorhanden, ebenfalls zu Grobkörnigkeit, wohingegen Biotite eher kleine bis mittlere Plättchen bilden.

Quarze

bilden manchmal monomineralische Lagen und Linsen mit stark verzahnten Korngrenzen, oder sie sind dispers und feinkörnig über die Probe verteilt.

Kalifeldspat

macht bis zu 50 % des Modalbestandes aus. Er ist jeweils in Lagen angereichert. Mikroklingitterung ist schwach oder gar nicht vorhanden. Der Orthoklasgehalt liegt meist bei über 90 %. Zonarbau wurde nicht festgestellt.

Plagioklas

ist immer polysynthetisch verzwilligt und xenoblastisch. In manchen Proben ist er stark getrübt und seri-

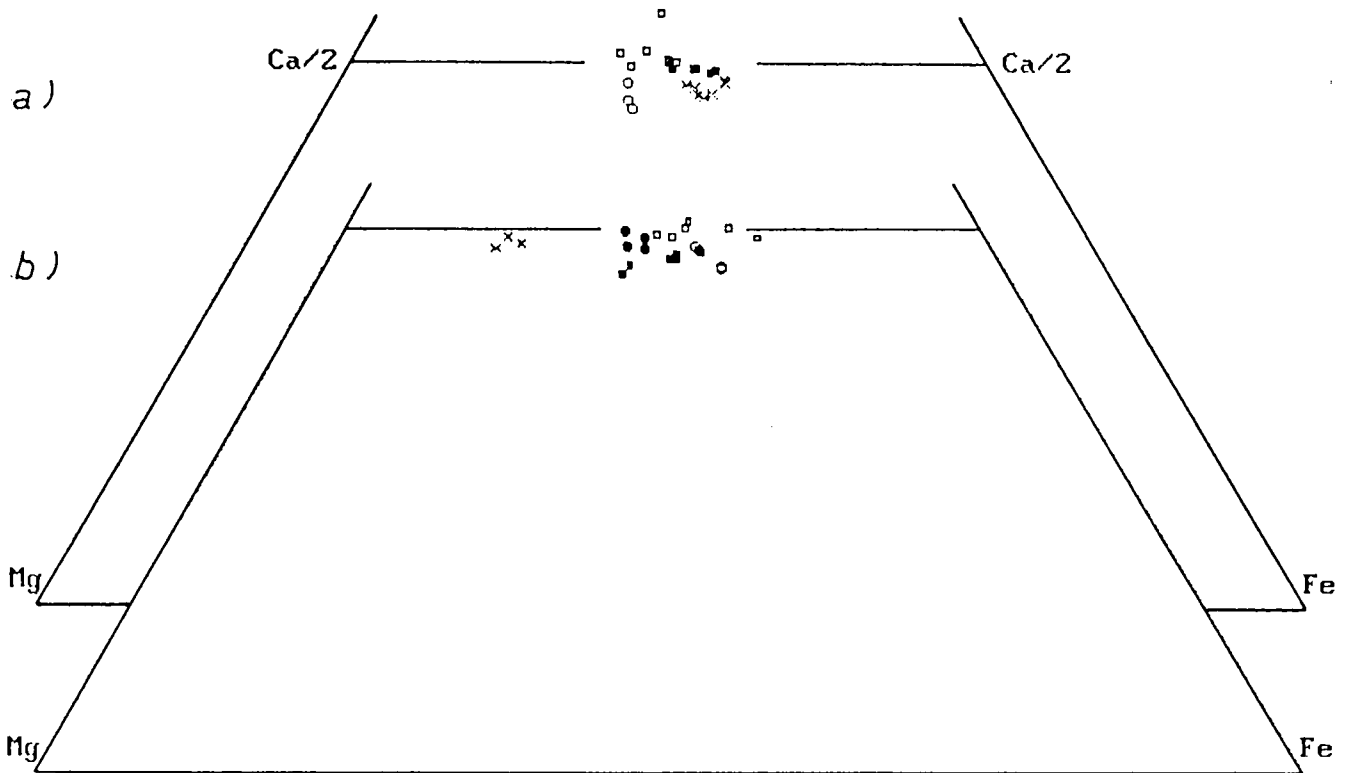


Abb. 4.
Klinopyroxenzusammensetzungen (im Pyroxentrapez) der Augitgneisproben.
a) ■ = Dr-45; □ = Dr-47; ○ = Dr-221; × = Dr-310.
b) ○ = Wt-74; ● = Wt-75; □ = Wt-152; × = K-41; ■ = K-379.

zitiert. Der Anorthitgehalt übersteigt kaum 50 %. In den Proben Dr-47 und G-3 lassen sich mehrere Plagioklasgenerationen unterscheiden. Während der basischere Plg 1 (40–50 An %) amphibolitfaziellen Ursprungs ist, wird der albitreiche Plg 2 gemeinsam mit Amph 2 retrograd auf Kosten von Klinopyroxen und Granat gebildet. In den Proben G-3 und Dr-310 gibt es überdies albitreichen Plagioklas als Einschluß im Granat. Hierbei dokumentiert dieser Plagioklas ein „präamphibolitfazielles“ Metamorphosestadium der Gesteine.

Klinopyroxen

ist in allen Proben ein Hauptgemengteil. Teilweise sind Uralitisierungssäume zu erkennen, teilweise gehen die Klinopyroxene auch kontinuierlich in Blasten aus Amphibol über. Bei den Pyroxenen handelt es sich um Saillite bis Ferrosalite mit grünlicher Eigenfarbe. In jeder

Probe variiert das X_{Mg} , ohne daß ein allgemein gültiger Zonarbau feststellbar wäre (Abb. 4a+b).

Biotit

tritt in unterschiedlicher Häufigkeit auf. Meist ist er in bestimmten (z. B. pyroxenarmen) Lagen angereichert. In der Regel ist keine Zonierung des Minerals zu beobachten. Bemerkenswert sind die hohen TiO_2 -Gehalte von 3–5 %. In einigen Gesteinen ist der Biotit vollständig chloritisiert.

Amphibol

kann in zwei Generationen auftreten, wobei Amph 1 nicht immer eindeutig zu identifizieren ist. Amph 2 hingegen – die retrograde Bildung – kommt in jeder Probe vor. Dieser Amphibol entsteht entweder durch die Uralitisierung von Pyroxen, oder als Abbauprodukt aus Kli-

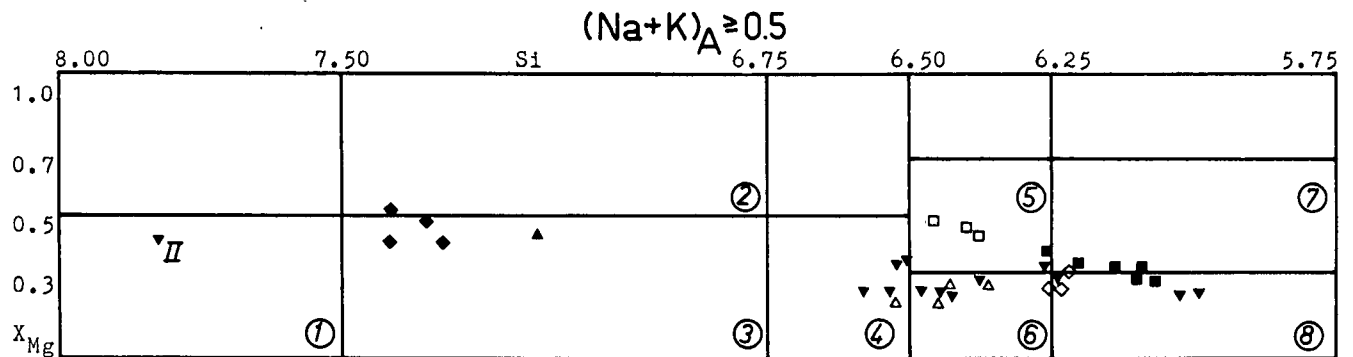


Abb. 5.
Amphibolnomenklatur (LEAKE, 1978) für beide Amphibolgenerationen in den Augitgneisproben.
1 = Si-Ferro-Edenit; 2 = Edenit; 3 = Ferro-Edenit; 4 = ferro-edenitische Hornblende; 5 = ferroan-pargasitische Hornblende; 6 = ferro-pargasitische Hornblende; 7 = Ferroan-Pargasit; 8 = Ferro-Pargasit.
Amph 1: □ = G-3; △ = Dr-45; ▼ = Dr-47; ◇ = Dr-310.
Amph 2: ■ = G-3; ▲ = Dr-45; ▼_{II} = Dr-47; ◆ = Dr-310.

nopyroxen und Granat. So können zwischen diesen beiden Eduktmineralen Reaktionssäume aus Amph 2 und albitreichem Plg 2 beobachtet werden. Das zur Plagioklasbildung benötigte Natrium dürfte dabei aus der fluiden Phase stammen. Zur Unterscheidung der beiden Amphibolgenerationen gibt es folgende Kriterien (Abb. 5):

Amph 1 bildet große Minerale, ist „idioblastischer“ und olivgrün.

Amph 2 ist xenoblastisch, meist spalten- und zwikelfüllend und von blaugrüner Farbe. Er ist meist silizium- und manganreicher und hat eine höheres X_{Mg} als Amph 1 und immer niedrigere TiO_2 -Gehalte.

Granat

bildet meist runde poikilitische Blasten von bis zu mehreren mm Durchmesser und weist rotierte Einschlußzüge auf (Abb. 6). Der Rand ist immer resorbiert. Oft sind die poikiloblastischen Granate von innen her aufgelöst und zu Zoisit, Chlorit und Amphibol umgewandelt. Andere Individuen sind stark zertrümmert. Einschlüsse im Granat sind: Ab, Q, Cc, Zo, Tit, Apatit, Ilmenit und Pyrit.

Die Granate sind immer almandinreich (0,40–0,63), die Grossularkomponente schwankt zwischen 0,10 und 0,40.

Granatprofile zeigen folgende Charakteristik (Abb. 6):

- Allen Granaten gemeinsam ist eine stetige Abnahme des MnO-Gehaltes vom Kern zum Rand hin, wie es für progrades Wachstum typisch ist. In den Augitgneisen wandelt sich der Granat randlich zu Amphibol um. Dieser nimmt das freiwerdende Mangan

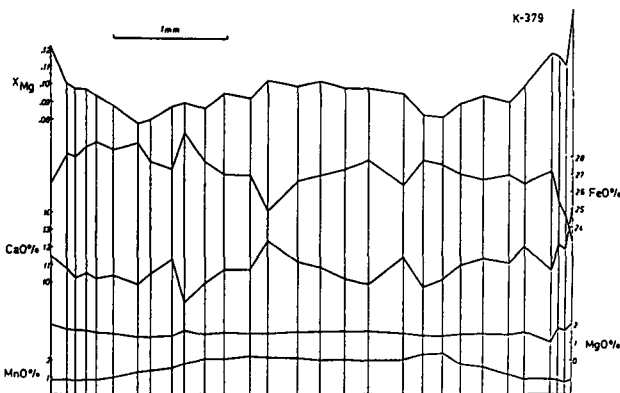


Abb. 6. Granat aus Probe K-379 mit rotiertem Interngefüge und dazugehörigem Profil der chemischen Zonierung.

auf. Deshalb sind die MnO-Gehalte in Amph 2 meist höher als in Amph 1.

- Alle gemessenen Granate haben einen sehr konstanten MgO-Verlauf. MgO liegt meist zwischen 1,5 und 2 %.
- Manche Granate zeigen als Folge von Homogenisierung durch Diffusionsvorgänge bei höheren Temperaturen einen nur schwachen Zonarbau. Nach YARDELEY (1977) kommt es zu solchen Erscheinungen im Granat bei Temperaturen $>640^\circ$.
- Bei den übrigen Proben gibt es starke Schwankungen von FeO und CaO. Steiler Anstieg von Ca weist auf eine zoisitkonsumierende Reaktion hin (CRAWFORD, 1977).
- In Granaten aus den südlichen Bereichen des Arbeitsgebietes (Weintal) nimmt das X_{Mg} im Kornrandbereich ab. Dieselbe Beobachtung wurde von PETRAKAKIS (1986) auch an Granaten in Metapeliten gemacht und als Abkühlungsrand gedeutet.
- In den anderen Proben steigt das X_{Mg} zum Rand hin kontinuierlich an (progrades, einphasiges Wachstum).

Wie Tab. 3 zeigt, unterscheiden sich granatführende Augitgneise von granatfreien durch höhere Gehalte an Al_2O_3 und ein höheres Fe/Mg-Verhältnis.

Tabelle 3. Vergleich der Gesteinschemismen von Augitgneisen.

Gew.-%	granatfrei			granatführend		
	K-41	K-42	K-52	Dr-47	Wt-74	K-379
SiO ₂	59,63	67,84	64,91	60,55	57,97	59,27
TiO ₂	0,56	0,41	0,48	0,87	0,88	0,89
Al ₂ O ₃	11,91	9,54	10,36	14,78	14,85	14,61
Fe ₂ O ₃	1,23	0,92	1,00	1,30	1,36	0,55
FeO	4,35	2,82	4,00	4,60	4,60	5,45
MnO	0,06	0,05	0,12	0,09	0,10	0,10
MgO	6,21	4,31	6,29	2,05	2,08	2,18
CaO	9,58	7,95	7,68	8,29	10,67	9,51
Na ₂ O	4,02	3,59	0,80	2,46	2,29	2,46
K ₂ O	0,59	0,86	2,62	3,59	3,19	2,78
P ₂ O ₅	0,10	0,09	0,09	0,09	0,10	0,14
Glühverlust	1,12	1,60	1,89	1,81	1,93	1,35
Total	99,36	99,98	100,24	100,48	100,02	99,29

Kalzit

fehlt meist in den Augitgneisen.

Zoisit (oder Klinozoisit)

kommt entweder als Einschluß im Granat vor – also präamphibolitfazial mit ovaler Kornform – oder als Zerstellungsprodukt von Granat. Er bildet dann ein feines Gemenge mit anderen retrograden Mineralen. Weitere niedrigmetamorphe Phasen sind Chlorit, Hellglimmer, Epidot und Prehnit.

3.3. Die skapolithführenden Kalksilikatgesteine

Diese Gesteine sind meist heller als Augitgneise und haben ein massiges, grobkörniges Gefüge. Im verwitterten Zustand zeigen sie ein „rauhwackenhähnliches“ Aussehen.

Tabelle 4.

Paragenesen von Kalksilikatgesteinsproben. In Klammer der Gehalt an Anorthit-Äquivalent der Skapolithe.

Probe	amphibolitfaziell	retrograde Bildungen
Dr-5	Cpx – Ska (73–77) – Q – – Plg – Kf	Amph
K-163	Cpx – Ska (79–83) – Q – – Kf – Cc – Gt	Amph, Zo, Mu
Do-183	Cpx _A – Ska (80–88) – – Cc – Gt _A – Zo bzw. Cpx _B – Ska – Cc – – Gt _B – Plg	Amph
Sp-222	Cpx – Ska (75–78) – Q – – Plg – Kf – Cc	Amph
K-252	Cpx – Ska (68–76) – Kf – – Cc	Amph, Plg, Zo, Prehnit, Mu
Do-286	Cpx – Ska (75) – Q – – Plg 1 – Kf – Cc	Amph, Plg 2, Zo, Prehnit, Chl
Do-289	Cpx – Ska (83) – Cc – – Gt – Q	Amph
Dr-314	Cpx – Ska (36–42) – Q – – Kf – Bio – Cc	Amph

Skapolith ist immer Hauptgemengteil. Weiters gibt es im Gegensatz zu den Augitgneisen keinen primären Amphibol (Amph 1), dafür kann aber Kalzit häufig sein.

Die skapolithführenden Kalksilikatgesteine sind durch die amphibolitfazielle Assoziation Cpx – Ska charakterisiert. Auch die von BERAN et al. (1985) beschriebenen scheelitführenden Kalksilikatgesteine mit der primären Paragenese Cpx-Ska-Q-Scheelit gehören zu dieser Gruppe.

Skapolith

kommt als Einschluß im Pyroxen, in der Matrix, oder auch monomineralisch vor, wobei er ein granoblastisches Gefüge bildet.

Da Skapolith hier als „Leitmineral“ fungiert, muß man sich mit seiner Beziehung zu anderen Mineralen auseinandersetzen. Die am besten untersuchte und wichtigste skapolitherzeugende Reaktion ist:



Da diese Umwandlung ohne direkte Beteiligung von fluider Phase abläuft, verhält sich die Bildungstemperatur weitgehend von X_{CO_2} unabhängig. Allerdings ist nach AITKEN (1983) ein gewisses Mindestmaß an CO_2 notwendig, damit die Reaktion abläuft. Die Umwandlung geht fast ohne Volumsänderung vor sich und ist damit vom Druck unbeeinflusst (ELLIS, 1978). Die Reaktionstemperatur hängt allein vom An % (Anorthit-Äquivalent = Meionit-Gehalt) des Skapolithes und dem An % des Plagioklases ab. KWAK (1977) konnte zeigen, daß mit steigender Metamorphose auch der Meionitanteil im Skapolith zunimmt. So ist reiner Meionit mit Anorthit und Kalzit bei ca. 875° stabil (GOLDSMITH & NEWTON, 1977). Mit steigendem Na-Einbau sinkt diese Temperatur. Nach ELLIS (1978) vergrößert NaCl überdies die Stabilitätsbereiche. Die An % (Äquivalent)-Gehalte der Skapolithe sind in Tab. 4 angegeben.

Klinopyroxen

kann sowohl in Form von kleinen reliktschen Trümmern auftreten, als auch cm-große Schlieren bilden. Die Pyroxene sind unzonierte und als Salite bis Ferrosalite bestimmt. Die Al_2O_3 -Gehalte liegen unter 1,5 %, bei Do-286 <2 %. Kaliumhaltige Minerale wie Biotit und Kalifeldspat (Or % >75) sind nicht häufig.

Quarz

ist von variabler Häufigkeit und am Aufbau der mittelkörnigen Grundmasse beteiligt.

Plagioklas

ist stets polysynthetisch verzwillingt und mittelkörnig. In den Proben Dr-5 (74–85 An %) und Sp-222 (35–40 An %) ist er Bestandteil der amphibolitfaziellen Paragenese. Ebenso in Proben Do-183 (79–87 An %), wo er auf Kosten von Zoisit gewachsen ist. Retrograd gebildeter Plagioklas entsteht durch Umwandlung von Skapolith.

Granat

tritt in Probe K-163 reliktsch auf und wird größtenteils durch Zoisit und Amphibol ersetzt. Die Zusammensetzung der Granate ist sehr homogen und kalziumreich (Gr: 0,513 – 0,559, Alm: 0,236 – 0,278, Sps: 0,135 – 0,143).

In Probe Do-183 gibt es zwei Generationen (A+B). Gt_A baut gemeinsam mit Skapolith, Kalzit und granoblastischem Cpx_A eine Gleichgewichtsparagenese auf und hat Einschlüsse von Zoisit, Cpx_A und Kalzit. Gt_B hingegen bildet (genauso wie Cpx_B) graphische, symplektitische Texturen innerhalb von Plagioklas, der die vorhin erwähnte Paragenese überwächst (Abb. 7). Die „Symplektite“ haben ein geringeres X_{Mg} als Gt_A und Cpx_A. Granat_B verfügt überdies über eine höhere Grossarkomponente als Gt_A.

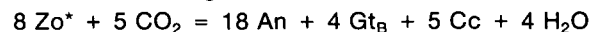
Die Ursache für die Bildung von Gt_B und Cpx_B liegt in der Zusammensetzung des Zoisits. Ist das Mineral eisenfrei, so wandelt es sich nach der Formel



um.

Ist der Zoisit eisenhaltig (Zo*), so muß das Eisen in ein Produktmineral – nämlich Granat_B – eingebaut werden. Um die Stöchiometrie einer Reaktionsgleichung zu berechnen, wurden vereinfachte, aber möglichst realitätsnahe Mineralzusammensetzungen verwendet. Tab. 5 stellt die angenommenen den tatsächlich gemessenen Mineralchemismen gegenüber (in Atomportionen).

Mit der Gleichung



können 80 % des im Zoisit befindlichen Eisens in Gt_B eingebaut werden. Die Bildung von Cpx_B dürfte ähnlich abgelaufen sein.

Tabelle 5.
Mineralchemismen aus Probe Do-183 (ideal und real).

	Zo		Zo*		Gt _B		Plg	
Si	6	6,012	6	6,014	3	3,007	2	2,019
Al	6	5,965	5,4	5,360	1,8	1,876	2	1,969
Fe ³⁺	–	0,021	0,6	0,605	0,2	0,104	–	–
Fe ²⁺	–	–	–	–	0,75	0,594	–	0,004
Mn	–	–	–	–	–	0,024	Na	– 0,017
Mg	–	–	–	0,009	–	0,055	K	– 0,002
Ca	4	3,997	4	3,972	2,25	2,307	1	0,980

Amphibol

ist nur in geringem Ausmaß und zwar als Uralitisierungsprodukt von Klinopyroxen vorhanden. Die Zusammensetzung reicht von Ferro-Pargasit über Hornblende zu Aktinolith.

Weitere retrograde Bildungen sind Zoisit (bzw. Klinozoisit) und Chlorit. In Probe K-252 sproßt in Spaltrissen der Skapolithe Muskovit. Außerdem ist manchmal Prehnit zu finden. Titanit und opake Phasen sind immer auftretende Akzessorien.

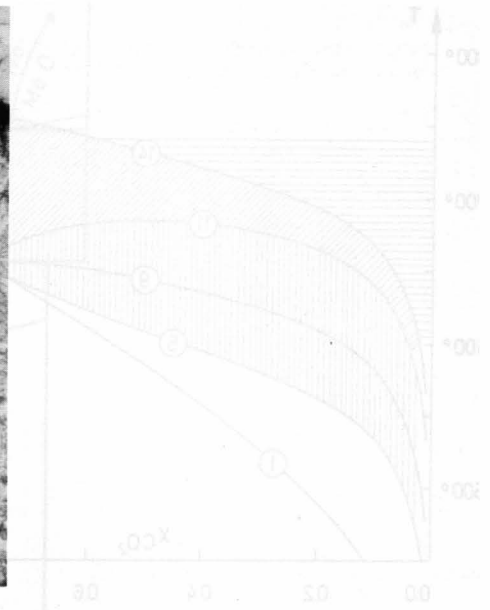
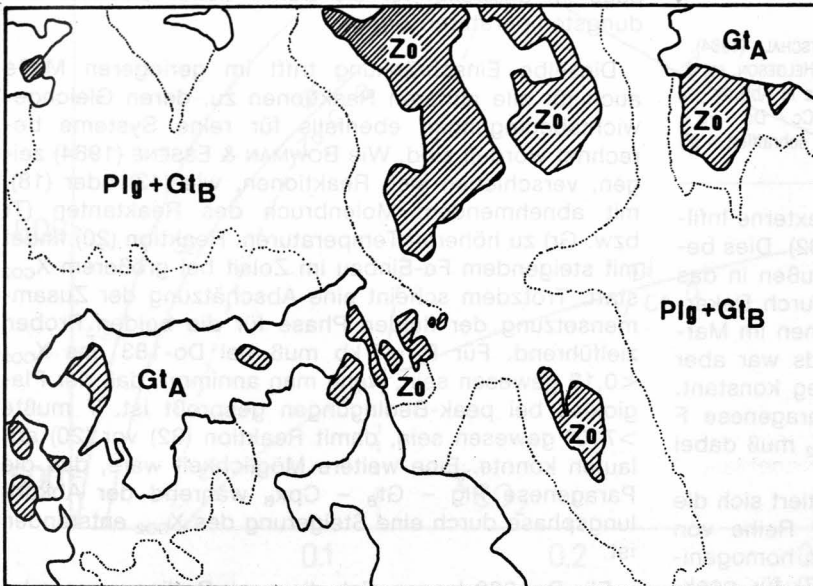
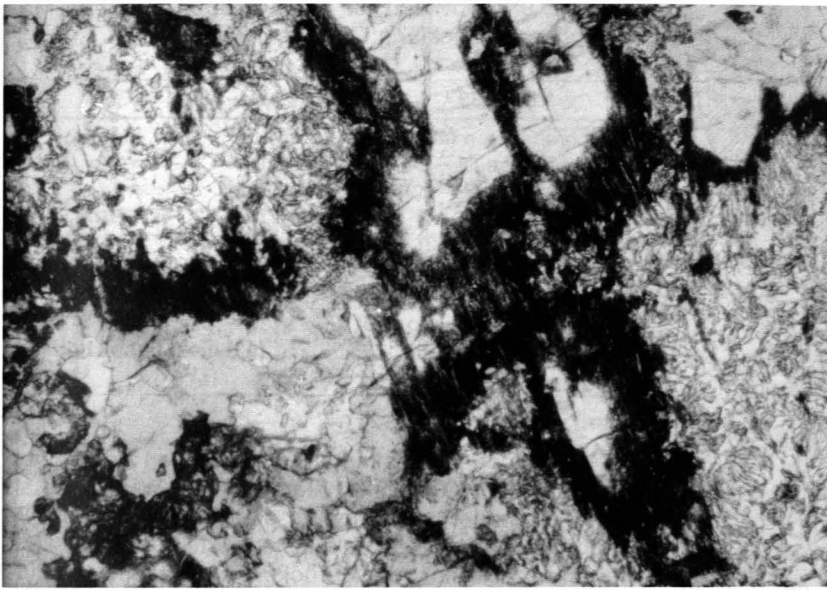


Abb. 7.
Zoisit wandelt sich – durch pigmentierten Saum getrennt – zu Plagioklas und Granat_B um.
Dünnschliffbild von Probe Do-183; Bildkante ca. 4,5 mm.

4. Metamorphosegeschichte

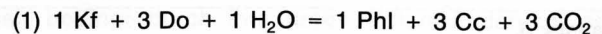
4.1. Amphibolitfazielle Metamorphose

Das amphibolitfazielle Metamorphoseereignis ist dominant und bestimmt die Paragenese der Gesteine (mit Ausnahme der Glimmerschieferzone – siehe Tab. 1).

Will man die P-T-Bedingungen anhand der Paragenesen abschätzen, so ergeben sich folgende Probleme: Die Daten für die Gleichgewichtskurven und die invarianten Punkte variieren von Autor zu Autor. Sie sind außerdem für reine Systeme und Minerale mit Endgliederzusammensetzung bestimmt worden. Fe- und Al-Einbau in Phlogopit, Klinopyroxen und Tremolit, der Einbau von Fluor in den OH-Gruppen, Na-Substitution in Anorthit, Meionit und Kalifeldspat sind kaum berücksichtigt worden. Diese verändern aber die Lage der Gleichgewichte. Die fluide Phase wird üblicherweise auf ein Gemisch aus CO₂ und H₂O reduziert. Dabei kann in graphithältigen Marmoren – wie sie in der Bunten Serie vorkommen – zusätzlich CH₄ auftreten. Wie Untersuchungen an Flüssigkeitseinschlüssen zeigen (HÖGELSBERGER, 1987), sind teilweise auch beträchtli-

che Mengen an Salz im Fluid gelöst. Auch die Annahme $P_{\text{FLUID}} = P_{\text{TOTAL}}$ muß nicht immer zutreffen. TROMMSDORFF & SKIPPEN (1986) beschreiben die Möglichkeit, daß durch „Kochen“ der Gasphase P_{FLUID} kleiner als der petrostatische Druck ist. Auch für dieses Phänomen gibt es in der Bunten Serie Anzeichen (HÖGELSBERGER, 1987).

Für Abb. 8 wurde ein T-X-Diagramm für das Karbonatsystem (CaO-MgO-SiO₂) von GOTTSCHALK (1984) verwendet. Es basiert auf einem konsistenten Datensatz. Die zusätzliche Reaktion



wurde nach den thermodynamischen Werten von HELGESON et al. (1978) berechnet. In diesem Diagramm wurden nur Paragenesen berücksichtigt, deren Minerale eine größtmögliche Endgliederzusammensetzung aufwiesen.

In den Marmoren bewirkt die Metamorphose eine Vielfalt isobar divarianter Paragenesen. Diese können bei identen P-T-Bedingungen nur bei unterschiedlichem X_{CO_2} nebeneinander stabil sein (Abb. 8). Gleichzeitig spricht aber das Überwiegen von divarianten

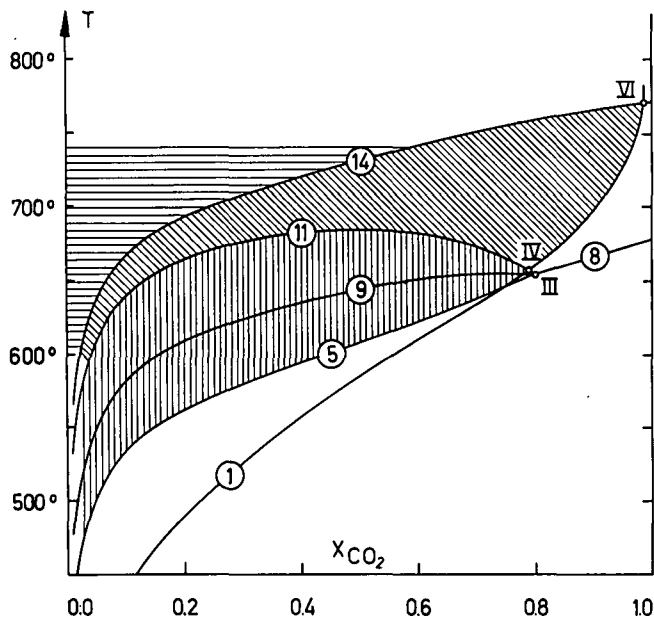


Abb. 8.
T- X_{CO_2} -Diagramm des Karbonatsystems für 7 kb von GOTTSCHALK (1984). Reaktion (1) wurde nach thermodynamischen Daten von HELGESON et al. (1978) berechnet (Numerierung der Gleichgewichtskurven wie in Abb. 2). Stabilitätsfeld der Paragenesen: waagrecht schraffiert = (C) Cc - Do - Fo - Phl; schräg schraffiert = (H) Cc - Do - Di - Phl; senkrecht schraffiert = (F) Cc - Do - Tr - Phl.

über uni- oder invariante Paragenesen für externe Infiltration der fluiden Phase (RICE & FERRY, 1982). Dies bedeutet, daß das Fluid hauptsächlich von außen in das Gestein migrierte und nur untergeordnet durch Dekarbonatisierungs- oder Dehydrierungsreaktionen im Marmor selbst frei wurde. Das X_{CO_2} des Fluids war aber nicht über die gesamte Bunte Serie hinweg konstant. Für $P_F = 7$ kb ergibt sich z. B. für die Paragenese F eine Maximaltemperatur von 685°, das X_{CO_2} muß dabei kleiner als 0,8 gewesen sein.

Auch in den Kalksilikatgesteinen manifestiert sich die amphibolitfazielle Metamorphose in einer Reihe von Paragenesen (Tab. 2, 4). Das Auftreten von homogenisiertem Granat spricht laut YARDLEY (1977) für peak-Temperaturen von mehr als 640°.

Anhand eines T-X-Diagrammes ($P_F = 7$ kb) für das System CaO - MgO - Al_2O_3 - SiO_2 soll die prograde Entwicklung an zwei Proben (Do-183 und Do-289) nachvollzogen werden. Dazu wurden alle relevanten Reaktionen nach Daten von RICE (1983) für 7 kb berechnet. Die dafür benötigten Fugazitäten von H_2O stammen aus BURNHAM et al. (1969). Jene für CO_2 ermittelte ich aus den von BOTTINGA & RICHEL (1981) bestimmten Werten der Gibbschen freien Energie, nach der Gleichung

$$G_{(p,T)} - G_{(1,T)} = RT \ln f$$

Tabelle 6.
Berechnete Fugazitäten von CO_2 für 7 kb. Temperaturen in ° Kelvin.

700°K	123519	725°K	116528	750°K	108617
775°K	103283	800°K	97061	825°K	92893
850°K	87890	875°K	83420	900°K	80468
925°K	75788	950°K	72513	975°K	69536
1000°K	66822	1025°K	64338	1050°K	62058
1075°K	59298	1100°K	56777		

In Abb. 9 ergibt sich für beide Proben folgende Metamorphoseentwicklung:

Do-183	Do-289
Überschreiten von (43) Paragenese Di - Cc - Q - Zo	Di - Cc - Q - Zo oder Di - Cc - Q - An
Überschreiten von (32) Paragenese Di - Cc - Zo - Gt	Di - Cc - Q - Gt oder (33)
Skapolithbildung Di - Ska - Cc - Zo - Gt	Di - Ska - Cc - Q - Gt
Überschreiten von (20) $Cpx_B - Ska - Cc - Plg - Gt_B$	(42) nicht überschritten

Die schematischen skapolitherzeugenden Reaktionen (Abb. 9, kleiner Ausschnitt) stammen aus WARREN et al. (1987). Sie haben allerdings für die Abschätzung der P-T-Bedingungen keine praktische Bedeutung, da erst, wie schon erwähnt, die Berücksichtigung des Na-Einbaus im Skapolith für die Bunte Serie relevante Bildungstemperaturen ergibt.

Dieselbe Einschränkung trifft im geringeren Maße auch für alle anderen Reaktionen zu, deren Gleichgewichtsbedingungen ebenfalls für reine Systeme berechnet worden sind. Wie BOWMAN & ESSENE (1984) zeigen, verschieben sich Reaktionen, wie (43) oder (18), mit abnehmendem Molenbruch des Reaktanten (Tr bzw. Gr) zu höheren Temperaturen. Reaktion (20) findet mit steigendem Fe-Einbau im Zoisit bei größerem X_{CO_2} statt. Trotzdem scheint eine Abschätzung der Zusammensetzung der fluiden Phase für die beiden Proben zielführend. Für $P_F = 7$ kb muß bei Do-183 das $X_{CO_2} < 0,18$ gewesen sein, wenn man annimmt, daß der Plagioklas bei peak-Bedingungen gesproßt ist. T mußte $> 710^\circ$ gewesen sein, damit Reaktion (32) vor (20) ablaufen konnte. Eine weitere Möglichkeit wäre, daß die Paragenese $Plg - Gt_B - Cpx_B$ während der Abkühlungsphase durch eine Steigerung des X_{CO_2} entstanden ist.

Für Do-289 lassen sich die peak-Bedingungen relativ genau eingrenzen. Reaktion (32) oder (33) wurde nämlich überschritten, (42) jedoch nicht erreicht. Für ein T von 700° liegt das X_{CO_2} bei ungefähr 0,15.

Bei Biotit-Klinopyroxen handelt es sich um ein ferromagnetisches Mineralpaar, das sowohl in den Marmoren als auch in den Kalksilikatgesteinen während der amphibolitfaziellen Metamorphose oft gemeinsam stabil war. Es läßt sich als Geothermometer gut verwenden. Eine Einschränkung ergibt sich allerdings für eisenarme und/oder dolomitführende Marmore, da dort das Mg/Fe-Verhältnis für eine Temperaturabschätzung zu hoch ist. Das zeigt die graphische Darstellung des Thermometers von PERSCHUK et al. (1985) in Abb. 10. Alle verwendbaren Probepunkte fallen in den Temperaturbereich von 650-750°.

Ähnliche Ergebnisse erzielt man mit dem Klinopyroxen-Granat-Thermometer von KROGH (1988). In Probe Do-183 ergeben 14 Mineralpaare, die jeweils im Kontakt miteinander sind, für 7 kb einen Durchschnittswert von 703,5° ($\pm 60^\circ$).

Um Geobarometrie von NEWTON & PERKINS (1982) anwenden zu können, muß die Paragenese $Cpx - Plg -$

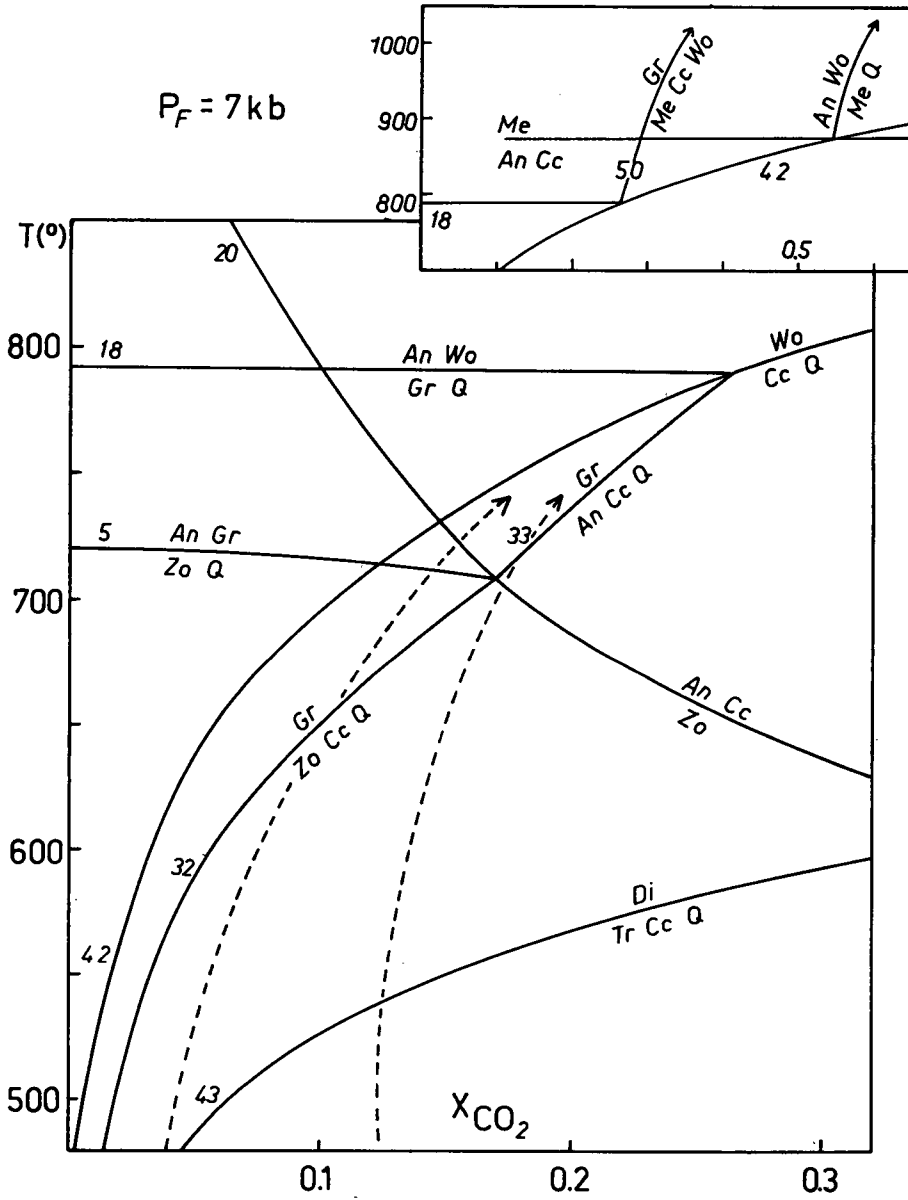


Abb. 9. Phasendiagramm des Systems $\text{CaO} - \text{MgO} - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{SiO}_2 - \text{CO}_2 - \text{H}_2\text{O}$ für 7 kb. Berechnung und Numerierung der Gleichgewichtskurven nach RICE (1983). Reaktion (50): $\text{An} + \text{Cc} + \text{Wo} = \text{Gr} + \text{CO}_2$. Strichlierte Pfeile geben den Entwicklungspfad der Proben Do-183 + 289 an. Kleiner Ausschnitt: Topologie einiger skapolitherzeugender Reaktionen; nach WARREN et al. (1987).

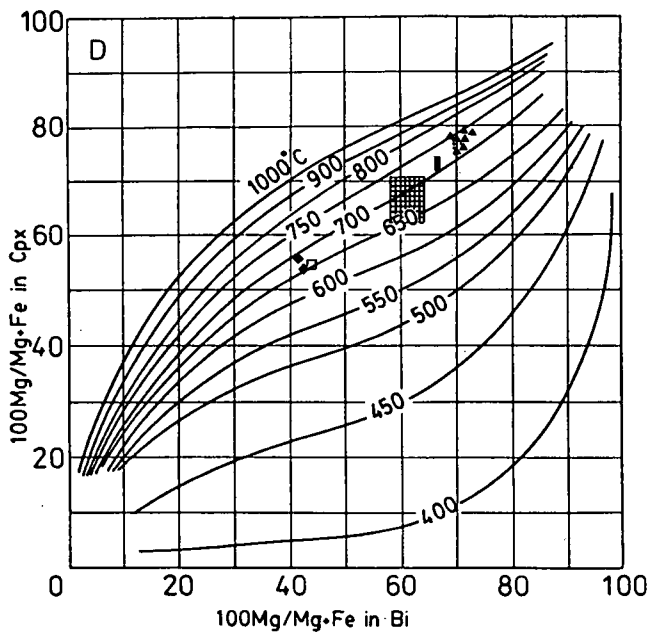


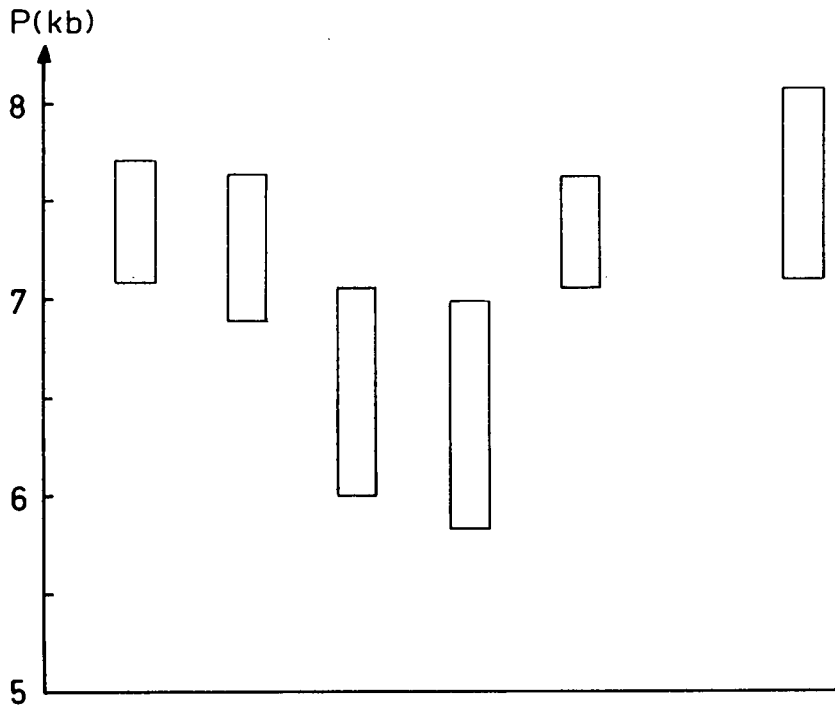
Abb. 10. Klinopyroxen-Biotit-Thermometrie für die amphibolitfaziale Metamorphose nach PERSCHUK et al. (1985). Kariert = Marmor aus dem Weitental; Punkte = Marmor aus Spitz; Dreiecke = Marmor aus dem Drosendorfer Fenster; schwarzes Rechteck = Probe K-41 (bei Runds); weißes Rechteck = Probe Dr-221 (Drosendorfer Fenster); Karos = Probe K-379 (Kremstal).

Gt - Q verwirklicht sein, was bei vielen Augitgneisen zutrifft. Die Reaktion



ist, bedingt durch ihre große Volumsänderung, sehr drucksensitiv.

Abb. 11 gibt neben der Bandbreite des Bildungsdruckes einiger Proben für 700° auch die Analysenergebnisse der beteiligten Minerale an. Deren Schwankungen in der Zusammensetzung führen zu den variierenden Druckbereichen. Alle Proben zeigen Bildungsdrucke um 7 kb an, daher wurde dieser Wert auch bei den isobaren T-X-Diagrammen von Abb. 8 und 9 verwendet. Probe GS-M-264 (Abb. 1, Lokalität (d)) stammt aus der Gföhler Einheit (Kap. 5.3.).



	G-3	Dr-45	Dr-47	Wt-152	Dr-221	GSM-264	
Plg	An	.49	.73	.53	.63-.81	.60	
	Ab	.51	.26	.46	.18-.37	.38-.40	.63
Cpx	X _{Ca}	.94-.98	.96-.98	.96-.98	.97	.95	.94-.96
	X _{Mg}	.47-.56	.42-.49	.46-.55	.48	.58	.32-.34
Granat	ALM	.49-.51	.49-.50	.52-.56	.48-.50	.48-.51	.32-.41
	PYR	.06-.08	.07-.08	.06-.08	.05-.06	.06-.08	.02-.03
	GRS	.36-.40	.35-.36	.34-.36	.37-.39	.35-.42	.49-.55

Abb. 11.
Darstellung der aus den angegebenen Mineralzusammensetzungen resultierenden Drücke für Augitgneisproben der Bunten Serie. GS-M-264 ist ein Kalksilikatgestein aus der Gföhler Einheit; berechnet nach NEWTON & PERKINS (1982).

4.2. Grünschieferfazielle Metamorphose

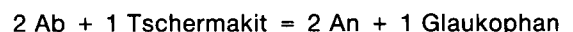
Die grünschieferfazielle, jüngere Metamorphose führt zu retrograden Umwandlungen, wie Uralitisierung der Pyroxene, Serpentinisierung von Olivin usw. Nur innerhalb der Glimmerschieferzone ist diese Überprägung so vollständig, daß neue Gleichgewichtsparagenesen entstehen (Paragenesen I+J in Tab. 1).

In den dolomithaltigen Marmoren stellt sich während der Metamorphose zwischen Kalzit und Dolomit ein neues Gleichgewicht ein. Aufgrund einer Mischungslücke zwischen den beiden Mineralen nimmt nämlich der Magnesiumeinbau im Kalzit mit sinkenden Temperaturen ab. POWELL et al. (1984) haben experimentell ein auf diesem Effekt basierendes Geothermometer entwickelt, das auch Eisenkontaminationen berücksichtigt, aber weitgehend druckunabhängig ist. Tab. 7 gibt die Analyseergebnisse von Mineralpaaren aus unterschiedlichen Marmorproben und die resultierenden Temperaturen an. Sie liegen zwischen 390° und 530°, wobei 1/5 der Werte $\geq 450^\circ$ sind. Damit läßt sich die Temperatur der 2. Metamorphose gut eingrenzen, zumal auch die Bildung von Muskovit aus Kalifeldspat bei diesen Bedingungen stattfindet (WINKLER, 1979).

Es ist auch zu erwarten, daß die fluide Phase wasserreich ist. Die Dekarbonatisierung hat ja schon bei der ersten Metamorphose stattgefunden. Es müßte genügend Zeit gewesen sein, das dabei entstandene CO₂ abzuführen. Folgende Tatsachen unterstützen diese Vermutung:

- Talkbildung kann nur bei Bedingungen links des invarianten Punktes I stattfinden.
- Die Paragenesen I+J, die innerhalb der Glimmerschieferzone die grünschieferfazielle Metamorphose dokumentieren, sind bei angenommenen P-T-Bedingungen von 450–550° nur bei wasserreichem Fluid stabil.
- Dasselbe gilt für die Serpentinisierung von Olivin (WINKLER, 1979).
- Unter der Annahme, daß die Umwandlung bei ähnlichen Bedingungen stattfindet wie die von Kalzit + Anorthit zu Zoisit, spricht auch die Bildung von Zoisit auf Kosten von Skapolith für ein geringes X_{CO₂}.

In den Kalksilikatgesteinen verursacht die grünschieferfazielle Überprägung u. a. den Zerfall von Granat, sowie die Bildung von Amph 2, Plg 2, Zoisit, Chlorit Hellglimmer und Epidot. Die in Reaktionssäumen zwischen Klinopyroxen und Granat neugesproßten Amph 2 und Plg 2 lassen sich für das Geothermometer von SPEAR (1980), welches auf der Austauschreaktion



basiert, verwenden. Es ergeben sich dabei Bildungstemperaturen von ca. 500° (HÖGELSBERGER, 1987).

Das Auftreten von Prehnit, der laut SCHIFFMANN & LIU (1980) bei dieser Temperatur nicht stabil ist, dokumentiert somit die nachfolgende Abkühlungsphase dieses Metamorphoseaktes.

Tabelle 7.
Kalzit-Dolomit-Thermometrie nach POWELL et al. (1984).

Paragenese	X _{Fe, Do}	X _{Fe, Cc}	X _{Mg, Cc}	T [°C]
V	0,0019	0,0011	0,055	530
	0,0020	0,0008	0,037	460
	0,0012	0,0023	0,042	480
	0,0021	–	0,046	500
	0,0019	–	0,042	480
	0,0015	0,0007	0,055	530
C	0,0031	0,0004	0,035	450
	0,0031	0,0010	0,049	510
	0,0027	0,0009	0,037	460
	0,0027	0,0007	0,039	465
F (Drosendorfer Fenster)	0,0052	0,0009	0,036	450
	0,0054	0,0021	0,038	460
	0,0064	0,0022	0,035	445
	0,0066	0,0017	0,034	440
	0,0077	0,0014	0,039	470
H (Drosendorfer Fenster)	0,0036	0,0005	0,055	530
	0,0044	0,0006	0,054	525
	0,0030	0,0010	0,041	480
H (Südliche Bunte Serie)	–	0,0008	0,050	515
	–	–	0,051	515
	–	–	0,048	510
	–	0,0004	0,046	500
F (Südliche Bunte Serie)	0,0023	–	0,025	395
	0,0014	–	0,042	480
	0,0019	–	0,032	430
	0,0012	0,0007	0,039	470
	0,0009	–	0,035	450
F (Glimmer- schieferzone)	0,0019	–	0,047	500
	0,0016	–	0,025	390
	0,0023	–	0,047	500
	0,0020	0,0006	0,059	540
	0,0020	0,0012	0,038	460
	0,0020	0,0006	0,034	445
	0,0020	0,0012	0,039	470
	0,0020	0,0006	0,037	455

5. Vergleich mit anderen geologischen Einheiten

Um die Bunte Serie in Bezug auf ihre Lithologie und Metamorphose besser ab- und eingrenzen zu können, wurden auch vergleichbare Gesteine benachbarter geologischer Einheiten untersucht und mit jenen der Bunten Serie verglichen.

5.1. Vranov-Olesnice-Serie

JENEC & DUDEK (1971) beschreiben die sogenannte Vratenin-Serie, die den tschechoslowakischen Anteil des Drosendorfer Fensters darstellt, und deuten sie als moravisch. Eines der Argumente sind die tremolitrei-

chen Marmore, die jenen der Vranov-Olesnice-Serie ähnlich sind. Diese Serie wird von den Autoren ebenfalls als Teil des Moravikums angesehen.

Probe Ol-2 stammt aus einem Steinbruch bei Olesnice. Es handelt sich dabei um einen grauen, mittelkörnigen, glimmerreichen Marmor mit cm-großen dunkelgrauen Tremolitplättchen. Dieses Gestein weist also starke Parallelen zu der Paragenese F (Cc-Do-Tr-Phl) der Bunten Serie auf. Allerdings kommt als zusätzliche fünfte Phase Quarz hinzu. Ol-2 stellt somit eine univariante Paragenese dar, die auf der Reaktionskurve (5) (Abb. 2) zwischen den invarianten Punkten I und II liegt. Die prägende Metamorphose kann also nicht das amphibolitfazielle Ereignis der Bunten Serie sein.

5.2. Moravikum

Östlich von Horn gibt es Aufschlüsse (Punkt (c) in Abb. 1), wo Orthogneise und Marmore fensterförmig innerhalb der Gföhler Einheit vorkommen. In der Literatur herrscht Uneinigkeit darüber, ob diese Gesteine zur Bunten Serie (THIELE, 1984) oder zum Moravikum (FUCHS, 1971) zu stellen sind.

Die Marmore haben ein straff geregeltes, feinkörniges Gefüge. Die auftretende Paragenese Cc-Tr-Kf-Phl ist durch die Reaktionskurven (1), (6) und (10) begrenzt (Abb. 2). Ein zusätzliches Mineral ist Oligoklas. Die Assoziation ist nirgends aus der Bunte Serie bekannt. Eine weitere Paragenese ist Cc-Q-Phl±Kf. Diese wird von BERNROIDER (1986) als wesentlich und typisch für die „Moravischen Kalke“ bezeichnet.

Der niedrige Metamorphosegrad allein ist kein ausreichendes Argument für die moravische Herkunft, da sich die Aufschlüsse in der Nähe der Moldanubischen Überschiebungslinie befinden, wo auch Gesteine der Bunten Serie intensiv retrograd überprägt wären. Dagegen ist aber das vollständige Fehlen von Skapolith neben den für die Bunte Serie untypischen Paragenesen ein Indiz dafür, daß die untersuchten Gesteine dem Moravikum zuzuordnen sind.

5.3. Gföhler Einheit

Um etwaige Metamorphoseunterschiede zwischen der Bunten Serie und den basalen Anteilen der Gföhler Einheit festzustellen, wurden Marmore und Kalksilikatgesteine untersucht, die aus der Gegend W Fuglau stammen (Lokalität (d) in Abb. 1).

Die Marmore weisen die primäre Paragenese B (Cc – Di – Q – Kf), welche in der Bunte Serie sehr selten ist, auf. Weiters kommen polysynthetisch verzwilligter Plagioklas und Pseudomorphosen nach Skapolith vor (ovale Gebilde aus einem Gemenge aus Albit, Zoisit, Quarz und strahligem Muskovit). Als Uralitisierungsprodukt des Salites tritt hellgrüner Aktinolith auf.

Probe GS-M-264 ist ein feinkörniges weiß-grün gestreiftes Kalksilikatgestein mit bis zu 5 mm großem Granat. Dieser ist poikiloblastisch und hat Einschlüsse aus Plagioklas, Quarz, Klinopyroxen, Zoisit und Titanit. Optisch ist keine Mehrphasigkeit festzustellen, der Chemismus schwankt aber sehr stark (Alm: 0,30–0,54, Gr.: 0,28–0,53). Auffällig ist der Verlauf des X_{Mg}: Im Zentrum hoch, nimmt es zum Rand hin, unterbrochen durch eine Inversion, ab.

Grüner Ferrosalit (X_{Mg} 0,34–0,37) bildet große gelpappte Blasten. In Verbindung damit tritt häufig Skapolith (77–79 An-Äq %) auf. Die Grundmasse wird aus Quarz und Plagioklas, der in zwei Generationen vorliegt, aufgebaut.

Eine Druckabschätzung an dieser Probe ergibt 7–8 kb (Abb. 11). Es zeigt sich also, daß es zwischen den basalen Anteilen der Gföhler Einheit und der Bunten Serie keinen gravierenden Metamorphosesprung gibt. P-T-Daten eines Amphibolits von derselben Lokalität bestätigen dies (HÖGELSBERGER, 1987).

6. Schlußfolgerungen

Die Entwicklungsgeschichte der Bunten Serie läßt sich folgendermaßen skizzieren:

Die Bunte Serie ist „von einer epikontinentalen, sandig-tonig-karbonatischen Sedimentfolge mit Einschaltungen basischer Vulkanite abzuleiten“ (FUCHS & MATURA, 1980), wobei der Dobra Gneis als kristallines Basement diene.

Für die teilweise evaporitische Herkunft der Marmore und Kalksilikatgesteine gibt es eine Reihe von Argumenten. So weisen die skapolithreichen Kalksilikatgesteine größtenteils jene Mineralbestände auf, die SERDYUCHENKO (1975) Metaevaporiten zuschreibt. Chlorreiche Skapolithe deuten laut ELLIS (1978) auf eine Entstehung aus salinaren sedimentären Abfolgen hin. Dafür sprechen auch salzreiche fluid inclusions – ca. 15 % NaCl-Äquivalent –, die in diesem Mineral gefunden wurden (HÖGELSBERGER, 1987). Schließlich geben auch die teilweise hohen Strontium-Werte einen Hinweis. Nach MOINE et al. (1981) haben Evaporite bzw. evaporitisch beeinflusste Karbonate Gehalte von mehr als 600 ppm Sr. Folgende Sr-Gehalte wurden für die untersuchten Gesteine der Bunten Serie bestimmt:

- Marmore: 90–1020 ppm ($\bar{\varnothing}$ 484 ppm).
- Augitgneise: 80–300 ppm ($\bar{\varnothing}$ 190 ppm).
- Skapolithführende Kalksilikatgesteine: 70–580 ppm ($\bar{\varnothing}$ 422 ppm).

Einschaltungen von dolomitreichen Lagen in Marmoren der Paragenese H (Cc-Do-Di-Phl) sind vermutlich Produkte primärer Dolomitisierung und daher im Spritzwasserbereich oder in Salzpfannen entstanden.

Diese Hinweise auf salinar evaporitische Abfolgen in der Bunten Serie sind auch für die genetische Interpretation der scheelitführenden Kalksilikatgesteine bei Wietzen (BERAN et al., 1985) von Bedeutung, da sie das geologische Milieu, in dem sich diese Vererzungen gebildet haben, eingrenzen. Man kann sich somit den ehemaligen Ablagerungsraum der Bunten Serie als Küstenlandschaft mit Lagunen und Sümpfen (die heutigen Graphitschiefer) vorstellen. Gelegentliche basische Eruptionen führten zur Bildung geringmächtiger Laven und Tuffe, die jetzt als Amphibolitbänke vorliegen. Die Karbonat- und Mergelsedimentation wurde immer wieder durch die Ablagerung von Schiefertönen (Augitgneise) und terrigenen, pelitischen Gesteinen (Quarzite, Paragneise) unterbrochen.

Die erste zweifelsfrei nachweisbare Metamorphose ist amphibolitfaziell. Die P-T-Bedingungen waren mit ca. 700° und 7 kb innerhalb der gesamten Bunten Serie in etwa gleich; ebenso auch die Lithologie. Auffällig ist aber, daß Granate aus dem S (Gebiet Weitental) deutlichere Abkühlungsänderungen haben als solche aus dem N.

Die Blastese war von einer tektonischen Beanspruchung begleitet, wie rotierte Interngefüge in den Granaten belegen. Obwohl es zwischen Bunter Serie und den basalen Anteilen der Gföhler Einheit keine deutlichen Metamorphoseunterschiede gibt, muß doch ein Deckenbau zwischen den beiden Formationen stattgefunden haben. Denn über der sedimentogenen Bunten Serie folgt mit dem markanten Horizont Rehberger Amphibolit – Orthogneise – Serpentinite eine gänzlich andere Lithologie. Betrachtet man diese Gesteinsabfolge als Ophiolith, so muß das Verhältnis Bunte Serie – Gföhler Einheit nach plattentektonischen Gesichtspunkten näher untersucht werden. Vermutlich sind sowohl die erste Metamorphose als auch der Deckenbau dem kaledonischen Zyklus zuzuordnen. Dafür sprechen jedenfalls radiometrische Altersdaten aus der Gföhler Einheit. ARNOLD & SCHARBERT (1973) beziffern das Metamorphosealter des Granulites mit 430 Millionen Jahren. ALIASGARI (1988) erhält für die Entstehung des Wolfshofer Syenites kaledonische Alter.

Eine zweite, grünschieferfazielle Metamorphose steht direkt mit der Moldanubischen Überschiebung in Zusammenhang, wie sich im Bereich der „Glimmerschieferzone“ zeigen läßt: Dort ist diese Überprägung so intensiv, daß von der älteren Paragenese nur geringe Relikte erhalten sind. Daß es sich bei der grünschieferfaziellen Metamorphose auch wirklich um einen eigenständigen Akt und nicht um eine bloße Abkühlungerscheinung handelt, dafür gibt es einige Argumente:

- Das Kalzit-Dolomit-Thermometer zeigt relativ einheitliche Temperaturen an, nämlich 500°
- Plg 2-Amph 2-Thermometrie kommt zu demselben Ergebnis
- Auch die Stabilität von Talk- und Muskovit-führenden Paragenesen liegt in diesem Bereich
- Bimodale Verteilung von Homogenisierungstemperaturen in fluid inclusions zeigt zwei unterschiedliche Akte an (HÖGELSBERGER, 1987)
- Zwei eindeutig unterscheidbare Amphibolgenerationen

Da für die Überschiebung des Moldanubikums auf das Moravikum übereinstimmend variszisches Alter angenommen wird, muß auch die Metamorphose variszisch sein. Die Diaphthorese ist durch die Fluidzufuhr aus den dehydrierten subduzierten Anteilen des Moravikums verursacht.

Bemerkungen und Dank

Zur Bestimmung von Mineralzusammensetzungen wurde eine Elektronenstrahlmikrosonde ARL-SEMQ mit einer Anregungsspannung von 15 kV verwendet. Alle in den Abbildungen dargestellten Mineralchemismen beziehen sich auf Punktanalysen. Auf Anfrage stellt der Autor diese Mikrosondendaten gerne zur Verfügung. Die im Text angegebenen Haupt- und Spurenelemente wurden mittels RFA PHILLIPS PW-1400 analysiert.

Ich bin den Herren H. DIETRICH, J. RATH, W. RICHTER, R. SCHIMANA und H. WEINKE zu großem Dank verpflichtet.

Literatur

- AITKEN, B. G.: T- X_{CO_2} stability relations and phase equilibria of a calcic carbonate scapolite. – *Geochim. Cosmochim. Acta*, **47**, 351–362, New York 1983.
- ALIASGARI, H.: Petrologische und geochemische Untersuchungen am Wolfshofer Syenitgneis im Bereich der St. Leonharder Granulitküschel. – Unveröff. Diss. Univ. Wien 1988.

- ALLEN, J. M. & FAWCETT, J. J.: Zoisite-anorthite-calcite stability relations in H₂O-CO₂ fluids at 5000 bars: An experimental and SEM study. – *J. Petrology*, **23**, 215–239, Oxford 1982.
- ARNOLD, A. & SCHARBERT, H. G.: Rb-Sr-Altersbestimmung an Granuliten der südlichen Böhmisches Masse in Österreich. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.*, **53**, 61–78, Zürich 1973.
- BERAN, A., GÖD, R., GÖTZINGER, M. & ZEMANN, J.: A scheelite mineralization in calc-silicate rocks of the Moldanubicum (Bohemian Massif) in Austria. – *Mineral. Deposita*, **20**, 16–22, Berlin – Heidelberg 1985.
- BERNDROIDER, M.: Zur Geologie und Petrographie moravischer Gesteine im Gebiet NW Weitersfeld, Niederösterreich. – Unveröff. Diss. Univ. Salzburg 1986.
- BOTTINGA, Y. & RICHET, P.: High pressure and temperature equation of state and calculation of the thermodynamic properties of gaseous carbon dioxide. – *Am. Jour. Sci.*, **281**, 615–660, New Haven 1981.
- BOWMAN, J. R. & ESSENE, E. J.: Contact skarn formation at Elkhorn, Montana. 1: P-T-component activity conditions of early skarn formation. – *Am. Jour. Sci.*, **284**, 597–650, New Haven 1984.
- BURNHAM, C. W., HOLLOWAY, J. R. & DAVIES, N. F.: Thermodynamic properties of water to 1000°C and 10.000 bars. – *Geol. Soc. America, Special Paper*, **132**, Boulder 1969.
- CRAWFORD, M. L.: Calcium zoning in almandine garnet, Wissahickon Formation, Philadelphia, Pennsylvania. – *Can. Mineral.*, **15**, 243–249, Toronto 1977.
- ELLIS, D. E.: Stability and phase equilibria of chloride and carbonate bearing scapolites at 750°C and 4000 bar. – *Geochim. Cosmochim. Acta*, **42**, 1271–1281, New York 1978.
- FLOWERS, G. C. & HELGESON, H. C.: Equilibrium and mass transfer during progressive metamorphism of siliceous dolomites. – *Am. Jour. Sci.*, **283**, 230–286, New Haven 1983.
- FUCHS, G.: Zur Tektonik des östlichen Waldviertels (N. Ö.). – *Verh. Geol. B.-A.*, 424–440, Wien 1971.
- FUCHS, G.: Zur Entwicklung der Böhmisches Masse. – *Jb. Geol. B.-A.*, **119**, 45–61, Wien 1976.
- FUCHS, G.: Zur Diskussion um den Deckenbau der Böhmisches Masse. – *Jb. Geol. B.-A.*, **129**, 41–49, Wien 1986.
- FUCHS, G. & MATURA, A.: Zur Geologie des Kristallins der südlichen Böhmisches Masse. – *Jb. Geol. B.-A.*, **119**, 1–43, Wien 1976.
- FUCHS, G. & MATURA, A.: Die Böhmisches Masse in Österreich. – In: OBERHAUSER, R. (Red.): *Der Geologische Aufbau Österreichs*. – 121–143, Wien – New York (Springer) 1980.
- FUCHS, G. & SCHARBERT, H. G.: Kleinere Granulitvorkommen im niederösterreichischen Moldanubikum und ihre Bedeutung für die Granulitgenese. – *Verh. Geol. B.-A.*, 29–49, Wien 1979.
- GOLDSMITH, J. R. & NEWTON, R. C.: Scapolite-plagioclase stability at high pressures and temperatures in the system NaAlSi₃O₈ – CaAl₂Si₂O₈ – CaCO₃ – CaSO₄. – *Am. Mineral.*, **62**, 1063–1081, Washington 1977.
- GOTTSCHALK, M.: Die Bildungsbedingungen von Talk, Tremolit, Diopsid und Forsterit bei der Metamorphose von kieseligen Dolomiten. – Unveröff. Diplomarb. Univ. Tübingen, 1984.
- HELGESON, H. C., DELANY, J. M., NESBITT, H. W. & BIRD, D. K.: Summary and critique of the thermodynamic properties of rock-forming minerals. – *Am. Jour. Sci.*, **278-A**, 1–229, New Haven 1978.
- HÖGELSBERGER, H.: Petrologie der Marmore und Kalksilikatgesteine der Bunten Serie (Niederösterreichisches Moldanubikum). – Unveröff. Diss. Univ. Wien, 1987.
- JENCEK, V. & DUDEK, A.: Beziehungen zwischen dem Moravikum und Moldanubikum an Westrand der Thaya-Kuppel. – *Vestn. Ustr. ust. geol.*, **46**, 331–338, Prag 1971.
- KROGH, E. J.: The garnet-clinopyroxene Fe-Mg geothermometer – a reinterpretation of existing experimental data. – *Contrib. Mineral. Petrol.*, **99**, 44–48, Berlin – Heidelberg 1988.
- KWAK, T. A. P.: Scapolite compositional change in a metamorphic gradient and its bearing on the identification of metaevaporite sequences. – *Geol. Mag.*, **114**, 343–354, Cambridge 1977.
- LEAKE, B. E.: Nomenclature of amphiboles. – *Am. Mineral.*, **63**, 1023–1052, Washington 1978.
- MATURA, A.: Hypothesen zum Bau und zur geologischen Geschichte des kristallinen Grundgebirges von Südwestmähren und dem niederösterreichischen Waldviertel. – *Jb. Geol. B.-A.*, **119**, 63–74, Wien 1976.
- MOINE, B., SAUVAN, P. & JAROUSSE, J.: Geochemistry of evaporite-bearing series: A tentative guide for the identification of metaevaporites. – *Contrib. Mineral. Petrol.*, **76**, 401–412, Berlin – Heidelberg 1981.
- NEWTON, R. C. & PERKINS III, D.: Thermodynamic calibration of geobarometers based on the assemblages garnet-plagioclase-orthopyroxene (clinopyroxene)-quartz. – *Am. Mineral.*, **67**, 203–222, Washington 1982.
- PERSCHUK, L. L., ARANOVICH, L. Ya., PODLESSKII, K. K., LAVRANT'eva, I. V., GERASIMOV, V. Yu., FED'KIN, V. V., KITSUL, V. I., KARSAKOV, L. P. & BERDNIKOV, N. V.: Precambrian granulites of the Aldan shield, eastern Siberia, U. S. S. R. – *J. metamorphic Geol.*, **3**, 265–310, Oxford 1985.
- PETRAKAKIS, K.: Metamorphoseentwicklung in der südlichen Bunten Serie am Beispiel einiger Gneise, Moldanubikum Niederösterreich. – *Tschermaks Min. Petr. Mitt.*, **35**, 243–259, Wien 1986.
- POWELL, R., CONDLIFFE, D. M. & CONDLIFFE, E.: Calcite-dolomite geothermometry in the system CaCO₃-MgCO₃-FeCO₃: An experimental study. – *J. metamorphic Geol.*, **2**, 33–41, Oxford 1984.
- RAJLICH, P., SYNEK, J., SARBACH, M. & SCHULMANN, K.: Hercynian-thrust related shear zones and deformation of the Varied Group on the contact of granulites/Southern Moldanubian, Bohemian Massif. – *Geol. Rundsch.*, **75**, 665–683, Stuttgart 1986.
- RICE, J. M.: Metamorphism of rodingites: Part I. Phase relations in a portion of the system CaO-MgO-Al₂O₃-CO₂-H₂O. – *Am. Jour. Sci.*, **283-A**, 121–150, New Haven 1983.
- RICE, J. M. & FERRY, J. M.: Buffering, infiltration and the control of intensive variables during metamorphism. – In: FERRY, J. M. (Red.): *Characterization of metamorphism through mineral equilibria*. – *Reviews of Mineralogy*, **10**, 263–326, (Mineralogical Society of America), Washington 1982.
- SCHIFFMAN, P. & LIOU, J. G.: Synthesis and stability relations of Mg-Al-pumpellyite, Ca₄Al₅MgSi₆O₂₁(OH)₇. – *J. Petrology*, **21**, 441–474, Oxford 1980.
- SERDYUCHENKO, D. P.: Some Precambrian scapolite-bearing rocks evolved from evaporites. – *Lithos*, **8**, 1–7, Amsterdam 1975.
- SPEAR, F. S.: NaSi-CaAl exchange equilibrium between plagioclase and amphibole. – *Contrib. Mineral. Petrol.*, **72**, 33–41, Berlin – Heidelberg 1980.
- THIELE, O.: Zum Deckenbau und Achsenplan des Moldanubikums der Südlichen Böhmisches Masse (Österreich). – *Jb. Geol. B.-A.*, **126**, 513–524, Wien 1984.
- TOLLMANN, A.: Großräumiger variszischer Deckenbau im Moldanubikum und neue Gedanken zum Variszikum Europas. – *Geotekt. Forsch.*, **64**, 1–91, Stuttgart 1982.
- TROMMSDORFF, V. & SKIPPEN, G.: Vapour loss („boiling“) as a mechanism for fluid evolution in metamorphic rocks. – *Contrib. Mineral. Petrol.*, **94**, 317–322, Berlin – Heidelberg 1986.

- WARREN, R. G., HENSEN, B. J. & RYBURN, R. J.: Wollastonite and scapolite in Precambrian calc-silicate granulites from Australia and Antarctica. – *J. metamorphic Geol.*, **5**, 213–223, Oxford 1987.
- WINKLER, H. G. F.: Petrogenesis of metamorphic rocks. – 5. Aufl., X+348 S., Berlin – Heidelberg – New York (Springer) 1979.
- YARDLEY, B. W. D.: An empirical study of diffusion in garnet. – *Am. Mineral.*, **62**, 793–800, Washington 1977.
- ZAYDAN, A. & SCHARBERT, H. G.: Petrologie und Geochemie moldanubischer metamorpher Serien im Raume Persenbeug (südwestliches Waldviertel). – *Jb. Geol. B.-A.* , **126**, 181–199, Wien 1983.
- Manuskript bei der Schriftleitung eingelangt am 17. Oktober 1988.