

Aus dem Institut für Mineralogie-Kristallographie und Petrologie der Universität Graz

Einführung zu Problemen der Petrologie der Koralpe

Haymo HERITSCH, Graz

Mit 13 Abbildungen und 9 Tabellen

Zusammenfassung

Die Gneis-Glimmerschiefermasse der Koralpe entspricht, auch weiträumig, dem Durchschnitt von Schiefertönen (Tab. 1). Die durchschnittliche chemische Zusammensetzung variiert nur wenig und kommt vor allem in örtlicher Zunahme des Quarzgehaltes zum Ausdruck. Regional unterscheidbare Typen, die eine Gliederung ermöglichen, sind offenbar weniger chemisch als durch andere Umstände (z. B. Durchbewegung) bedingt. Für die Plattengneise scheint eine sedimentäre Anlage des Lagenbaues, der allerdings tektonisch durch Auswalzen verstärkt wird, eine Erklärungsmöglichkeit (Tab. 2 und 3; Abb. 2).

Die Bedingungen der Metamorphose sind in vereinfachter Form dargestellt: die Obergrenze der Temperatur für verschiedene Drücke ist durch die Kurve der experimentellen Anatexis der Plattengneise dadurch gegeben, daß die Anatexis, soweit bekannt, in der Natur nicht erreicht worden ist; die Reaktion Muskowit + Quarz = Kalifeldspat + Al_2SiO_5 + Wasser ist nicht nach rechts abgelaufen, denn Mikroklin und Disthen berühren sich nie; die Reaktion Paragonit + Quarz = Albit + Al_2SiO_5 + Wasser ist dagegen nach rechts abgelaufen; für den Druck ist maßgebend, daß Disthen ausgebildet ist und Andalusit als Paramorphose erhalten sein kann (Abb. 1, Tab. 4).

Einschaltungen eines basaltischen Magmatismus werden einerseits teilweise als Abkömmlinge von Lavaergüssen und Tuffen gedeutet, andererseits ist teilweise Gabbro noch erhalten; dieser zeigt aber Übergänge innerhalb von wenigen Zentimetern zu isochemischem Metagabbro. Diese Übergänge sind, wegen der Kleinräumigkeit nicht als Druck- und Temperaturunterschiede zu deuten, sondern als Folge von diffusum Wasserzutritt, so daß der Vorgang als Wasser-defizitäre Metamorphose zu beschreiben ist, da Wasser wohl an einigen Reaktionen teilhat, an anderen Reaktionen aber nur als Katalysator wirkt. Dabei entsteht ein Metagabbro mit der Mineralkombination Na-hältiger Klinopyroxen — Granat (Almandin + Pyrop) — Zoisit — Disthen. Diese Paragenese entspricht einer Metamorphose, die zwischen den Bedingungen für die Bildung von Granulit und Eklogit (transitional nach YODER & TILLEY 1962 : 513) steht. Es handelt sich somit in der Koralpe nicht um sogenannte „echte“ Eklogite. Weitere Wasserzufuhr erzeugt den sogenannten „Eklogitamphibolit“ mit Omphazit — Granat — Zoisit — Hornblende (Abb. 6—9). Bei noch weiterer Wasserzufuhr entsteht die Mineralkombination Hornblende — Zoisit — Granat („Zoisitamphibolit“). Der den Omphazit angreifende Symplektit bedeutet Druckentlastung.

In den Marmoren des Steinbruches Gupper ablaufende Reaktionen (Bildung von Diopsid, Tremolit, Forsterit, Klinohumit, Zoisit) lassen auf geringen Partialdruck X_{CO_2} kleiner als 0,1 schließen. Eine Aussage über die Temperatur ist kaum zu machen, da die entsprechenden Reaktionskurven bei niedrigem X_{CO_2} sehr steil verlaufen (Abb. 10, 11). Aus der Paragenese Mg-hältiger Calcit (5,5—6 Mol% $MgCO_3$) und Dolomit folgt eine Temperatur um 550° C.

Die selten auftretenden und erst vor kurzem entdeckten Grossular enthaltenden Gesteine liegen ihrer chemischen Zusammensetzung nach im Teiltetraeder Diopsid — Grossular — Anorthit — Zoisit des A-C-F-H₂O-Tetraeders und zeigen auch den entsprechenden Mineralbestand. Die Auswertung der Kurve für den isobar invarianten Punkt der Paragenese Zoisit + Grossular + Quarz + Anorthit + Calcit ergibt bemerkenswerterweise als maximale Bedingungen 650° C und etwas über 5 Kb; hier sind höhere Drücke nicht möglich (Abb. 12 und 13).

Allgemeine Einführung

Bei der Ausarbeitung eines Führers zur Erläuterung der Petrologie des Kristallins der Koralpe ist es unvermeidlich, auf den Exkursionsführer zur Herbsttagung der Deutschen und Österreichischen Mineralogischen Gesellschaft im Jahre 1963 (HERITSCH 1963b) zurückzugreifen, da jede Darstellung selbstverständlich auf den Ergebnissen früherer Bearbeitungen fußen muß, und nur so mit neuen Methoden neue Erkenntnisse entwickelt werden können. In diesem Sinne sind dann besonders die Arbeiten aus dem hiesigen Institut heranzuziehen.

Geologische Karten in Auswahl:

- BECK-MANNAGETTA P. 1941. Die Geologie des Einzugsgebietes der Laßnitz (Weststeiermark). — Mitt. geol. Ges. Wien, 34: 1—37.
- BECK-MANNAGETTA P. 1945. Zur Tektonik der Stainzer- und Gamser-Plattengneise in der Koralpe (Steiermark). — Jb. Geol. Bundesanstalt, Wien, 94: 151—180.
- BECK-MANNAGETTA P. 1951. Die Auflösung der Mechanik der Wolfsberger Serie, Koralpe, Kärnten. — Jb. Geol. Bundesanstalt, Wien, 94: 127—157.
- BECK-MANNAGETTA P. 1975. Geologische Karte des steirischen Anteils der Koralpe für die wasserwirtschaftliche Rahmenplanung. Amt der Steiermärkischen Landesregierung, Graz.
- FLÜGEL H. 1963. Das steirische Randgebirge. Sammlung geologischer Führer, Borntraeger, Berlin.
- HOMANN O. 1962. Das kristalline Gebirge im Raume Pack-Ligist. Mitt. Abt. Min. Joanneum, Graz.
- KIESLINGER A. 1929. Geologische Spezialkarte der Republik Österreich, Blatt Unterdrauburg. — Geol. Bundesanstalt, Wien.
- METZ K. 1957. Geologische Karte der Steiermark. — Steirischer Heimatatlas, Akad. Druck- u. Verlagsanstalt, Graz.

Der Gebirgszug der Koralpe (etwa 25×40 km) erstreckt sich von Norden aus dem Gebiet der Pack bis zur Drau im Süden; die Westgrenze ist durch den Steilabfall zum Lavanttal (Lavanttalstörung) gegeben, während im Osten das Gebirge in sanftem Abstieg unter die Sedimente des steirischen Beckens taucht.

Zum Gesteinsinhalt ist festzustellen, daß es sich um eine riesige Gneis- bis Glimmerschiefermasse handelt, in die rein volumsmäßig geringe Mengen von Pegmatit, von Abkömmlingen eines basischen Magmatismus (Eklogitamphibolite, Amphibolite, Gabbros und Metagabbros), von Marmoren und von Gesteinen mit Grossular eingelagert sind.

Gneise und Glimmerschiefer

Auf die von verschiedenen Autoren vorgeschlagenen Gliederungen der Gneise und Glimmerschiefer wird bewußt im Rahmen dieser, den neueren petrologischen Erkenntnissen gewidmeten Exkursion nicht eingegangen. Wie schwierig eine solche Gliederung ist, hat schon KIESLINGER 1928: VIII in seiner grundlegenden Monographie erkannt; hieraus seien folgende, auch heute noch — mit Ausnahme von Vorstellungen über eine gewisse Typen prägende Injektion — geltende Sätze zitiert:

„Die Paragesteine der Koralpe sind durch die Eintönigkeit im großen, durch unendlichen Wechsel im kleinen ausgezeichnet... So war es schwer, über die Abgrenzung einzelner „Gesteinsarten“ ins reine zu kommen. Als Schwierigkeit soll nicht verschwiegen werden, daß die Injektionsglimmerschiefer dort, wo sie heftig durchbewegt worden sind, den Plattengneisen sehr ähnlich werden (sie unterscheiden sich aber im Schlift durch die basischeren Plagioklase und die postkristalline Deformation), ferner, daß auch die violetten Schiefergneise, die ich aus gewissen

Gründen zur Glimmerschiefergruppe rechne, sich gelegentlich von den Plattengneisen schwer unterscheiden lassen, d. h. es bestehen überhaupt zwischen allen Gesteinen Übergänge.“

Bezüglich der versuchten Gliederungen sei auf KIESLINGER 1928: VIII, BECK-MANNAGETTA 1941, 1970, 1975, HOMANN 1962, FLÜGEL 1963, BECKER 1976, TOLLMANN 1977 und KLEINSCHMIDT & RITTER 1976 verwiesen.

Über die chemische Zusammensetzung der Gneise bis Glimmerschiefer, deren Proben in weiter räumlicher Streuung entnommen sind, geben PACHER 1977, RIEPL 1978, PACHER & RIEPL 1978 und HAYDARI 1980 Aufschluß. Danach liegt das Mittel bei nur geringen Schwankungen für verschiedene Gneis- und Glimmerschiefertypen auch großräumig nahe dem Mittel für Schiefertone; diese sind also das Ausgangsmaterial, Tab. 1. Aus diesem Mittel läßt sich ein disthenführender Plagioklasgneis, d. h. ohne Aufbau aus chemisch differenten Lagen berechnen, HERITSCH 1978 d, vgl. Tab. 2.

	Mittelwert v. 22 Gneisen	1	2	3
SiO ₂	62,70	65,08	60,15	58,9
TiO ₂	0,90	0,72	0,76	0,78
Al ₂ O ₃	17,10	17,25	16,45	16,7
Fe ₂ O ₃	3,28	4,50	4,04	2,8
FeO	3,98	2,74	2,90	3,7
MnO	0,12	—	—	0,09
MgO	2,46	2,24	2,32	2,6
CaO	1,91	0,52	1,41	2,2
Na ₂ O	1,73	1,46	1,01	1,6
K ₂ O	3,23	3,63	3,60	3,6
P ₂ O ₅	0,22	0,19	0,15	0,16
H ₂ O ⁻	0,14	—	0,89	—
H ₂ O ⁺	2,23	—	3,82	5,0
Misc.	—	1,67	0,92	—
CO ₂	—	—	1,46	1,3
SO ₂	—	—	0,58	0,24

1. Mittlere Zusammensetzung von karbonatfreien Schiefertonen nach CLARK aus WICKMANN 1954.
2. Mittlere Zusammensetzung von mesozoischen und känozoischen Tonschiefern nach PETTIJOHN 1975.
3. Mittlere Zusammensetzung von Tonschiefern, vorwiegend aus Geosynklinalen nach WEDEPOHL 1969.

Tab. 1: Vergleich der chemischen Zusammensetzung des Mittelwertes von 22 Gneisen-Glimmerschiefern der Koralpe mit Schiefertonen (Gewichtsprozente), PACHER & RIEPL 1978.

Einheitlicher Plagioklasgneis	Plattengneis			
	dunkle Lage L1	helle Lage L2	Quarzlage	Plagioklaslage
Quarz	33,8	10,2	21,7	0,5
Kalifeldspat	—	—	5,4	—
Muskowit	16,3	8,6	—	—
Biotit	15,4	15,4	—	—
Granat	11,7	11,8	—	—
Cyanit	3,7	6,8	—	—
Plagioklas	16,8	0,8	—	16,0
Erz, Apatit	2,3	2,3	—	—

Tab. 2: Aus dem Mittelwert von 22 chemischen Analysen der Tab. 1 berechnete Mineralbestände für einheitlichen Plagioklasgneis und für Plattengneis. In die hellen Lagen können noch geringe Mengen von Biotit, Muskowit und Granat eintreten. Disthen berührt aber nie Kalifeldspat.

Sediment vor der Metamorphose ohne sedimentären Lagenbau	mit sedimentärem Lagenbau			
	dunkle Lage	helle Lage	Quarzlage	Plagioklaslage
Quarz	24,2	3,4	0,5	20,0
Kalifeldspat	4,8	—	8,4	
Illit	38,8	28,8		0,5
Vermikulit	5,3	6,4		
Kaolinit	—	4,3		
Plagioklas	20,4	1,0		19,6
Hämatit	2,6	2,7		
Magnetit	1,7	2,2		
Ilmenit	1,3	1,3		
Apatit, Calcit	0,9	0,9		

Tab. 3: Aus dem Mittelwert von 22 chemischen Analysen der Tab. 1 berechnete Mineralbestände des vortemarmorphen Sedimentes, ohne und mit sedimentärem Lagenbau.

Da Granat und Biotit auch in den Gneisen mit deutlichem Lagenbau im Gleichgewicht stehen, ist es möglich, das Granat-Biotit-Geothermometer anzuwenden. Deshalb wurden chemische und physikalische Daten von koexistierenden Biotit und Granat untersucht (PACHER 1977, RIEPL 1978, PACHER & RIEPL 1978, HAYDARI 1980) und vor allem für Granat durch Mikrosondenuntersuchungen nachgewiesen, daß nur gelegentlich eine sehr geringe Zonarität ganz am Rand der Granatkörner besteht, und zwar eine Zonarität, die eine Abkühlungsphase nach der Hauptmetamorphose widerspiegelt, HERITSCH & HAYDARI 1980. Die durchschnittliche, aus sechs chemischen Analysen berechnete Zusammensetzung des Granates ist in Molprozenten:

Almandin	60 %
Pyrop	17
Grossular	16
Andradit	5
Spessartin	2

Die Granate sind also wohl almandinreich, jedoch fällt ein hoher Pyropgehalt auf, was nach MÜLLER & SCHNEIDER 1971 durch einen hohen Metamorphosegrad bedingt ist. Die mit Granat koexistierenden Biotite sind magnesiumreich und als Meronexene zu bezeichnen. Aus der Anwendung des Geothermometers nach PERCHUK 1967 folgt für den großen Granatkern und Biotit eine Temperatur von 600 bis 650° C.

Um weiterhin die Bildungsbedingungen während der Metamorphose der pelitischen Gesteine der Koralpe zu bestimmen, kann im Sinne von WINKLER 1976 auf Reaktionen zurückgegriffen werden, die im Gestein abgelaufen sind, bzw. auf Vorgänge, die nicht stattgefunden haben. Für das folgende ist die Abb. 1 heranzuziehen.

1. Anatexis

Unter den Gneisen sind die Plattengneise durch das Auftreten von hellen, oft sehr dünnen Lagen gekennzeichnet, vgl. Tab. 2. Ihre Deutung erfolgte in der Literatur begrifflicherweise entsprechend dem jeweiligen Stand der theoretischen Vorstellung. So spricht KIESLINGER 1928: VIII von Injektionsgneisen bzw. Injektionsglimmerschiefern. ANGEL et al. 1939 haben auf die Möglichkeit einer anatektischen Bildung (Venite)

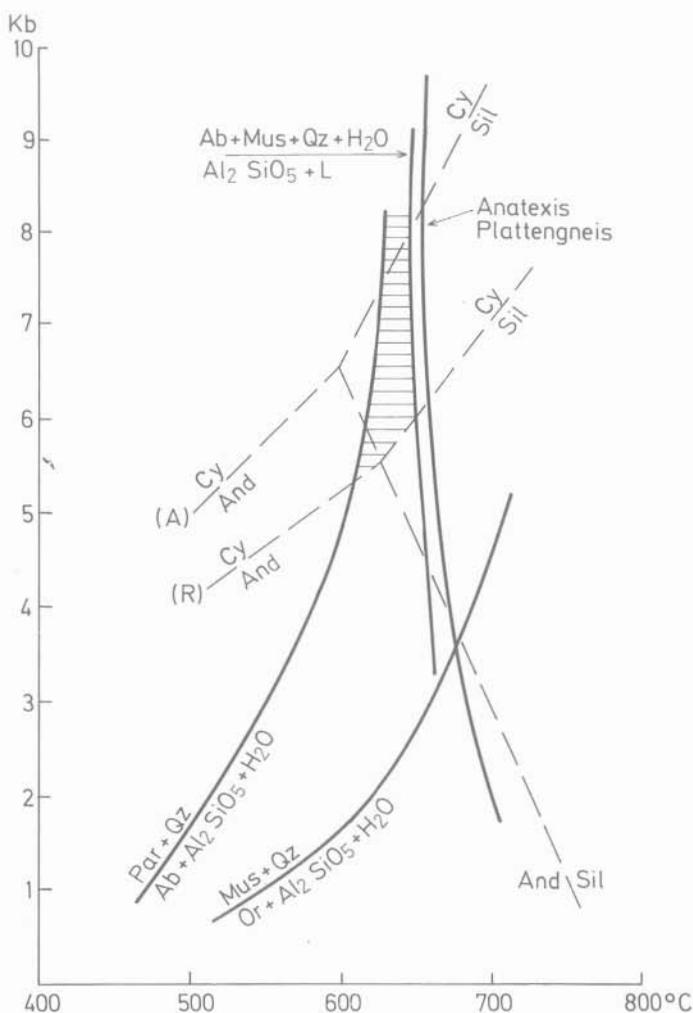


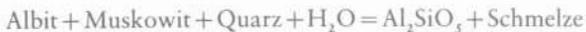
Abb. 1: Gleichgewichtsbedingungen einiger für die Metamorphose von Schiefergneisen-Glimmerschiefern der Korralpe wichtiger Reaktionen. Al_2SiO_5 -Modifikation nach ALTHAUS 1967, 1969 a, 1969 b (A) und nach RICHARDSON et al. 1968, 1969 (R); Paragonit + Quarz = Albit + Al_2SiO_5 + H_2O nach CHATTERJEE 1972; Muskowit + Quarz = Kalifeldspat + Al_2SiO_5 + H_2O nach ALTHAUS et al. 1970, Albit + Muskowit + Quarz + H_2O = Al_2SiO_5 + Schmelze nach STORRE & KAROTKE 1971, Anatexis des Plattengneises nach PLATEN & HÖLLER 1966. Der schraffierte Bereich entspricht den wahrscheinlichen Bildungsbedingungen der Paragenese Cyanit + Albit + Quarz + Muskowit, die in der Korralpe in Schiefen mit Cyanitparamorphosen nach Andalusit beobachtet werden.

der pegmatoiden Lagen durch Versenkung in die Tiefe hingewiesen. Diese Ansicht ist von ANGEL 1940 und ANGEL & TROJER 1953 weiterhin ausgebaut worden und zwar im Sinne, daß ein Al-Mg-Fe-reicher, vor allem durch Disthen und Granat charakterisierter Restbestand in Folge der Anatexis einem Quarz-Feldspat-Metatekt gegenübersteht. Dieser Deutung schloß sich auch BECK-MANNAGETTA 1949 an, der für den ganzen Vorgang den Ausdruck „wurzellose venitische Metamorphose“ verwendet.

HERITSCH 1964 konnte dann an einem Plattengneis von Stainz zeigen, daß eine große Menge herauspräparierten hellen Materiales wegen des zu geringen Quarzgehaltes chemisch keineswegs einer anatektischen Schmelze nahe der kotektischen Linie entspricht. Chemische Analysen von PLATEN & HÖLLER 1966 und PACHER & RIEPL 1978 zeigen einmal vorwiegend Alkalifeldspat, das andere Mal vorwiegend Plagioklas neben sehr wenig Quarz, so daß die Zusammensetzung der hellen Lagen im Ab-Or-Qz-Dreieck weit ab von der kotektischen Linie liegt.

PLATEN & HÖLLER 1966 haben weiterhin experimentell für Drucke von 2 bis 10 Kb Schmelzbeginn und Temperaturbereich der Anatexis bestimmt. Ein wesentliches Ergebnis ist dabei, daß bei der Anatexis des Plattengneises im schmalen Temperaturbereich von 20 bis 30° C bei allen Drucken 70 bis 75% des Gesteines in den Schmelzzustand übergeführt werden, ein Mengenverhältnis, das der Naturbeobachtung nicht entspricht. Auf Grund dieser Tatsachen, die auch regional gelten, ist somit festzustellen, daß die Anatexis in den Gneisen der Koralpe nicht erreicht worden ist und daher im Druck-Temperatur-Feld der Abb. 1 die Bildungsbedingungen für die Koralmgneise links der Anatexiskurve nach PLATEN & HÖLLER 1966 liegen müssen.

Zum Vergleich ist auch noch die ähnlich liegende Kurve von



nach STORRE & KAROTKE 1971 eingetragen.

2. Die Reaktion:



ALTHAUS et al. 1970. Diese Reaktion, die einen Übergang von der Disthen-Almandin-Muskowit-Subfazies in die Sillimanit-Almandin-Orthoklas-Subfazies markiert, ist nicht abgelaufen, da nicht nur reichlich Muskowit in den Gneisen vorkommt, sondern auch Disthen und (vorwiegend) Kalifeldspat sich nie unmittelbar berühren, wie PLATEN & HÖLLER 1966 erstmals feststellten; diese Tatsache gilt auch weiträumig für Disthen-führende Gesteine der Koralpe, PACHER & RIEPL 1978, HAYDARI 1980. Die P-T-Bedingungen der Plattengneise müssen daher links der entsprechenden Kurve in der Abb. 1 liegen.

3. Die Reaktion:



CHATTERJEE 1972. Disthen kommt nicht nur in feinkörnigen, linsenförmigen Ansammlungen („Disthenflatschen“) z. B. in den Plattengneisen, sondern auch in Paramorphosen nach Andalusit vor, wobei die ehemalige Kristallgestalt des Andalusites nun durch ein feinkörniges Gemenge von Disthen ersetzt wird. Solche oft viele Zentimeter große Paramorphosen oder „Wülste“ (vgl. KIESLINGER 1927 b, ANGEL 1940, BECK-MANNAGETTA 1967, 1970) sind nach HERITSCH 1978 d in Schieferen regelmäßig von einer Muskowithaut umgeben; auch in Schiefergneisen sind die Disthenflatschen

Lagenbau. Eine helle Art von Lagen enthält Kalifeldspat oder Plagioklas mit wenig Quarz und Muskowit und gelegentlich etwas Biotit und Granat; ihre chemische

Autoren	Methode	Temperatur	Druck
PLATEN & HÖLLER 1966	Experimentelle Metamorphose und Anatexis	550—645° C	8—10 Kb
HERITSCH 1978 d	Zugehörigkeit für Almandin-Disthen-Muskowit-Subfazies	um 560° C	über 5 Kb, höhere Drucke möglich
HERITSCH 1978 d	Reaktionsgleichungen zur Paragenese Muskowit, Albit, Disthen, Quarz in Disthenparamorphose-Schiefer und Gneisen	600—650° C	über 5 Kb, höhere Drucke möglich
HERITSCH & MÖRTL 1977	Reaktionsgleichungen für einen Disthen-Chloritoid-Stauroolith-Granatglimmerschiefer mit wesentlichem Paragonitgehalt aus der südlichen Koralpe	560—590° C	über 5 Kb, höhere Drucke möglich
HERITSCH & HAYDARI 1980	Granat-Biotit-Geothermometer	600—650° C	—
HERITSCH 1980 b	Perthitisch entmischter K-Na-Feldspat	über 600° C	—

Tab. 4: Überblick über die Temperatur- und Druckbedingungen für die Metamorphose der Gneise und Glimmerschiefer der Koralpe.

Zusammensetzung liegt weit ab vom kotektischen Minimum des Or-Ab-SiO₂-Dreieckes, vgl. HERITSCH 1964, PLATEN & HÖLLER 1966 und PACHER & RIEPL 1978. Innerhalb dieser Lagen kommt es zur Ausbildung von Kalifeldspat- und Plagioklasagen, die ihrerseits wieder zu auffallend weißen Flecken ausgewalzt sind. Die andere, dunkle Art von Lagen enthält Muskowit, Biotit, Granat und Disthen mit etwas Quarz und Plagioklas, vgl. Tab. 2.

Die schon oben angeführte und nun auch regional bestätigte, grundlegend neue Beobachtung haben aber PLATEN & HÖLLER 1966: 111 gemacht, daß nämlich Disthen und Kalifeldspat nie in direktem Kontakt stehen; ein solcher Kontakt ist ja auch in keiner Subfazies der Almandin-Amphibolit-Fazies möglich. Es herrscht also nur innerhalb jeder Lage chemisches Gleichgewicht.

In allgemeiner Form sind die geschilderten Verhältnisse bei WINKLER 1976: 28ff. dargestellt: nur jede Lage bildet in diesem Sinn eine metamorphe Paragenese.

Wie HERITSCH 1978 d zeigte, ist eine Erklärung des Mineralbestandes der Plattengneise im einfachen A'-K-F-Dreieck nach ESKOLA nicht möglich, es ist vielmehr notwendig, den Wert F in Fe und Mg aufzuspalten, wodurch Abb. 2 entsteht. In diesem Tetraeder sind auch die darstellenden Punkte für Granat aus einem Plattengneis und für Biotit aus einem Plagioklasgneis nach PACHER & RIEPL 1978 eingetragen. Dadurch entstehen im Tetraeder A'-K-Fe-Mg die Ebenen Cyanit-Biotit-Mikroclin und Cyanit-Granat-Mikroclin; die beiden Ebenen schneiden sich in der Kante des Tetraeders Cyanit-Muskowit-Mikroclin. Es läßt sich berechnen, daß fast alle chemischen Analysen innerhalb des Keiles liegen, der von den beiden angeführten Ebenen gebildet wird; nur eine Analyse liegt knapp über der Ebene Cyanit-Biotit-Mikroclin, was aber durch die Annahme eines etwas Mg-reicheren Biotits erklärt werden kann.

Wesentlich ist, daß innerhalb des erwähnten Keiles eine neue Ebene Muskowit-Granat-Biotit auftritt, die zwei Tetraeder entstehen läßt. Links von dieser entscheidend wichtigen Ebene gilt die Paragenese Muskowit-Granat-Biotit-Cyanit entsprechend der einen Art von dunklen Lagen (L1) der Plattengneise; rechts von der

Ebene gilt die Paragenese Muskowit-Granat-Biotit-Mikroclin entsprechend der anderen Art von hellen Lagen (L₂) der Plattengneise. Cyanit und Mikroclin können in derselben Paragenese nicht vorkommen.

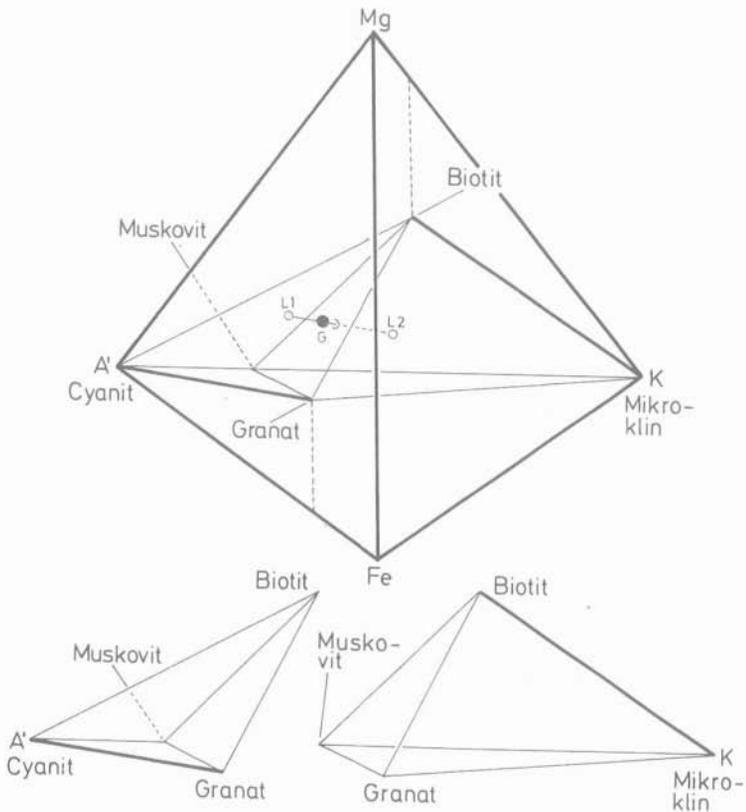


Abb. 2: Erweiterung des A'KF-Dreiecks nach ESKOLA zum A'KFeMg-Tetraeder. Die Projektionspunkte von Granat und Biotit liegen in den entsprechenden Ebenen des Tetraeders und weisen etwa die von PACHER & RIEPL 1978 gefundene Zusammensetzung aus. Die 22 chemischen Analysen von Schiefergneisen-Glimmerschiefern der Koralpe liegen innerhalb der beiden Ebenen Cyanit—Mikroclin—Biotit und Cyanit—Mikroclin—Granat. Zusammensetzungen links der entscheidenden Ebene Granat—Biotit—Muskowit haben den Mineralbestand L₁ mit Muskowit + Biotit + Granat + Cyanit. Zusammensetzungen rechts der Ebene Granat—Biotit—Muskowit haben den Mineralbestand L₂ mit Mikroclin + Muskowit + Biotit + Granat; der Gehalt an Quarz und Plagioklas ist in der Darstellung nicht erfassbar. Feinlagige Gneise haben eine Gesamtzusammensetzung G, die meist knapp über der Ebene Granat—Biotit—Muskowit liegt; diese Gesamtzusammensetzung tritt in den Lagen L₁ und L₂ auseinander. Zur Verdeutlichung ist der Tetraeder-Raum Cyanit—Granat—Mikroclin—Biotit auch gesprengt dargestellt.

Die Projektionspunkte für die meisten chemischen Analysen von Gneisen bis Glimmerschiefern der Koralpe liegen im linken Tetraeder Muskowit-Granat-Biotit-Cyanit, drei Analysen liegen praktisch in der Ebene Muskowit-Granat-Biotit und eine Plattengneisanalyse liegt im rechten Tetraeder Muskowit-Granat-Biotit-Mikroklin, vgl. Abb. 2.

Da die chemischen Analysen in bezug auf einen feinen Lagenbau ein großes Volumen erfassen, stellen sie ein Mittel über diesen Lagenbau dar. Bei gut ausgebildetem Lagenbau zerfällt jeder Projektionspunkt einer Analyse des Gesamtgesteins (G) in zwei Teilpunkte: ein Teilpunkt (L₁) liegt links (über) der Ebene Muskowit-Granat-Biotit entsprechend der Lage (L₁) mit Muskowit-Granat-Biotit-Cyanit, der andere Teilpunkt (L₂) liegt rechts (unter) der Ebene Muskowit-Granat-Biotit entsprechend den Lagen (L₂) mit Mikroklin und etwas Muskowit-Biotit-Granat, vgl. Abb. 2 und Tab. 2. Nähert sich die Gesamtzusammensetzung ohne deutlichen Lagenbau der Ebene Muskowit-Granat-Biotit, so entstehen Cyanit-arme bis Cyanit-freie Gneise, so wie das bei den Plagioklasgneisen der Koralpe der Fall ist. Plagioklas ist in Abb. 2 nicht darstellbar. Im Sinne der Almandin-Cyanit-Muskowit-Subfazies (vgl. aber WINKLER 1976) bedeutet diese Paragenese bei Drucken von über 5 Kb Temperaturen um 560° C, WINKLER 1967: 176ff.

Hinsichtlich des Ausgangsmaterials für die Gneise der Koralpe scheint doch ein feingeschichtetes Sediment vorgelegen zu sein, vgl. aber PLATEN & HÖLLER 1966. Jedenfalls ist es möglich, nicht nur das Mittel, sondern auch die gesamte Variationsbreite der Gneise und Glimmerschiefer aus entsprechenden Mineralien des Verwitterungszyklus zusammensetzen, HERITSCH 1978 d. Auch der Lagenbau der Plattengneise ist so zu erklären.

Folgende Möglichkeit wird im Hinblick auf unsere heutigen Kenntnisse zur Diskussion gestellt: Als Ausgangsmaterial liegt ein feinschichtiges Sediment vor, das schon von seiner sedimentären Anlage her Schichten von Illit, Chlorit, Vermiculit, Erz, Kaolinit, Quarz und etwas Plagioklas (L₁) und Schichten mit Plagioklas, Kalifeldspat, Quarz und etwas Illit (L₂) aufweist, vgl. Tab. 3. Aus den Schieferen mit Paramorphosen von Cyanit nach Andalusit kann geschlossen werden, daß zunächst eine Metamorphose unter verhältnismäßig niederen Drucken stattgefunden hat, entsprechend etwa der Quarz-Andalusit-Plagioklas-Chlorit-Subfazies oder der Andalusit-Cordierit-Muskowit-Subfazies des Abukuma-Typs, WINKLER 1967. Hier kann man annehmen, daß es zur Sammelkristallisation innerhalb der einzelnen Schichten kommen konnte; das führte einerseits zur Ausbildung großer Andalusitkristalle innerhalb der Schichten mit reichlich Kaolinit (L₁) oder auch in Quarz-Kaolinit-Schichten; andererseits kam es in Schichten mit reichlich Kalifeldspat- und Plagioklaseinstreuungen (L₂) zur Entstehung von Augen dieser beiden Mineralien. Die Sammelkristallisation erreichte dabei auch pegmatitischen Charakter. Wesentlich ist, daß hierbei nicht an eine Stoffzufuhr gedacht werden muß. Vielleicht könnte man so diesen Vorgang der Sammelkristallisation mit dem von BECK-MANNAGETTA 1967 vorgeschlagenen Begriff der „venoiden Feldspatung“ in Verbindung bringen und damit eine neue Deutung geben.

Im Rahmen einer weiteren Steigerung der Metamorphosebedingungen gelangt der Gesteinskomplex unter die Bedingungen der Almandin-Cyanit-Muskowit-Subfazies, die nicht nur die Umwandlung des Andalusits in Cyanit bewirkt, sondern überhaupt den jetzigen Mineralbestand der Gneise bis Glimmerschiefer erzeugt. Im Zuge dieser Metamorphose werden die Augenbildungen in manchen Gneisen ausgewalzt, wodurch die hellen Lagen der Plattengneise entstehen, helle Lagen, die eben keiner anatektischen Schmelze in ihrer chemischen Zusammensetzung entsprechen,

HERITSCH 1964, PLATEN & HÖLLER 1966, PACHER & RIEPL 1978. An den Schluß dieser Metamorphose sind jene Reaktionen zu stellen, die man an manchen Cyanitparamorphosen ablesen kann Reaktionssäume von Albit zwischen Quarz und Cyanit und Muskowitbildung als Umhüllung von Cyanitparamorphosen.

In diesem Zusammenhang ist darauf hinzuweisen, daß es gelungen ist, ein feingeschichtetes Sediment zu finden, das zwar genetisch offenbar nicht direkt vergleichbar ist, aber hinsichtlich des beschriebenen Lagenbaus analoges Verhalten zeigt. Es handelt sich um einen feingeschichteten Tuffit aus einer 350 bis 400 m mächtigen vulkanoklastischen Schichtfolge vom Rechberg bei Frohnleiten, also aus dem Grazer Paläozoikum. Hier wechseln tuffitische Lagen mit vorwiegend tonigen Lagen ab. Chemische Analysen der einzelnen Lagen lassen sich auf den Mineralbestand der Koralpenmetamorphose berechnen. Die tuffitischen Lagen geben dann den Mineralbestand Granat + Muskowit + Biolit + Disthen, die tonigen Lagen jedoch den Mineralbestand Mikroklin + Granat + Biolit + Muskowit, HERITSCH 1980 a; damit ist die Parallele zum Plattengneis gegeben und die oben angeführte genetische Deutung als sedimentär zumindest angelegter Lagenbau unterstützt. Eine Untersuchung des K-Na-Feldspates (Or 80) eines großen Auges aus dem Plattengneis von Gams ergab einen Perthit mit kohärenten und nichtkohärenten Na-reichen Entmischungslamellen nach (501). Dies ergibt für einen angenommenen Druck von 8 — 10 Kb, daß ein einheitlicher Ka-Na-Feldspat von über 600° C abgekühlt wurde, HERITSCH 1980 b.

Eklogitamphibolit und Amphibolit, Gabbro und Metagabbro

Jede Analyse der Genese dieser schwierig zu deutenden Gesteine muß vor allem ihr geologisches Auftreten berücksichtigen.

KIESLINGER 1928: VII: 403ff. berichtet ausführlich über das geologische Auftreten der Eklogitamphibolite und Amphibolite. Gesteinskörper größeren Umfangs bilden plattenförmige Lager in den umgebenden Gneisen und Schiefen, kleine Körper hingegen haben Linsenform. Eine Verfingung in die Nachbargesteine wird beobachtet, jedoch niemals ein Quergreifen. Auffallend sind dünne Schichtblätter, die sich oft sehr weit, mehrere Kilometer, bei Mächtigkeiten von wenigen Metern in die Nachbargesteine hinein erstrecken, BECK-MANNAGETTA 1961: 440. Es liegt daher nahe, bei großen Stockformen an ursprüngliche Gabbrokörper, bei den wenig mächtigen Eklogitamphibolitplatten an Deckenergüsse oder tuffige Bildungen als Ausgangsmaterial zu denken (vgl. auch BECK-MANNAGETTA 1961).

Ebenfalls sind nach KIESLINGER 1928 im wesentlichen „die sogenannten Eklogite und Amphibolite des Koralpengebietes ein und dasselbe Gestein“. Der Haupttypus ist der körnige Eklogitamphibolit. Eklogit im engeren Sinn (Omphazit und Granat) gibt es nur in unbedeutenden Schlieren. Der Haupttypus enthält immer noch Hornblende und Mineralien der Zoisitgruppe sowie Accessorien und Quarz. Von diesem Haupttypus gibt es durch Amphibolitisierung sämtliche Übergänge bis zu den Amphiboliten bzw. Amphibolschiefen.

KIESLINGER (und nach ihm viele Autoren) wollten durch diese Nomenklatur ausdrücken, daß der Eklogitamphibolit zwischen Eklogit (Omphazit + Granat) und dem Amphibolit oder Amphibolschiefer steht und daß in der Koralpe beobachtbar alle Übergänge zwischen Eklogitamphibolit und Amphibolit (Amphibolschiefer) auftreten. Da man heute wohl allgemein unter Amphibolit einen kristallinen Schiefer

mit den Hauptgemengteilen Amphibol und Plagioklas versteht, könnte in Zukunft der Begriff des „Eklogitamphibolites“ durch „Hornblende- und Zoisitführender Eklogit“ ersetzt werden.

Gabbro, und zwar aus dem Sulmtal bei Schwanberg (wahrscheinlich aus Geröllen der Sulm) ist erstmalig von WEBER 1941 petrographisch bearbeitet worden. Spätere Untersuchungen (zusammenfassend HERITSCH 1973) stützten sich zunächst auf Gabbromaterial des Blockschuttes von Schwanberg (A. WINKLER 1966 mit älterer Literatur). Derselbe Blockschutt lieferte auch ein Gestein, das nach KIESLINGER 1928 als Diallageklogit bezeichnet wurde (vgl. auch WIESENER 1935) und das auch in dem Fundpunkt Hohl auftritt (KIESLINGER 1928, KÜMEL 1937). HERITSCH z. B. 1973 konnte zeigen, daß in den bei Lenzbauer (Gressenberg) auftretenden Blöcken Stücke gefunden werden können, die in einer Grenzzone von nur wenigen Zentimetern den Übergang von Gabbro zu „Diallageklogit“ erkennen lassen und wählte für den umgewandelten Gabbro den Namen Metagabbro. BECK-MANNAGETTA 1977 fand nun an der Lokalität Bären bei Schwanberg einen mächtigen Felsen von anstehendem Gabbro und die daraus abzuleitenden Metagabbros, HERITSCH 1978 c.

Zusammenfassend ist also festzustellen: Gabbro geht auf kurze Distanz in Metagabbro (Bären, Gressenberg) über; außerdem ist aber die Basis des Metagabbros von Hohl gewöhnlicher Eklogitamphibolit, der erst in einer Höhe von etwa 20 m in Metagabbro übergeht. Aufgrund des geologischen Auftretens der Eklogitamphibolite ist eine Einlagerung des basaltischen Ausgangsmaterials in ein sandig toniges Sediment und gleichzeitige Metamorphose von Sediment zu Gneis und von Basaltmaterial zu Eklogitamphibolit anzunehmen (KIESLINGER 1928: VII, BECK-MANNAGETTA 1961). Aufgrund des innigen Verbandes von Eklogitamphibolit und Metagabbro ist weiterhin anzunehmen, daß auch der Metagabbro seine letzte Prägung gemeinsam mit den Gneisen und Eklogitamphiboliten erhalten hat. Ein weiteres Vorkommen auf dem Rosenkogel bei Stainz (POSTL 1976a) zeigt ebenfalls den Übergang von Gabbro zu Metagabbro und die Vergesellschaftung mit Eklogitamphibolit. Die schlechten Aufschlußverhältnisse ermöglichen jedoch nicht eine direkte Beobachtung einer Berührung von Metagabbro und Eklogitamphibolit.

Eklogitamphibolit (= Hornblende- und Zoisit-führender Eklogit)

Der Mineralbestand variiert etwas, wie aus Tab. 5 ersichtlich ist. Der Fundpunkt Fürpaß deutet schon auf einen Übergang zu einem Hornblende-Zoisit-Schiefer („Zoisitamphibolit“).

	Hohl	Mauthnereck	Fürpaß
Omphazit + Symplektit	32	43	25
Granat	27	19	5
Hornblende	27	24	45
Zoisit	7	2	18
Quarz	6	11	6
Accessorien	1	1	1

Tab. 5: Mineralbestände von Eklogit-Amphiboliten (=Hornblende und zoisitführender Eklogit).

Zu den Mineralien der Eklogitamphibolite ist zu bemerken:

Von Omphazit liegen chemische Vollanalysen mit Trennung von FeO und Fe₂O₃ von den Fundpunkten Hohl (HERITSCH & WITTMANN 1969, HERITSCH 1973) und Stingl (POSTL 1976 a) vor; quantitative Mikrosondenanalysen sind von den Fundpunkten

Zur Benennung dieser Hornblenden nach dem Nomenklaturvorschlag von LEAKE z. B. 1978 ist eine Trennung von Fe^{2+} und Fe^{3+} notwendig, so daß hier nur die entsprechenden Vollanalysen herangezogen werden können. Das ergibt folgende Benennung, wobei auch Hornblenden von der Saualpe zum Vergleich einbezogen sind:

Tschermakitische Hornblende: Mauthnereck, Gradischberg, Schindler, Unterlaufenegg, Kupplerbrunn.

Pargasitische Hornblende: Strametz (allerdings knapp an der Grenze zur Tschermakitischen Hornblende), Saualpe, Gertrusk.

LEAKE z. B. 1978 schlägt vor, den früher für solche Hornblenden üblichen Namen „Karinthin“ zu streichen, weshalb dieser in der regionalen Literatur so bequem zu verwendende Name durch zwei Namen zu ersetzen sein wird. Es ist außerdem zu erwähnen, daß gerade an einer Pargasitischen Hornblende (Karinthin) von Gertrusk erstmalig die Besetzung der Position A nachgewiesen und festgestellt worden ist, daß in der Fourieranalyse die Peakhöhe von A gegenüber der chemischen Analyse zu klein ist und daß eine statistische Besetzung auf einer vierzähligen Lage um A diesen Effekt erklären kann (HERITSCH 1953: 245, HERITSCH et al. 1956). Dieser Gedanke wurde auch in neueren Strukturbestimmungen von Hornblenden — man möchte fast sagen selbstverständlich — ohne Zitat der ersten Arbeiten darüber aufgegriffen und verwendet (HAWTHORNE & GRUNDY 1977, HAWTHORNE 1978: Fig. 1).

Weiter kommen in den Eklogitamphiboliten Zoisit, Pseudozoisit sowie Klinozoisit vor (vgl. etwa HERITSCH 1973). RICHTER 1973 konnte mit Mikrosondenanalysen zeigen, daß erwartungsgemäß Zoisit eisenärmer sind als Klinozoisite. Die Accessorien Apatit, Rutil, Titanit, Pyrit seien nur erwähnt, wobei auf Vollständigkeit kein Gewicht gelegt wird.

Zu den chemischen Gesteinsanalysen von Eklogitamphiboliten ist zu bemerken: Von den Fundpunkten Mauthnereck (KIESLINGER 1928), Hohl und Fürpaß (HERITSCH & WITTMANN 1969, HERITSCH 1973) sind Vollanalysen veröffentlicht worden und RICHTER 1973 bringt von mehreren Fundpunkten Mikrosondenanalysen. Die Niggli-Werte aller dieser Analysen führen zu gabbroiden bis pyroxen-gabbroiden Magmentypen, BURRI 1959: 95. Im vereinfachten Basalttetraeder nach YODER & TILLEY 1962 liegen die Projektionspunkte mehr oder minder knapp an der kritischen Ebene der SiO_2 -Untersättigung im Teiltetraeder Di-Ab-Fo-En, drei Proben enthalten normativ sehr wenig, nämlich 0,5 bis 0,8 Ne und liegen somit auf der anderen Seite der kritischen Ebene im Teiltetraeder Di-Ab-Fo-Ne, vgl. Abb. 3. Das entspricht der üblichen Ansicht, daß die Eklogitamphibolite von einem basischen Magmatismus abzuleiten sind. Wie oben ausgeführt erscheint es unwahrscheinlich, daß alle Eklogitamphibolite von Gabbros abzuleiten sind, wie das für die Metagabbros beobachtbar ist, man wird auch an Basalergüsse und eventuell Tuffe und Tuffite denken müssen (KIESLINGER 1928, BECK-MANNAGETTA 1961). Bemerkenswert erscheint auch der regional konstante ungewöhnlich niedere Gehalt an K_2O , der auch bei anderen ostalpinen eklogitischen Gesteinen beobachtet wurde.

Granat, Omphazit und Hornblende (Karinthin) stehen in einem Gleichgewicht, an dem auch Quarz und Zoisit teilhaben. Es ist aber nicht möglich, aus der bekannten Granat- und Omphazitzusammensetzung der Eklogitamphibolite einen Eklogit zu berechnen, der nur aus diesem Granat und diesem Omphazit besteht. Natürlich läßt sich nach GREEN 1967 aus den Eklogitamphibolit-Analysen eine Eklogit-Norm berechnen (Granat + Klinopyroxen + Quarz + Accessorien), die aber chemisch anders zusammengesetzte Klinopyroxene und Granate erfordert.

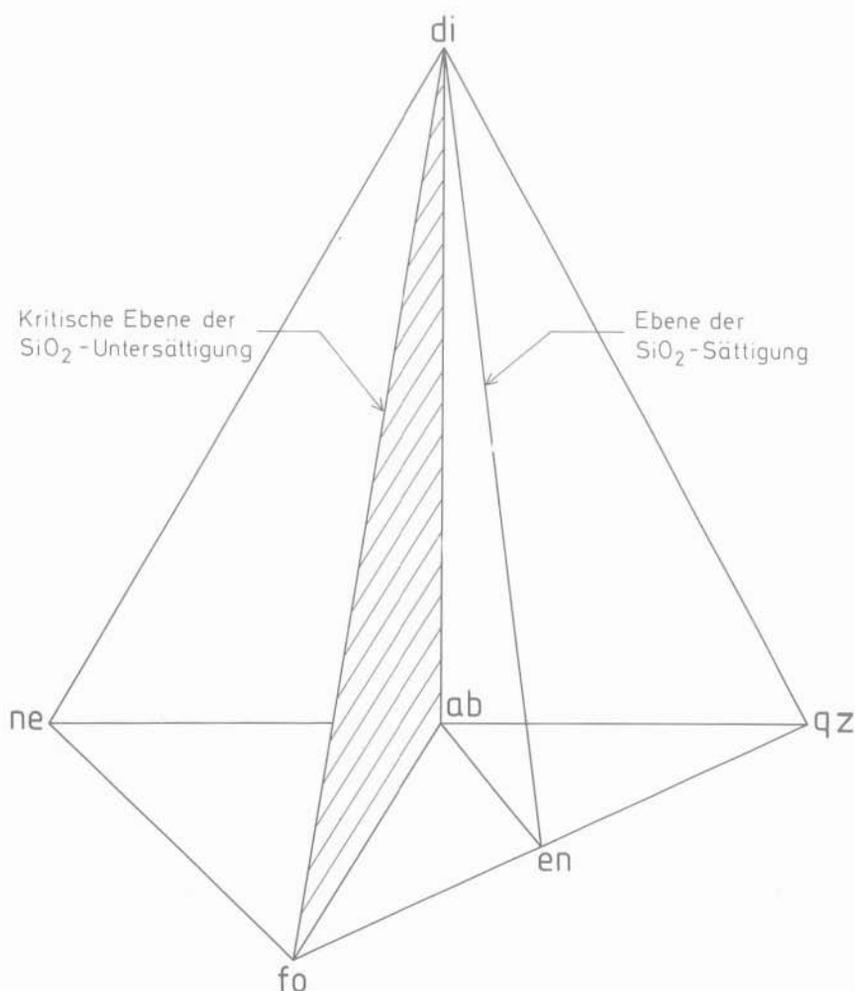


Abb. 3: Vereinfachtes, eisenfreies Basalttetraeder nach YODER & TILLEY 1962: 350. Es bedeutet di — Diopsid, ne — Nephelin, ab — Albit, qz — Quarz, en — Enstatit, fo — Forsterit. Fast alle Eklogitamphibolite der Koralpe liegen im Teiltetraeder di—ab—fo—en— nahe der kritischen Ebene der SiO_2 -Untersättigung, nur drei Proben liegen ganz knapp links in dieser kritischen Ebene im Teiltetraeder di—ab—fo—ne. Die Gabbros und einige Metagabbros liegen im Teiltetraeder di—ab—fo—en, zwei Metagabbros liegen im Teiltetraeder di—ab—en—qz.

Gabbro und Metagabbro

Drei naßchemische Vollanalysen von gut erhaltenen Gabbros, HERITSCH & BOSSERT 1969, HERITSCH 1973, 1978 c, vgl. Tab. 6 und 7, liefern Niggliwerte für einen gabbroiden bis pyroxengabbroiden Magmatyp nach BURRI 1959. Im vereinfachten Basalttetraeder nach YODER & TILLEY 1962 liegen diese Gesteine im Teiltetraeder Di—Ab—Fo—En, vgl. Abb. 3. Hervorzuheben ist das normative Auftreten von Olivin und daß die drei Analysen in dem System An—Di—Fo nach OSBORN & TAIT 1952 nahe dem

Punkt des angenäherten Eutektikums (bei einer Atmosphäre 1270° C) liegen. Einer sicher gegebenen Variationsbreite, etwa zu plagioklasreichen Typen ist noch nicht weiter nachgegangen worden. Bemerkenswert ist auch, wie bei den Eklogitamphiboliten, der extrem niedrige K₂O-Wert mit 0,03 bis 0,10 Prozent. Der Mineralbestand der Gabbros ist aus der Tab. 6 a zu ersehen. Da makroskopisch die Plagioklase sehr hellgrau und die Pyroxene sehr dunkelbraun bis schwarz gefärbt sind, entsteht ein gesprenkelter Eindruck.

Normativer Mineralbestand (Mittel aus drei chemischen Analysen)		Modaler Mineralbestand in Gewichtsprozenten	
Or	0,4	Plagioklas	40—45 An 72—74
Ab	15,8	Klinopyroxen	40—45
An	36,8	Orthopyroxen	9—12
Di	31,6	Spinell	1—4
Hy	5,1	Erz	1—2
Ol	6,7		
Mt	2,8		
Il	0,7		
Ap	0,1		

Tab. 6a: Mineralbestände von Gabbro von Gressenberg und Bärenfen

	Gressenberg		Hohl		
Hellgrüner Diopsid	40	14	63	26	35
Granat	20	14	25	11	5
Hornblende	10	38	—	—	—
Zoisit	17	24	5	32	30
Disthen	8	3	3	14	21
Quarz	4	7	3	14	7
Erz, Apatit	1	—	1	3	2

Tab. 6b: Mineralbestände von Metagabbro von Gressenberg und Hohl in Gewichtsprozenten

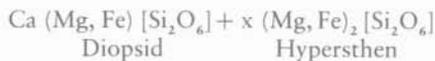
	Gabbro weiß, schwarz gefleckt	Metagabbro grün, rot, weiß gefleckt	amphibolführender Metagabbro grün, rot, weiß gefleckt, mit Säumen schwarzgrüner Hornblende um Diopsid
SiO ₂	49,42	48,91	49,10
TiO ₂	0,39	0,36	0,36
Al ₂ O ₃	16,28	16,34	15,81
Fe ₂ O ₃	1,78	2,96	3,48
FeO	4,06	2,95	2,37
MnO	0,12	0,12	0,12
MgO	10,66	10,28	10,10
CaO	14,43	14,88	14,37
Na ₂ O	2,06	1,98	2,74
K ₂ O	0,10	0,04	0,09
P ₂ O ₅	0,05	0,03	0,03
H ₂ O ⁺	0,84	1,11	1,00
H ₂ O ⁻	0,11	0,15	0,12
	100,30	100,11	99,69

Tab. 7: Chemische Analysen aus einer Übergangszone von Gabbro über Metagabbro zu amphibolführendem Metagabbro: die Übergangszone ist nur 12 cm mächtig. Fundpunkt Bärenfen, westlich Schwanberg, Koralpe, Steiermark. Die Textur des Gabbro bleibt im Metagabbro erhalten (HERITSCH 1978 c).

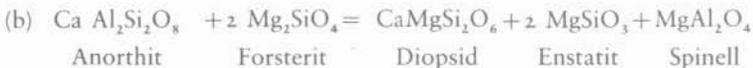
Plagioklas ist Tiefplagioklas oder nahe Tiefplagioklas und meist durch starke mechanische Beanspruchung undulös auslöschend. In günstigen Proben konnte trotzdem an den häufig auftretenden Zwillingstöcken aus drei Individuen das Karlsbad-, Albit- und Albitkarlsbadgesetz bestimmt werden, wobei zwei große Individuen nach dem Albitkarlsbadgesetz verzwillingt sind und schmale Lamellen nach dem Albitgesetz aufscheinen. Nach der Einteilung von GORAI 1951: 888 handelt es sich um C-Zwillinge, die typisch für Plagioklase plutonischer aber auch vulkanischer Gesteine sind.

Klinopyroxen tritt in großen Körnern mit deutlichen Entmischungslamellen parallel (100) und paralleler Orientierung der kristallographischen Y- und Z-Achsen der Klinopyroxene und Orthopyroxene auf, ein Ergebnis, das wegen des geringen Fs-Gehaltes zu erwarten ist, HERITSCH 1973. Aus der Größe der Gitterkonstanten, aus den optischen Daten und aus Mikrosondenuntersuchungen kann der Orthopyroxen mit En_{70} bis En_{74} , bei geringem Al- und Ca-Gehalt abgeschätzt werden. HERITSCH 1973 schlägt daher folgende Deutung vor:

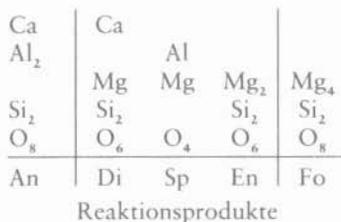
Ein zunächst bei hoher Temperatur einheitlicher Magnesium-reicher Klinopyroxen zerfällt bei Abkühlung in ein cpx-Individuum mit $Wo_{45} En_{43} Fe_{12}$ und opx-Lamellen mit En_{70} bis En_{74} . Hauptkristall und Lamellen ergeben einen Verteilungskoeffizienten $K_D = 0,53$ für Magnesium, was auf höheren Druck schließen läßt, KRETZ 1961, 1963, ATKINS 1969. In der Darstellung vereinfachter Formeln ist das



Koronabildungen bestehen aus einer Kernpartie von Orthopyroxenkristallen (En_{70}) mit einer Randzone aus diopsidischen Augit; in diesem sind dünne Schläuche von hellgrünem Spinell (40% Al_2FeO_4 , also Pleonast) eingelagert. Es handelt sich damit um die bekannte Reaktion zwischen Anorthit und Olivin, der anders als im Metagabbro des Utschgrabens bei Bruck a. d. Mur nicht mehr erhalten geblieben ist.



Diese trockene Reaktion läuft in Experimenten (KUSHIRO & YODER 1966) bei hohem Druck von 7 bis 9 Kb und über 1000° C ab. Es läßt sich diese Reaktion auch in einem räumlichen Schema darstellen:

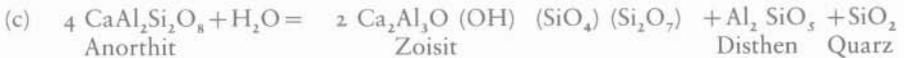


Durch die beiden trockenen Reaktionen (a) und (b) ist im Gabbro der Koralle der beobachtete Zustand erreicht.

Es konnte zunächst einmal ein Fund des Überganges im Bereich von wenigen Zentimetern von Gabbro (schwarz und weiß gefleckt) in ein Granat + Klinopyroxen + Zoisit + Disthen-Gestein (= Metagabbro, rot, grün und weiß gefleckt) aus dem Blockfeld Gressenberg gefunden und bearbeitet werden, HERITSCH 1965, 1973, HERITSCH & BOSSERT 1969. Weitere Funde folgten und ergaben dann die Gleichheit solcher Metagabbros mit dem Gestein des Fundpunktes Hohl. Schließlich ist BECK-MANNAGETTA 1977 der Fund eines mächtigen Stockes von Gabbro, ebenfalls mit Übergängen zu Metagabbro in der Örtlichkeit Bäröfen bei Schwanberg zu verdanken.

Eine detaillierte Untersuchung (HERITSCH & BOSSERT 1969, HERITSCH 1973, 1978c) ergab folgendes:

1. Vorweg ist festzustellen, daß Gabbro und Metagabbro innerhalb der Analysenfehler dieselbe chemische Zusammensetzung haben, wie in der Tab. 7 ausgewiesen wird. Alle folgenden Umwandlungen spielen sich also isochemisch ab. Durch die fortschreitende Umkristallisierung wird das Gefüge nicht geändert, das heißt die Form der Flecken bleibt erhalten, nur ihre Farbe ändert sich, so daß die Umkristallisierung ohne gleichzeitige oder folgende Durchbewegung vor sich gegangen ist.
2. In der Übergangszone beginnen im Plagioklas nadelförmige Zoisite zu wachsen, ihre Menge wird immer reichlicher, und wenige Zentimeter weiter wird der gesamte Plagioklas durch ein feinkörniges, optisch nicht auflösbares Gemenge von Zoisit + Disthen + Quarz ersetzt (Nachweis: Diffraktometer, Mikrosonde). Die Umwandlung erfordert den Zutritt von Wasser nach der Gleichung:

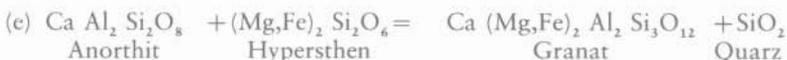


3. Der Albitanteil des Plagioklases geht in den sich neu bildenden Klinopyroxen ein. Dieser apfelgrüne Klinopyroxen ist wesentlich ärmer an Jadeit, weshalb er nicht mehr als Omphazit, sondern als Na-hältiger Diopsid zu bezeichnen ist, HERITSCH 1973. Formelmäßig bedeutet das:

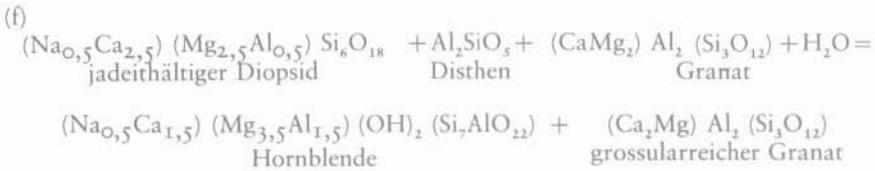


mit etwa $x = 0,2$. Der Diopsid stammt natürlich aus dem Diopsidanteil des ursprünglichen, schwarzen Klinopyroxen des Gabbro.

4. Der rote Granat ist wesentlich Pyrop-reicher (Py 39—45) und Almandin-ärmer (Alm 29—35), als der Granat der Eklogitamphibolite, liegt aber immer noch im Feld der Granate aus Linsen und Bändern in Migmatit- und Gneisgebieten. Die Bildung des Granates erfolgt nach der Gleichung:



5. In weiterer Folge wird eine Reaktion eingeleitet, die im wesentlichen die Umwandlung von Klinopyroxen in Amphibol bewirkt, wobei aber auch andere Phasen beitragen. Eine sicher schon sehr stark vereinfachte formelmäßige Darstellung ist folgende:



Die angeführten Reaktionen sind natürlich sehr schematisiert; eine detaillierte Darstellung naturnäherer Reaktionen für die geschilderten Umwandlungen findet man bei HERITSCH 1973: 253. Daneben ist hervorzuheben, daß nur geringe Stoffwanderungen im beschränkten Bereich von Millimetern notwendig sind.

Es sei das Wesentliche dieser Umwandlung noch einmal hervorgehoben:

In einem Gabbro mit Labradorit, Klinopyroxen und Olivin entstehen durch Abkühlung möglicherweise unter höheren Druckbedingungen in trocken ablaufenden Reaktionen im Klinopyroxen durch Entmischung Orthopyroxenlamellen (a) und der Olivin reagiert mit dem Anorthitanteil des Plagioklases zu Orthopyroxen + Diopsid + Spinell (b).

Alle weiteren Reaktionen laufen nun so ab, daß innerhalb weniger Zentimeter zwar die chemische Pauschalzusammensetzung gleich bleibt, der Mineralbestand sich aber komplett ändert. Bei den herrschenden hohen Drucken und hohen Temperaturen ist es völlig ausgeschlossen, daß Unterschiede in diesen beiden Parametern im Bereich von wenigen Zentimetern möglich sind. Es bleibt daher zur Deutung offensichtlich nur übrig, daß diffuser Wasserzutritt die Reaktionen auslöst, umso mehr als für die Bildung von Zoisit (c) Wasser in die Reaktion eintreten muß; für die anderen Reaktionen ist Wasser Katalysator. Dies wird auch dadurch belegt, daß die Reaktionen von den Intergranularen aus im Dünnschliff sichtbar angreifen. Dort wo kein Wasser Zutritt, erfolgt keine Reaktion. Bei weiterem Wasserzutritt beginnt auch die Reaktion (f) abzulaufen, die wieder von Intergranularen aus die Hornblendebildung in Gang bringt.

In dieselbe Richtung weisen kleine, jetzt mit Quarzkörnern erfüllte Gänge, von denen aus folgende Zonen beobachtet werden können: Unmittelbar am Gang grüne Klinopyroxene, von dunklen Hornblenden umrandet + roter Granat + Zoisit + Disthen + Quarz; die nächste Zone besteht aus grünem Klinopyroxen + rotem Granat + Zoisit + Disthen + Quarz; darauf folgt Gabbro mit weißem Plagioklas und schwarzem Pyroxen. Vom Quarzgang bis zum Gabbro ist der Zonenbereich 10 bis 15 cm. Es ist keine Frage, daß von dem kleinen Gang aus Wasser in das Gestein diffundiert ist und eben nicht mehr bis zum erhaltenen Gabbro vorgedrungen ist.

Die durch die Wasserzufuhr entstehenden Verhältnisse können in einem A-C-F-H₂O-Tetraeder verfolgt werden, HERITSCH 1973.

Abb. 4: In einem A-C-F-Dreieck sind die wasserfreien Komponenten des Gabbros eingetragen. Alle chemischen Vollanalysen (HERITSCH 1973, 1978 c) liegen innerhalb der Komponenten Anorthit, Diopsid, Hypersthen (bzw. bei SiO₂-Untersättigung Olivin und Spinell). Die Lage der chemischen Analysen nach RICHTER 1973 ist wegen der mangelnden Trennung von FeO und Fe₂O₃ nur ungefähr anzugeben, sie liegen aber auch innerhalb der Komponenten Anorthit + Diopsid + Hypersthen.

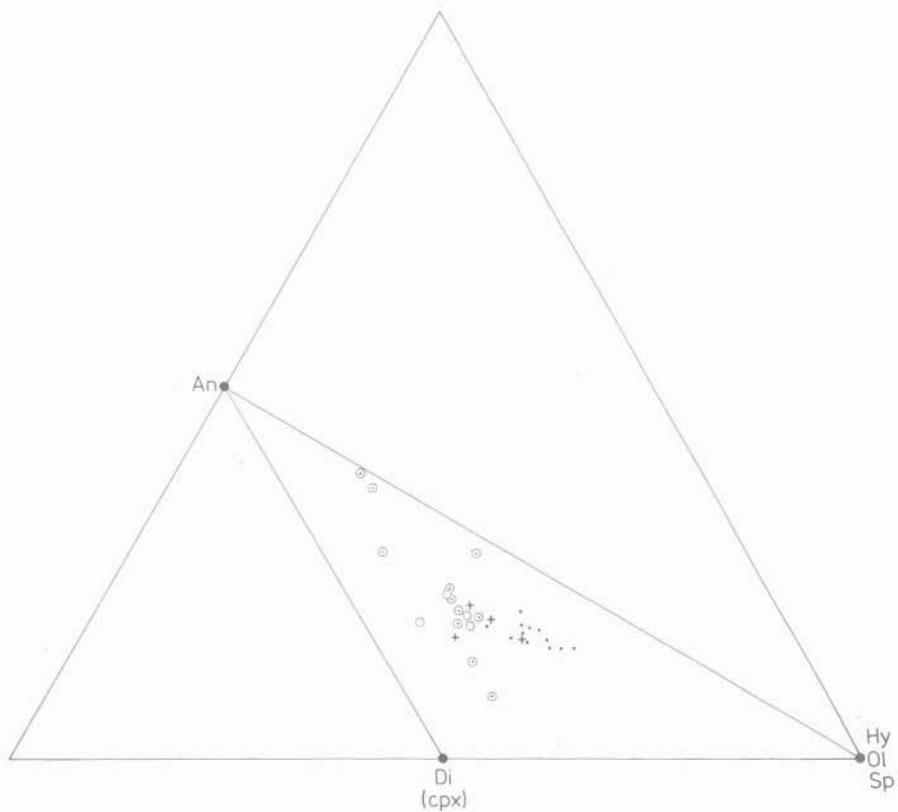


Abb. 4: Diagramm A-C-F für die Komponenten von Gabbro. Es bedeutet An — Anorthit, Di — Diopsid, bzw. Diopsidanteil eines Klinopyroxens, Hy — Hypersthene (Ol — Olivin, Sp — Spinell bei SiO_2 -Untersättigung), kleiner Kreis — Gabbro, kleiner Kreis mit Punkt — Metagabbro, kleines Kreuz — Egklogitamphibolit, HERITSCH 1963 b, 1973, 1978 c; kleine Punkte — Eklogitamphibolit nach RICHTER 1973, ausgefüllte Quadrate — Grossular führende Gesteine, HERITSCH 1979 (vgl. Abb. 5).

Abb. 5: Für eine echte wasserfreie Eklogitparagenese bei hohem Druck und bei hoher Temperatur müßte man das A-C-F-Dreieck nach YODER & TILLEY 1962: 473 benutzen. Dieses Dreieck unterscheidet sich von Abb. 5 nur durch das Fehlen der Verbindungslinien An—Di. Danach müßten die eklogitischen Gesteine der Korralpe folgende Mineralkombinationen zeigen:

Diopsid (= Omphazit, da der Na-Anteil der Klinopyroxene in dieser Projektion nicht darstellbar ist) + Granat; Diopsid + Granat + Disthen; besonders interessant ist, daß links der Verbindungslinie Di—Ky die Paragenese Diopsid + Grossular + Disthen auftreten müßte. Diese Paragenese wird nun nicht beobachtet. Daher ist es notwendig, eine Verbindungslinie An—Di einzuführen, wodurch niedrigerer Druck gilt, entsprechend der steigenden Druck bedeutenden Reihe granulite facies — transitional — eclogite facies, YODER & TILLEY 1962: 513. Damit sind die Eklogite der Korralpe keine echten Eklogite, sondern stehen in ihren Bildungsbedingungen

zwischen Granulit und Eklogit. Außerdem ist eine Erweiterung zu einem Tetraeder mit der Spitze H_2O notwendig, da erst damit wasserhältige Phasen darstellbar werden.

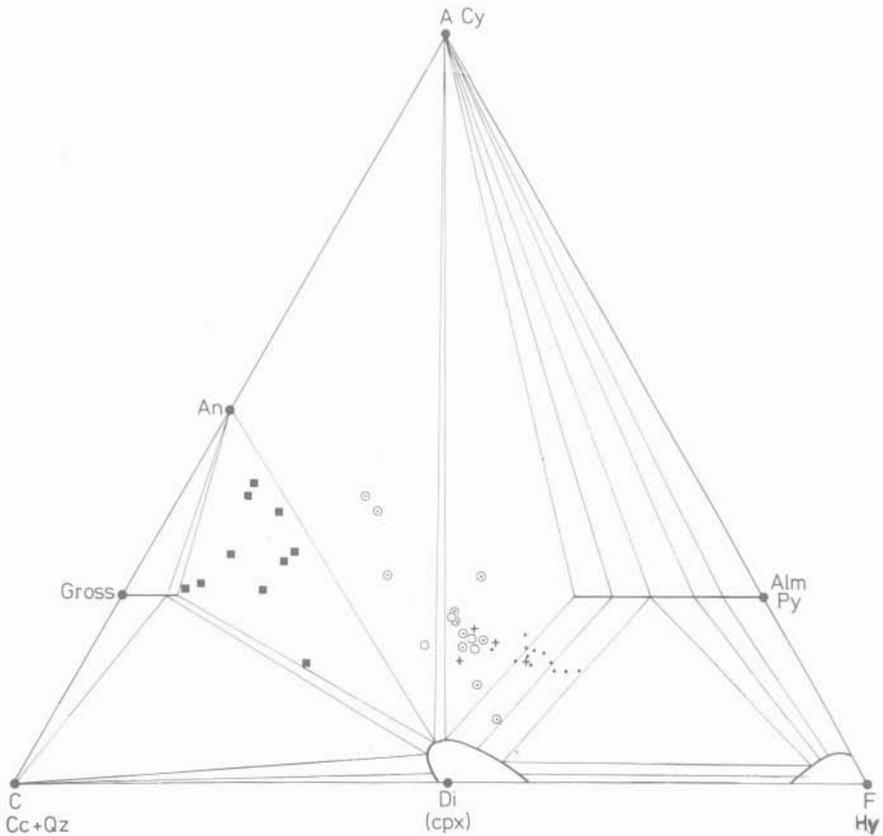


Abb. 5: Diagramm A-C-F für Paragenesen im Übergang (transitional) zwischen Granulit (granulite-facies) und Eklogit (eclogite-facies) nach YODER & TILLEY 1962: 513. Es bedeutet Cy — Disthen, Alm — Almandin, Py — Pyrop, Hy — Hypersthen, Di — Diopsid, Cpx — Klinopyroxen, Cc — Calcit, Qz — Quarz, Gross — Grossular, An — Anorthit. Signaturen für die Gesteine wie in Abb. 4. Zur Erklärung der in der Natur erscheinenden Paragenesen ist das Dreieck der Abb. 5 zu einem Tetraeder mit der Spitze H_2O zu erweitern, vgl. Abb. 6, 7, 8.

Abb. 6: zeigt, daß bei Wasserzutritt auch für die gerade erwähnten Zusammensetzungen links der Verbindungslinie Di—Cy Grossular nicht entsteht, da die Zusammensetzung in das Teiltetraeder Anorthit-Zoisit-Disthen-Diopsid eintritt und somit die oben unter (c) angeführte Reaktion (Beginn der Umwandlung Gabbro—Metagabbro) darstellt.

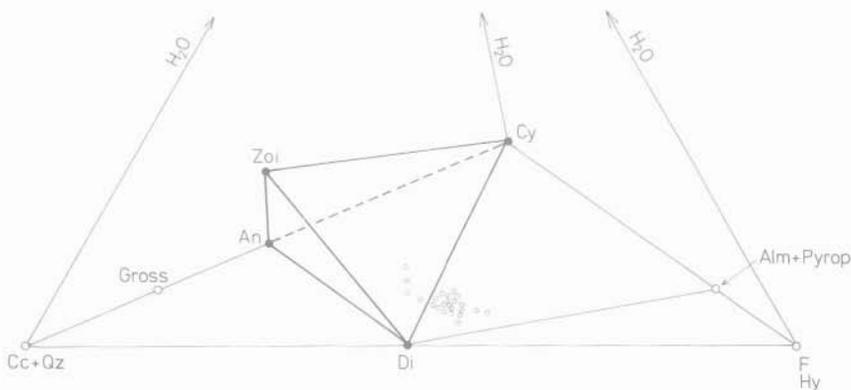


Abb. 6: Im Tetraeder A-C-F-H₂O besteht ein Teiltetraeder Anorthit — Diopsid — Disthen — Zoisit, in das bei geringem Wasserzutritt die vier Gesteinszusammensetzungen links der Verbindungslinie Diopsid — Disthen (vgl. Abb. 5) eintreten. In der Natur entspricht das dem Beginn der Umwandlung von Gabbro in Metagabbro. Zoi bedeutet Mineral der Zoisitgruppe; übrige Signaturen wie in Abb. 4 und 5.

Abb. 7: Alle Zusammensetzungen, d. h. auch die rechts der Verbindungslinie Cy—Di treten in das Teiltetraeder Diopsid — Almandin + Pyrop — Zoisit — Disthen, womit die Reaktionen (c) und (d) dargestellt sind und der Zustand vieler Metagabbros erreicht ist, da auch noch Reaktion (e) abläuft, vgl. HERITSCH 1973: 244.

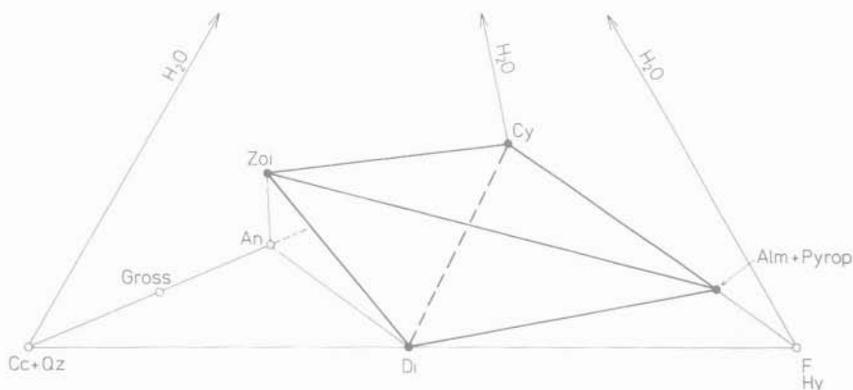


Abb. 7: Im Tetraeder A-C-F-H₂O besteht das Teiltetraeder Diopsid — Almandin + Pyrop — Disthen — Zoisit, in das bei weiterer Wasserzufuhr alle Gesteinszusammensetzungen eintreten und damit als Metagabbro vorliegen. Signaturen wie in Abb. 4, 5, 6.

Abb. 8: Bei noch weiterem Wasserzutritt gehen alle Zusammensetzungen in das Teiltetraeder Diopsid — Almandin + Pyrop — Zoisit — Hornblende. Den Beginn dieser Reaktion zeigen jene Metagabbrotypen, bei denen die hellgrünen Klinopyroxene nach der oben angeführten Reaktion (f) einen Saum von dunkelgrüner Hornblende zeigen. In den Eklogitamphiboliten ist diese Reaktion völlig abgelaufen

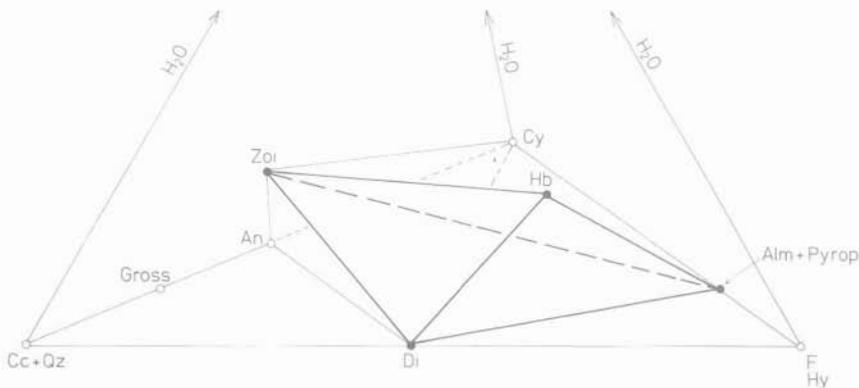


Abb. 8: Im Tetraeder A-C-F-H₂O besteht ein Teiltetraeder Diopsid — Almandin + Pyrop — Hornblende — Zoisit, in das bei weiterer Wasserzufuhr alle Gesteinszusammensetzungen eintreten und dort als Eklogitamphibolit vorliegen. Es bedeutet Hb — Hornblende. Übrige Signaturen wie in Abb. 4, 5, 6.

und deshalb zeigen sie den bekannten Mineralbestand Omphazit + Granat (vorwiegend Almandin und Pyrop) + Hornblende + Zoisit im Gleichgewicht.

Noch weitere Zufuhr von Wasser bringt die meisten Zusammensetzungen an die Teiltetraederfläche Hornblende + Granat + Zoisit, wodurch dann ein Granat-Zoisit-Hornblendeschiefer („Amphibolit“) entsteht. Weitere Wasserzufuhr ist in den Korallengesteinen nicht zu beobachten.

Die soeben gegebene Darstellung bezieht sich nur darauf, die Abfolge der Phasen durch Wasserzufuhr aus der chemischen Zusammensetzung verständlich zu machen, sie gibt keine Auskunft über die dabei nötigen Druck- und Temperaturverhältnisse. Das kann am besten durch die Bedingungen für jene Reaktionen geschehen, die in den entsprechenden Gesteinen abgelaufen sind. Einen guten Überblick gibt das Diagramm NOCKOLDS et al. 1978 (vgl. HERITSCH 1978 c), dem noch einige Ergänzungen hinzugefügt sind.

Das Diagramm der Abb. 9 enthält nach NOCKOLDS et al. 1978 in der hier verwendeten Bezeichnung die trockenen Reaktionen (a), (b) und (e); daneben ist auf Grund der Naturbeobachtung zu erwarten, daß bei niederen Temperaturen bei der Reaktion (e) Verzögerungserscheinungen auftreten, da ja in jenen Gabbros, die erhalten geblieben sind, nur die Reaktionen (a) und (b) abgelaufen sind.

Weiterhin enthält das Diagramm der Abb. 9 die Reaktionskurven:

für die Bildung von Omphazit mit 30 Prozent Jadeit extrapoliert nach KUSHIRO 1969, für die Reaktion (c) 4 Anorthit + H₂O = 2 Zoisit + 1 Cyanit + Quarz nach BEST & GRAHAM 1978,

für die Umwandlung von P_{2/n} in C_{2/c} Omphazit, vgl. HERITSCH 1973, CARPENTER 1980, WALITZI & WALTER 1980,

für die Stabilitätsfelder der Al₂SiO₅-Modifikationen nach ALTHAUS 1967, 1969 a, b, und nach RICHARDSON et al. 1968, 1969,

für die Anatexis der Schiefergneise nach PLATEN & HÖLLER 1966,

für die Grenzcurve der Metamorphose gabbroider Gesteine unter Wassereinfluß P_{total} = P_{H₂O}; rechts der Curve beherrscht Teilaufschmelzung, links der Curve treten wasserhältige Phasen, besonders Hornblende auf.

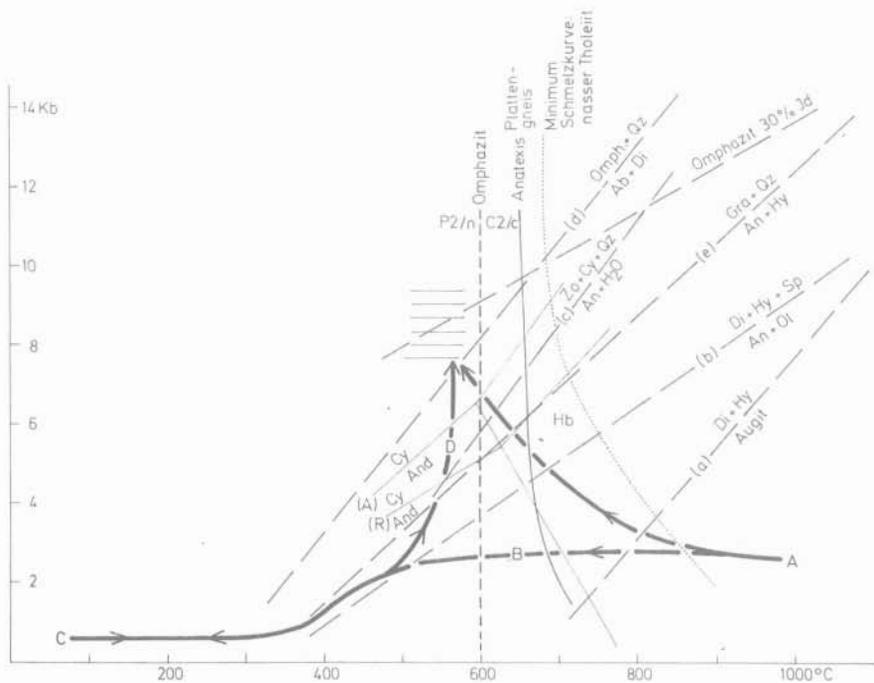


Abb. 9: Druck-Temperaturfeld einiger für die Metamorphose gabbroider Gesteine in der Korralpe relevante Reaktionen (a) Augit = Diopsid + 2 Hypersthen, (b) Anorthit + 2 Olivin = Diopsid + 2 Hypersthen + Spinell, (c) Anorthit + 2 Hypersthen = Granat + Quarz, (d) Albit + Diopsid = Omphazit + Quarz, Minimum-Schmelzkurve eines nassen Tholeiites NOCKOLDS et al. 1978; (c) 4 Anorthit + $H_2O = 2$ Zoisit + Disthen + Quarz BEST & GRAHAM 1978; Bildung von Omphazit mit 30% Jadeit KUSHIRO 1969; Umwandlung von Pz/n in Cz/c Omphazit bzw. umgekehrt HERITSCH 1973, CARPENTER 1980, WALITZI & WALTER 1980; Anatexis des Plattengneises PLATEN & HOLLER 1966; Stabilitätsfelder der Al_2SiO_5 -Modifikation (A) ALTHAUS 1967, 1969 a, b; (R) RICHARDSON et al. 1968, 1969. Folgende Möglichkeiten der Metamorphose werden in der Abbildung diskutiert.

I. Bei 1000° C und entsprechendem Druck (Punkt A) ist wasserfreies gabbroides Magma völlig erstarrt. Bei weiterer Abkühlung laufen die Reaktionen (a) und (b) ab, wodurch der Zustand des in der Korralpe erhalten gebliebenen Gabbros erreicht ist (Punkt B). Bei weiterer Abkühlung und Druckentlastung kann aber die trockene Reaktion (e) wegen zu geringer Temperatur nicht ablaufen. Bei Punkt C ist der Gabbro im Sediment (neben basaltischen Lavaergüssen) eingebettet. Bei anschließender Metamorphose wird bei steigenden Druck- und Temperaturbedingungen der Punkt D erreicht, wobei die Reaktionen (e), (c) bzw. (d) unter Wasserzufuhr ablaufen und dadurch der Mineralbestand eines Metagabbros: Granat — jadeithaltiger Diopsid — Zoisit — Disthen erreicht ist. Bei weiterer Wasserzufuhr im schraffierten Bereich entsteht aber der Mineralbestand des Eklogitamphibolites: Granat — Omphazit — Zoisit — Hornblende, da links der Minimum-Schmelzkurve des nassen Tholeiites Hornblende stabil ist.

II. Bei Intrusion von gabbroidem Material während der Metamorphose wird von Punkt A aus der wahrscheinliche (schraffierte) Druck- und Temperaturbereich direkt etwa auf der eingezeichneten Kurve erreicht. Der Druck für Punkt A ist nicht bekannt; A kann aber nicht bei extrem hohen Drucken liegen, vgl. auch YODER & TILLEY 1962: 498.

Aus dem Diagramm läßt sich folgendes ablesen, je nachdem, in welcher Art der Gabbro in den Sedimentkomplex der Schiefergneise aufgenommen wird. Es sollen hier zwei Grenzfälle besprochen werden.

I. Gabbroides Magma intrudiert und erstarrt im noch nicht metamorphen Tonschieferkomplex bei verhältnismäßig niedrigem Druck. Bei unter 1200°C ist völlige Verfestigung eingetreten, Punkt A. Bei weiterer Abkühlung und Druckminderung läuft die Reaktion (a) ab, Augit wird zu Diopsid und Hypersthen. Nach Punkt B folgt die Reaktion (b) nämlich Anorthit + Forsterit wird zu Diopsid + Hypersthen + Spinell. Bei Punkt C ist Temperatur- und Druckgleichheit mit den umgebenden Tonschiefern erreicht und Gabbro ist im Tonschiefer eingelagert. Ebenso sind auch basaltische Laven und Tuffe im Tonschiefer vorhanden.

Bei der nun folgenden Metamorphose geht der Gabbro etwa längs der in Abb. 9 eingezeichneten Kurve nach Punkt D. Aus der Naturbeobachtung ist bekannt, daß dabei Gabbro allein ohne jede Zufuhr von Wasser nicht verändert wird. Tritt jedoch Wasser hinzu, so läuft einmal die Reaktion (c), Anorthit + H_2O wird zu Zoisit + Disthen + Quarz, ab. Außerdem läuft gleichzeitig die an und für sich wasserfreie Reaktion (e) Anorthit + Hypersthen wird zu Granat + Quarz unter Wirkung von Wasser als Katalysator ab. Damit ist die Mineralkombination der Metagabbros Granat + Diopsid + Zoisit + Disthen + Quarz erreicht. Tritt weiter Wasser hinzu, so entsteht noch Hornblende, weil der Punkt D für die punktierte Minimum-Schmelzkurve der gabbroiden Gesteine unter Wassereinfluß links dieser Kurve liegt, wo alles fest und Hornblende stabil ist. Damit ist die Reaktion (f), jadeithältiger Diopsid + Disthen + Granat wird zu Hornblende + grossularreichem Granat, eingetreten, und, wenn der gesamte Disthen verbraucht ist, die Mineralkombination der Eklogitamphibolite Omphazit + Granat + Hornblende + Zoisit + Quarz erreicht, wobei entsprechend der chemischen Zusammensetzung P_2/n Omphazit stabil ist.

II. Unter der Annahme, daß gabbroides Magma während der Metamorphose in einen schon basaltisches Material von Lavaergüssen enthaltenden Tonschieferkomplex eingebracht wird, kann derselbe Endpunkt längs einer Kurve von A aus direkt erreicht werden. Die Aufeinanderfolgende der Reaktionen ist dieselbe wie unter I geschildert.

Zusammenfassend kann eigentlich gesagt werden, daß es sich für den Übergang von Gabbro zu Metagabbro um ein Beispiel einer wasserdefizitären Metamorphose innerhalb der Amphibolitfazies handelt (vgl. NOCKOLDS et al. 1978: 402, bzw. WILCOX & POLDERVAART 1958), allerdings mit der Besonderheit, daß dieser Übergang vom Edukt (Gabbro) zum metamorphen Gestein (Metagabbro) auf engstem Raum (einige Zentimeter) beobachtet werden kann. Die Eklogitamphibolite hatten dagegen bei der Metamorphose reichlich Wasser zur Verfügung. Allerdings muß bei völliger Wassersättigung ein Granat-Zoisit-Hornblendeschiefer (Granat-Zoisit-Amphibolit) entstehen.

Die ablesbaren Bedingungen der Metamorphose sind etwa 500 bis 600°C , 6 bis 8 Kb, höhere Drucke sind möglich, HERITSCH 1973, 1978c, d. Aus Verteilungsquotienten für verschiedene Mineralpaare schließt HERITSCH 1973 auf 500 bis 550°C (max. 600°C) und 8—10 Kb, RICHTER 1973 auf 460 bis 640°C und 5 bis 8, 5 Kb.

Marmore

Von den Marmorvorkommen ist nur das des Steinbruches Gupper bei Deutschlandsberg an der Straße aus dem Wildbachgraben nach Freiland petrologisch

bearbeitet. Über die reichliche und oft interessante Mineralführung in den Marmoren im allgemeinen unterrichtet eine tabellarische Darstellung bei HERITSCH 1963 b: 183f. Im Sinne einer paragenetischen Deutung ist hervorzuheben, daß gerade hier im Steinbruch Gupper erstmalig Forsterit-reicher Olivin und Klinohumit nachgewiesen werden konnten (HERITSCH 1963 a).

Für das gesamte Folgende ist HERITSCH 1978 b heranzuziehen. Eine Linse aus Marmor und Kalksilikatschiefern ist im Steinbruch Gupper in einer mächtigen Wand aufgeschlossen. Die Linse selbst steckt in Plattengneisen bzw. Glimmerschiefern, BECK-MANNAGETTA 1975. Dies ist deshalb wichtig, weil damit die Bedingungen der Genese der Gneise, besonders der Plattengneise in ihrer Anatexis (PLATEN & HÖLLER 1966), berücksichtigt werden müssen. Die Linse zeigt einen komplizierten Aufbau mit dem reinsten Kalzitmarmor im Zentrum. Nach außen zu nimmt in wechselnder Menge die Führung verschiedener Silikate zu, so daß auf mineralreiche Marmore dann Kalksilikatschiefer folgen. Im mittleren Bereich erscheint, offensichtlich in geringer Mächtigkeit, ein Dolomitmarmor mit Olivin und Klinohumit. In einer kurzen Charakteristik ist festzuhalten,

Kalzitmarmor: der Calcit enthält 2 Mol% $MgCO_3$

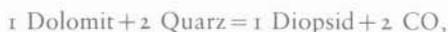
Mineralreicher Marmor: Um Quarzkörner erscheint, allerdings selten beobachtbar, ein Reaktionssaum von Diopsid oder Tremolit. Hiermit sind Reaktionen abgebildet, die offenbar aus Mangel an zur Verfügung stehendem Dolomit nicht zu Ende gelaufen sind. Weiterhin treten auf: Phlogopit, Biotit, Mikroklin, Zoisit.

Kalksilikatschiefer: Diopsid, Tremolit, Biotit (Phlogopit), Zoisit, Mikroklin und wenig Calcit.

Dolomitmarmor: Koexistierender Dolomit (49 Mol% $MgCO_3$) und Calcit (5,5 bis 6 Mol% $MgCO_3$), Olivin (89 bis 90 Mol% Forsterit) häufig in Serpentin umgesetzt, Klinohumit, in kleinen Linsen im Zentimeter- bis Dezimeterbereich Diopsid, farbloser Chlorit, Phlogopit.

Zur genetischen Deutung kann aus den koexistierenden Karbonaten nach GOLDSMITH & HEARD 1961, bzw. GOLDSMITH & NEWTON 1969 unter Annahme des Gleichgewichtes eine Temperatur von 530 bis 560° C erschlossen werden, eine Temperatur, die natürlich keineswegs mit der Temperatur, unter der die Reaktionen im Marmor komplex abgelaufen sind, ident sein muß.

Weiterhin können die in Reaktionsräumen beobachtbar abgelaufenen Reaktionen



herangezogen werden. Der naheliegende Gedanke, daß die Reaktionen (8 und 4 nach WINKLER 1976: 112f.) nahe des isobar invarianten Punktes II Dolomit + Calcit + Quarz + Diopsid + Tremolit, d. h. also bei hohem Partialdruck von CO_2 abgelaufen sind, ist nicht möglich. Die Druck-Temperaturabhängigkeitskurve des Punktes II schneidet nämlich die Anatexiskurve des Plattengneises (PLATEN & HÖLLER 1966) bei etwa 650° C und 6 Kb. Die Anatexis wurde aber nicht erreicht (HERITSCH 1964, PLATEN & HÖLLER 1966). Bei niedrigerem Druck und bei niedriger Temperatur kann aber Disthen, der in den benachbarten Gneisen erscheint, nicht gebildet werden, vgl. Abb. 10. Betrachtet man allerdings die beiden Reaktionen für sich und nicht nur in der Nähe des isobar invarianten Punktes, so können sie bei niedrigerem Partialdruck von CO_2 auch bei sehr viel niedrigeren Temperaturen abgelaufen sein, vgl. SKIPPEN 1974: 499.

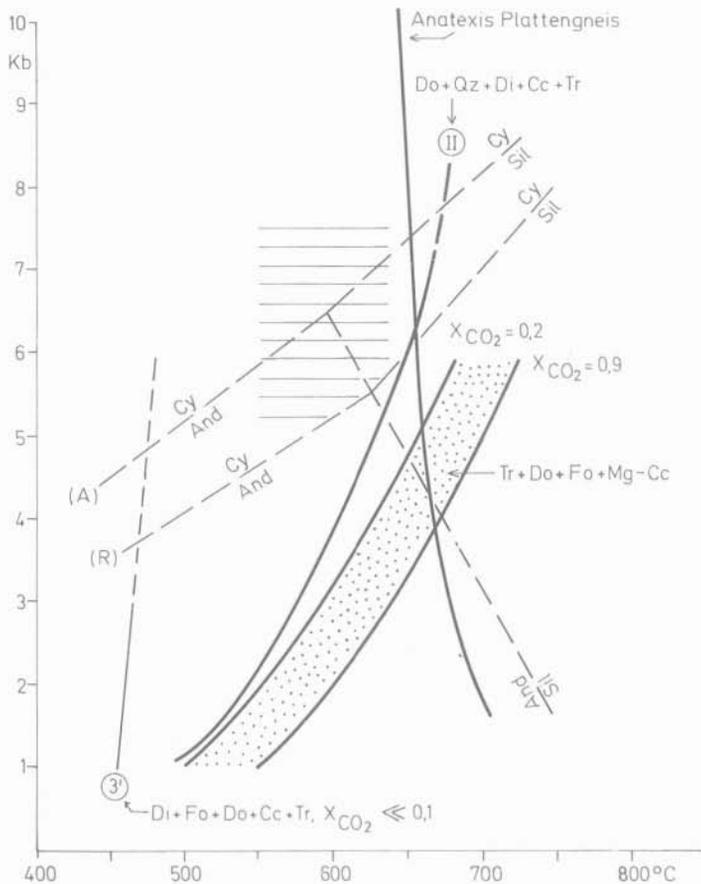


Abb. 10: P-T-Diagramm einiger für Paragenesen in Marmoren der Korralpe relevanter Reaktionen. Es bedeuten: Gleichgewichtskurven für die Al_2SiO_5 -Modifikation (And — Andalusit, Cy — Disthen, Sil — Sillimanit), (A) ALTHAUS 1967, 1969 a, b und (R) RICHARDSON et al. 1968, 1969: experimentelle Anatexis des Plattengneisses, PLATEN & HÖLLER 1966; Kurve des isobar invarianten Punktes Dolomit + Quarz + Diopsid + Calcit + Tremolit bei hohem X_{CO_2} , II, METZ & TROMMSDORFF 1968 bzw. WINKLER 1976, 2, SKIPPEN 1974; Kurve des isobar invarianten Punktes Diopsid + Forsterit + Dolomit + Calcit + Tremolit für niedrigeres X_{CO_2} , 3' SKIPPEN 1974; der punktierte Bereich entspricht den Gleichgewichtsbedingungen der Mineralkombination Tremolit + Dolomit + Forsterit + Mg-hältiger Calcit zwischen $X_{CO_2} = 0,2$ bis $0,9$ nach Gleichung 11, 1 Tremolit + 11 Dolomit = 8 Forsterit + 13 Calcit + 9 CO_2 + 1 H_2O , METZ 1976; wahrscheinliche Druck- und Temperaturbedingungen der Metamorphose der Marmor-Kalksilikatschiefer-Linse des Steinbruches Gupper im schraffierten Bereich sind unter Heranziehung der P-T-Bedingungen der umgebenden Gneise eingetragen, höhere Drücke sind möglich. Die Reaktionen in den mineralreichen Marmoren müssen unter geringem X_{CO_2} kleiner als $0,1$ abgelaufen sein.

Das erste Auftreten von Forsterit wird in kieselligen Dolomiten durch die Reaktion



kontrolliert, die von METZ 1976 untersucht wurde. Ihre Abhängigkeit von Druck,

Temperatur und Partialdruck von CO_2 ist in der Abb. 10 wiedergegeben. Daraus folgt, daß im Bereich des Molenbruches $X_{\text{CO}_2} = 0,2-0,9$ gleichzeitige Bildung von Forsterit im kieseligen Dolomitmarmor und Disthen in den umgebenden Plattengneisen unmöglich ist. Dies würde Temperaturen erfordern, bei denen der Plattengneis bereits weitgehend aufgeschmolzen wäre.

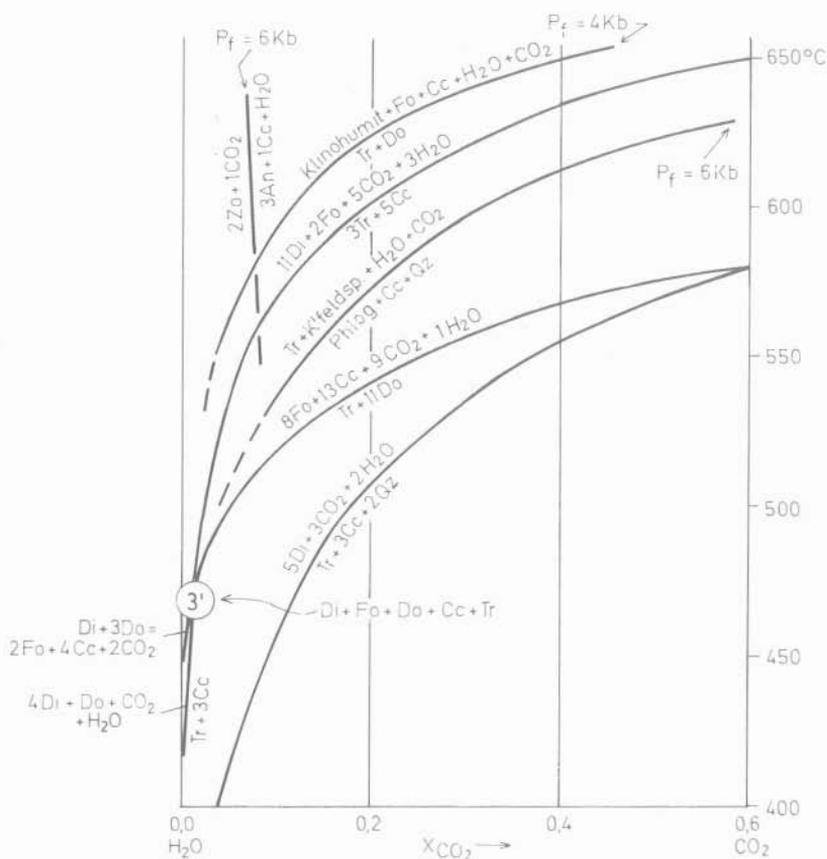
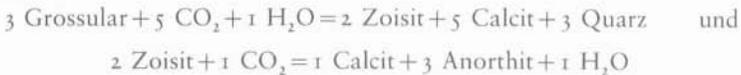


Abb. 11: T- X_{CO_2} -Diagramm bei niedrigen Werten von X_{CO_2} für: Reaktionen in kieseligen Dolomiten bei $P_f = 3 \text{ Kb}$, isobar invarianter Punkt Diopsid + Forsterit + Dolomit + Calcit + Tremolit für niedriges X_{CO_2} , SKIPPEN 1974; die Reaktion 5 Phlogopit + 6 Calcit + 24 Quarz = 3 Tremolit + 5 Kalifeldspat + 2 H_2O + 6 CO_2 , HOSCHEK 1973; die Reaktion (F,OH)-Tremolit + Dolomit = (F,OH)-Klinohumit + Forsterit + Calcit + H_2O + CO_2 , BECKER & HOSCHEK 1973; die Reaktion 2 Zoisit + 1 CO_2 = 3 Anorthit + 1 Calcit + 1 H_2O , STORRE & NITSCH 1972. Während der Metamorphose der Paragenese im Steinbruch Gupper verliefen die Reaktionen in der Nähe des isobar invarianten Punktes 3' mit X_{CO_2} kleiner als 0,1; eine Temperaturenaussage ist wegen des steilen Verlaufes der Kurven nicht zu machen.

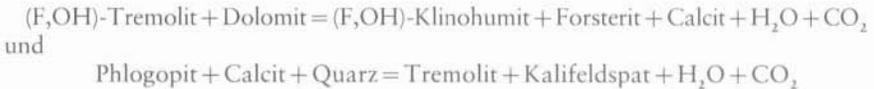
Gegen hohes $X_{\text{CO}_2} = 1$ ist nach SKIPPEN 1974 keine wesentliche Änderung gegeben.

Gegen niedrigeres $X_{\text{CO}_2} < 0,2$ tritt dagegen die Reaktion bei bedeutend niedrigeren Temperaturen ein, SKIPPEN 1974: 499. Es sind daher in Abb. 10 für $X_{\text{CO}_2} < 0,2$ Kurven zu denken, die weit links von dem punktierten Band der Reaktion liegen und somit in die Werte des schraffierten Bereiches der möglichen Bildungsbedingungen von Forsterit in Dolomitmarmor des Steinbruches Gupper reichen. Nimmt man an, daß die Bildung von Forsterit durch Reaktionen nahe dem isobar invarianten Punkt Forsterit + Diopsid + Tremolit + Calcit + Dolomit bei niedrigem Molenbruch von CO_2 , 3' nach SKIPPEN erfolgt, so ist das bei niedrigen Temperaturen und $X_{\text{CO}_2} < 0,1$ möglich, vgl. Abb. 10 und 11. Die Druck- und Temperaturkurve des isobar invarianten Punktes 3' ist in Abb. 10 nach SKIPPEN 1974 bis 3 Kb wiedergegeben und für höhere Drucke extrapoliert. Eine Temperaturentwicklung ist wegen der steil verlaufenden Kurve weder aus Abb. 10 noch aus Abb. 11 zu machen.

Die im Calcitmarmor des Steinbruches Gupper zu beobachtende Paragenese von sich berührendem Quarz + Zoisit + Calcit ist nach WINKLER 1976: 141, 144 bei 2 Kb nur bei sehr kleinem Molenbruch $X_{\text{CO}_2} < 0,02$ und unter 500°C zwischen den Reaktionen



möglich. Bei höherem Druck bleibt die Lage der Reaktion $2 \text{ Zoisit} + 1 \text{ CO}_2 = 3 \text{ Anorthit} + 1 \text{ Calcit} + 1 \text{ H}_2\text{O}$ prinzipiell gleich, verschiebt sich jedoch bis zum Druck von 7 Kb gegen X_{CO_2} etwas unter 0,1, STORRE & NITSCH 1972. Nimmt man an, daß die beiden angeführten Reaktionen auch bei höherem Druck (z. B. bis 7 Kb) ihre Lage zum isobar invarianten Punkt, III WINKLER 1976: 142, prinzipiell beibehalten, so deutet die Paragenese Zoisit + Quarz + Calcit $X_{\text{CO}_2} < 0,1$ an. Zur selben Aussage kommt man aufgrund der beiden folgenden Reaktionen



nach BECKER & HOSCHER 1973 und HOSCHER 1973.

Das im Dolomitmarmor des Steinbruches Gupper beobachtete räumlich eng verbundene Auftreten von Forsterit und Klinohumit kann bei niedrigem Partialdruck von CO_2 und bei entsprechend zu erwartenden Drucken und Temperaturen ebenso erklärt werden, wie die Bildung von Kalifeldspat und Calcitmarmor neben Phlogopit.

Der wahrscheinliche Bildungsbereich der Mineralien des Steinbruches Gupper ist in Abb. 10 schraffiert angegeben und nur in Analogie mit dem gesamten Gesteinskörper mit etwa 500 bis 600°C bei Drucken von mehr als 4 Kb nach RICHARDSON et al. 1968, 1969, bzw. über 6 Kb nach ALTHAUS 1967, 1969 a, b, anzugeben; höhere Drucke sind möglich. Aus Abb. 10 und 11 folgt weiterhin, daß die Metamorphose bei kleinem Partialdruck $X_{\text{CO}_2} < 0,1$ vor sich gegangen ist.

Grossularführende Gesteine

Im Bereich der Koralpe wurde Grossular erstmalig als Mineralfund durch WEISSENSTEINER 1970, 1975 festgestellt. POSTL 1976 b hat dann von solchem Material eine chemische Analyse und physikalische Daten veröffentlicht.

Da zur Beurteilung der gesteinsmäßigen Paragenesen Grossular führender Gesteine die entsprechenden A-C-F-Dreiecke nach YODER & TILLEY 1962: 513 für den Bereich der Korallenmetamorphose geeignet sind, hat HERITSCH 1978 a, 1979 die Grossular führenden Gesteine der damals bekannten Fundpunkte: südlich Glashütten bei Fuchs, südlich Pfeiferstocker und Kasperlekogel bearbeitet. In der Abb. 5 sind die A-C-F-Werte in das Dreieck transitional zwischen den Dreiecken für granulite facies und eclogite facies eingetragen: sämtliche 10 chemischen Analysen fallen in den Bereich Anorthit-Grossular-Diopsid. Wie für die eklogitischen Gesteine, HERITSCH 1973, 1974, der Koralle ist es notwendig, das Dreieck zum Tetraeder mit der Spitze H_2O zu erweitern, vgl. Abb. 12. Dann fallen sämtliche Analysen der Grossular führenden Gesteine in das Teiltetraeder Anorthit-Grossular-Diopsid-Zoisit. Dies steht in völliger Übereinstimmung mit den berechneten und beobachteten Mineralbeständen, wie aus Tab. 8 zu ersehen ist. Der Plagioklas ist An_{90} bis An_{100} . Eine Detailuntersuchung zeigt ferner, daß die Mineralbestände mit der Lage im Teiltetraeder übereinstimmen. So liegen z. B. Plagioklas-freie Paragenesen Granat + Zoisit + Diopsid tatsächlich in oder nahe der entsprechenden Teiltetraederfläche.

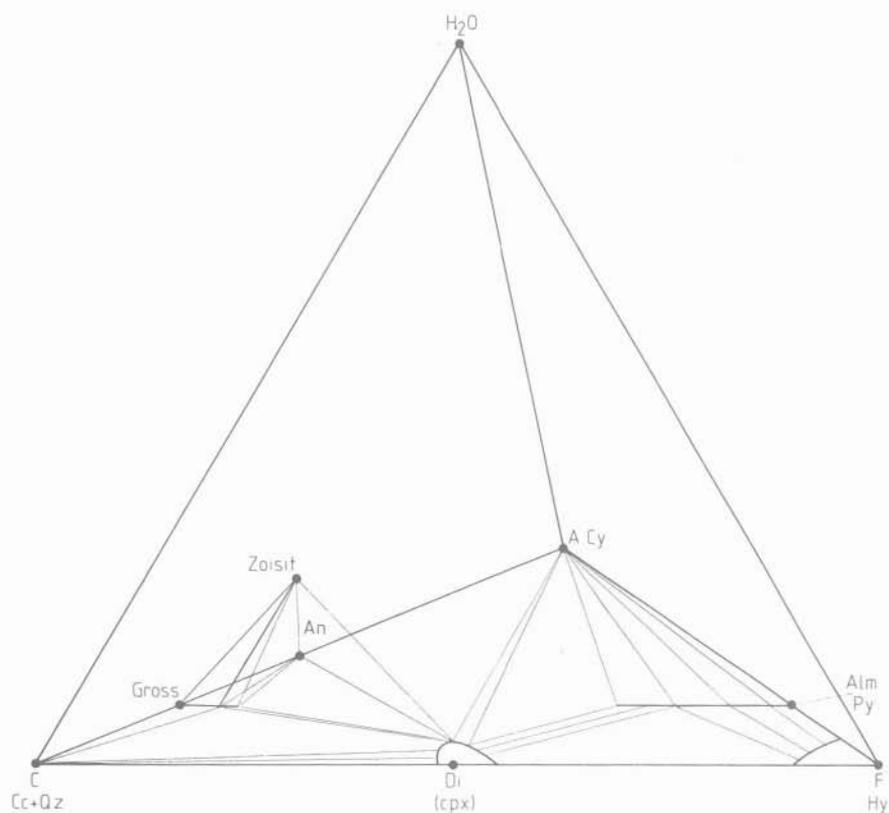


Abb. 12: Darstellung des A-C-F- H_2O -Tetraeders (HERITSCH 1979). Bezeichnungen wie in Abb. 5 bis 8. Die zehn chemischen Analysen Grossular führender Gesteine liegen im Teiltetraeder Grossular — Diopsid — Anorthit — Zoisit und zeigen auch die entsprechenden Mineralbestände der Tab. 8.

	Südlich Glashütten bei Fuchs					Südlich Pfeiferstocker		Kasperlekogel		
	3	5	9	10	14	16		1'	2'	3'
Granat	12,0	57,7	7,6	24,9	80,8	32,0	11,0	34,4	8,7	35,6
Plagioklas	48,1	—	—	27,6	—	—	61,7	—	—	—
Zoisit	8,5	11,1	46,4	5,5	4,2	29,7	9,8	23,2	44,8	3,6
Diopsid	12,8	7,2	3,8	11,9	7,0	8,3	6,3	11,5	10,7	30,6
Quarz	11,8	22,1	34,8	24,3	5,2	23,7	2,6	22,0	27,5	18,9
Titanit	1,3	1,2	1,4	1,7	1,6	1,8	0,8	1,8	1,2	2,2
Apatit	0,3	—	0,8	0,1	—	0,5	0,1	0,4	0,3	0,5
Erz	5,2	0,7	5,2	4,0	1,2	4,0	2,5	4,2	5,3	3,0
Calcit	—	—	—	—	×	—	—	—	—	—
Alkali-feldspat	—	—	—	—	—	—	5,2	2,5	1,5	5,6
Granat a [Å]	11,839	11,849	n. b.	11,844	11,843	11,838	11,837	11,844	11,846	11,842
Stand. dev. 0,005										
Granat n	1,740	1,741	1,743	1,741	1,740	1,740	1,741	1,742	1,740	1,741

Tab. 8: Aus den chemischen Analysen berechnete Mineralbestände Grossular enthaltender Gesteine der Koralpe sowie Angaben über Gitterkonstanten und Brechungsquotienten des Grossulars (HERITSCH 1979).

Zu den Bildungsbedingungen kann herangezogen werden, daß im System $\text{CaO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$ die Paragenese Zoisit + Grossular + Anorthit + Quarz + Calcit (Bezeichnung III bei WINKLER 1976: 142) isobar invariant ist, in ihrer P-T-Abhängigkeit von STORRE untersucht und bei WINKLER 1976: 142 bekanntgegeben worden ist. Diese Kurve kann nun mit der experimentell untersuchten Kurve der Anatexis der Plattengneise (PLATEN & HÖLLER 1966) in Zusammenhang gebracht werden: Abb. 13.

Da die Anatexis in den Plattengneisen nicht erreicht wurde, können die Grossular enthaltenden Gesteine bei höchstens etwas über 5 Kb und 650°C metamorph geworden sein; selbstverständlich sind niederere Drucke und Temperaturen entsprechend der Kurve der Abb. 13 möglich. Dabei muß außerdem der Partialdruck für CO_2 sehr klein gewesen sein, X_{CO_2} unter 0,1, wie aus der Darstellung des Systems $\text{CaO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$ bei WINKLER 1976: 141 hervorgeht, wobei allerdings, wie auch bei den Marmoren, von 2 Kb auf höhere Drucke zu extrapolieren ist. Bei so niedrigen Partialdrucken von CO_2 kann auch Diopsid durchaus bei Temperaturen unter 600°C gebildet werden (SKIPPER 1974, WINKLER 1976: 121). Hinsichtlich der Bildungsbedingungen ist somit eine sehr gute Vergleichsmöglichkeit mit der Paragenese des Steinbruches Gupper gegeben.

Bezüglich des vor der Metamorphose vorliegenden Ausgangsmaterials ist einmal festzustellen, daß an den Fundpunkten Fuchs und Kasperlekogel nur Blöcke auftreten, die nicht anstehen und keine Beziehung zum Nachbargestein erkennen lassen. Jedoch kommen im Fundpunkt Pfeiferstocker Graphit führende Proben vor, in denen Graphit in schwarzen Lagen von oft mehr als ein Zentimeter Mächtigkeit auftritt. Die Verbindung mit Graphit legt eine Beziehung zum sedimentären Zyklus nahe, da ja in den Plattengneisen ebenfalls Graphit vertreten ist.

Es scheint daher als Deutung wahrscheinlich, daß ursprünglich ein Mergel vorlag. Eine Berechnung des Mittels der chemischen Analysen zeigt, nach Tab. 9, daß ein Gemenge von Karbonat (Calcit und etwas Dolomit), Tonsubstanz (als Kaolinit oder Montmorillonit gerechnet) und Quarz vorgelegen sein kann. Nach FUCHTBAUER &

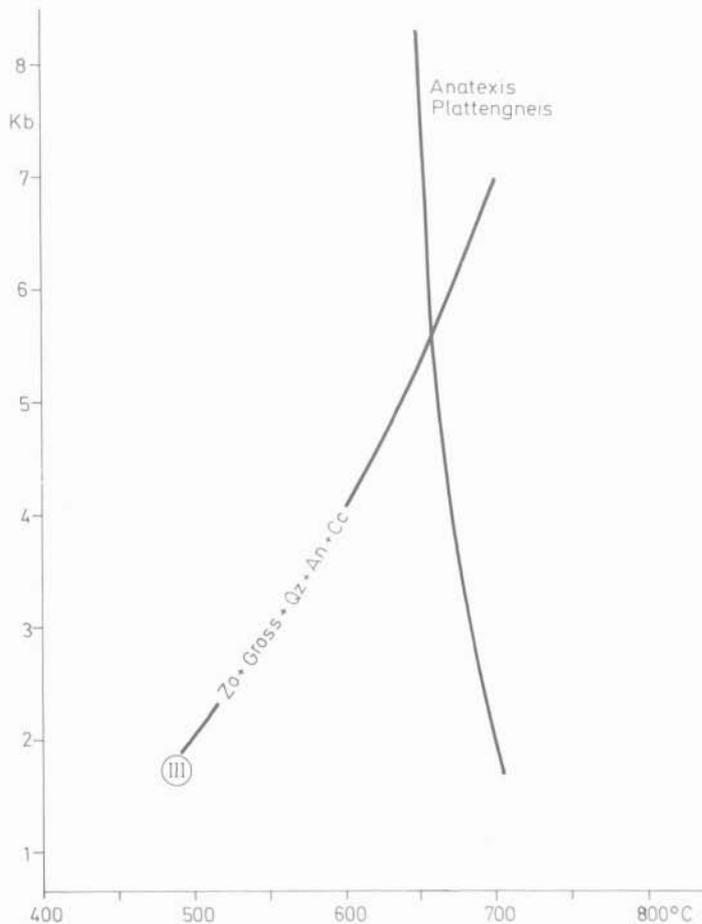


Abb. 13: Der im System $\text{CaO-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2\text{-H}_2\text{O-CO}_2$ isobar invariante Punkt III: Zoisit + Grossular + Quarz + Anorthit + Calcit ist nach WINKLER 1976: 142 in seiner P- und T-Abhängigkeit dargestellt. Da die Plattengneise der Koralpe keine Anatexis zeigen, kann die Kurve der experimentell bestimmten Anatexis (PLATEN & HÖLLER 1966) nicht erreicht worden sein. Daraus sind die maximalen Bedingungen der Metamorphose Grossular enthaltender Gesteine der Koralpe mit etwa 5 Kb und 650°C gegeben.

MÜLLER 1977: 9 handelt es sich dabei um Sandmergel bzw. Tonmergel oder eine Mischung von beiden; die Graphit führenden Typen von Pfeiferstocker entsprechen bituminösen Mergeln. Man wird also an die Umwandlung von Mergel (vgl. WINKLER 1976: 139ff.) im Rahmen der regionalen Dynamo- und Thermometamorphose der Koralpe denken müssen, wenn auch die Deutung als Reaktionsskarn (vgl. HERITSCH 1978 a) möglich ist; eine Entscheidung können nur Aufschlüsse von anstehendem Material bringen.

	a)	b)
Calcit	25,7	23,9
Dolomit	6,9	6,5
Kaolinit	35,9	—
Montmorillonit	—	55,9
Quarz	25,8	8,3
Apatit	0,2	0,2
Rutil	0,5	0,5
Eisenerz	5,0	4,7

Tab. 9: Berechnung des Mittels der chemischen Analysen von Grossular enthaltenden Gesteinen auf wahrscheinliche ursprüngliche Sedimente (Gew.-%) (HERITSCH 1979).

Literatur

- ALKER, A. (1975): Über die Mineralkluft im Amphibolit von Burgegg, Steiermark. — Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark 105: 21—24.
- ALTHAUS, F. (1967): The Triple Point Andalusite-Sillimanite-Kyanite. — Contr. Miner. Petrol. 16: 29—44.
- (1969a): Experimental evidence that the reaction of Kyanite to form Sillimanite is at least bivalent. — Amer. J. Sci. 267: 273—277.
- (1969b): Das System $Al_2O_3-SiO_2-H_2O$. Experimentelle Untersuchungen und Folgerungen für die Petrogenese der metamorphen Gesteine. — N. Jb. Miner. Abh. 111: 74—161.
- KAROTKE, E., NITSCH, K. H. & WINKLER H. G. F. (1970): An Experimental Re-examination of the Upper Stability Limit of Muscovite plus Quarz. — N. Jb. Miner. Mh. 1970: 325—336.
- ANGEL, F. (1940): Mineralfazien und Mineralzonen in den Ostalpen. — Wiss. Jb. Univ. Graz 1940: 251—304.
- MEIXNER, H. & WALTER, L. (1939): Über den Lehrausflug zur Kristallinsel von Radegund bei Graz, 26. August 1938. — Fortschr. Miner. Krist. Petr. 23: XLVII—LIV.
- ANGEL, F. & TROJER, F. (1953): Der Ablauf der Spatmagnetit-Metasomatose. — Radex Rundschau, 1953: 315—334.
- ATKINS, F. B. (1969): Pyroxenes of the Bushveld Intrusion, South Africa. — J. Petrol. 10: 222—249.
- BECK-MANNAGETTA, P. (1941): Die Geologie des Einzugsgebietes der Laßnitz (Weststeiermark). — Mitt. Geol. Ges. Wien 34: 1—37.
- (1949): Die „wurzellose“ venitische Metamorphose des Korallenkristallins. — Anz. math.-naturwiss. Klasse, Österr. Akad. d. Wiss., Wien 1949: 10—12.
- (1961): Zur Deutung der Eklogite im Korallenkristallin (Zentralalpen). — Tscherma's Min. Petr. Mitt. 7: 437—450.
- (1967): Die „venoidé“ Genese der Korallengneise. — Miner. Mittbl. Joanneum, Graz 1967: 6—10.
- (1970): Über den geologischen Aufbau der Koralpe. — Verh. Geol. Bundes-Anst., Wien 1970: 491—496.
- (1975): Der geologische Aufbau des steirischen Anteils der Koralpe: Grundlagen für Wasserversorgungswirtschaftliche Planungen in der Südweststeiermark, 2. Teil. — Ber. Wasserwirtschaftliche Rahmenplanung, Amt der Steierm. Landesregierung, 31: 8—41.
- (1977): Ein neues Vorkommen von Eklogit-Gabbro in der Koralpe. — Anz. math. naturwiss. Klasse, Österr. Akad. d. Wiss., Wien 1977: 1—3.
- BECKER, L. P. (1976): Gefügetektonische Studien an pegmatoiden Gneisen mit Plattengneistextur aus dem Gebiet östlich des Wölkerkogels (Stubalm, Steiermark). — Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark 106: 39—49.
- BECKER, P. & HOSCHKE, G. (1973): Experimentelle Bildung von Klinohumit. — N. Jb. Min. Mh. 1973: 281—287.
- BEST, N. F. & GRAHAM, C. M. (1978): Redetermination of the reaction $2 \text{Zoisite} + \text{Quarz} + \text{Kyanite} = 4 \text{Anorthite} + \text{H}_2\text{O}$. — Progress in experim. Petrology, 4 th Rep. 1975—1978: 153—154.
- BURRI, C. (1959): Petrochemische Berechnungsmethoden auf äquivalenter Grundlage. Basel—Stuttgart: Birkhäuser.
- CARPENTER, M. A. (1980): Mechanisms of Exsolution in Sodic Pyroxenes. — Contr. Miner. Petrol. 71: 289—300.

- CHATTERJEE, N. D. (1972): The Upper Stability Limit of the Assemblage Paragonite + Quartz and Its Natural Occurrences. — *Contr. Miner. Petrol.* 34: 288—303.
- COLEMAN, R. G., LEE, D. E., BEATTY, L. B. & BRANNOCK, W. W. (1965): Eclogites and Eclogites: Their Differences and Similarities. — *Geol. Soc. Amer. Bull.* 76: 483—508.
- EDGAR, A. D., MOTTANA, A. & MACRAE, N. D. (1969): The chemistry and cell parameters of omphacites and related pyroxenes. — *Miner. Mag.* 37: 61—74.
- FUCHTBAUER, H. & MÜLLER, G. (1977): *Sediment-Petrologie, Teil II, Sedimente und Sedimentgesteine*. — 3. Auflage, E. Schweizerbart, Stuttgart.
- FLÜGEL, H. (1963): *Das steirische Randgebirge*. — Sammlung geol. Führer, 43, Borntraeger, Berlin.
- FRANK, W., FREY, I., JUNG, G., ROETZL, R. & THONI, M. (1979): Jahresbericht 1979 des geochronologischen Labors. — *Jb. 1979, Hochschulforschungsschwerpunkt S 15, Heft 1: 1—7*, Leoben.
- GOLDSMITH, J. R. & NEWTON, R. C. (1969): P-T-X relations in the System CaCO_3 — MgCO_3 at high temperatures and pressures. — *Amer. J. Sci.* 267A: 160—190.
- GOLDSMITH, J. R. & HEARD, H. C. (1961): Subsolvus phase relations in the system CaCO_3 — MgCO_3 . — *J. Geol.* 69: 45—74.
- GORAI, M. (1951): Petrological studies on plagioclase twins. — *Amer. Min.* 36: 884—901.
- GREEN, T. H. (1967): An Experimental Investigation of Sub-solvus Assemblages Formed at High Pressure in High-alumina Basalt, Kyanite Eclogite and Grosspyrite Compositions. — *Contr. Miner. Petrol.* 16: 84—114.
- HAWTHORNE, F. C. (1978): The crystal chemistry of the amphiboles. IV. The stereochemistry of the octahedral strip. — *Canad. Miner.* 16: 37—52.
- HAWTHORNE, F. C. & GRUNDY, H. D. (1977): The crystal chemistry of the amphiboles. III: Refinement of the crystal structure of a sub-silicic hastingsite. — *Miner. Mag.* 41: 43—50.
- HAYDARI, F. (1980): Beiträge zur Petrologie einiger pelitischer Metamorphite der Koralpe, Steiermark. — *Diss. Univ. Graz*.
- HERITSCH, H. (1953, erschienen 1956): Bemerkungen zur Schreibweise der kristallchemischen Formel der Hornblende. — *Tschermaks Min. Petr. Mitt.* 5: 242—245.
- (1963a): Olivin und Klinohumit aus einem Dolomitmarmor der Koralpe, Steiermark. — *Tschermaks Min. Petr. Mitt.* 9: 95—101.
- (1963b): Exkursion in das Kristallin der Koralpe. — *Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark* 93: 178—198.
- (1964): Vorbericht über Untersuchungen am Stainzer Plattengneis, Weststeiermark. — *Anz. math.-naturwiss. Klasse, Österr. Akad. d. Wiss., Wien* 1964: 317.
- (1965): Vorbericht über Untersuchungen an Eklogiten der Koralpe. — *Anz. math.-naturwiss. Klasse, Österr. Akad. d. Wiss., Wien* 1965: 313—316.
- (1973): Die Bildungsbedingungen von alpinotypem Eklogitamphibolit und Metagabbro, erläutert an Gesteinen der Koralpe, Steiermark. — *Tschermaks Min. Petr. Mitt.* 19: 213—271.
- (1974): Eine neue Variante des A-C-F- H_2O -Tetraeders, angewendet auf Eklogitamphibolite, Metagabbros und ihre Begleitgesteine aus dem Kristallin der Koralpe, Steiermark. — *Tschermaks Min. Petr. Mitt.* 21: 70—84.
- (1978a): Bericht über Grossular führende Gesteine der Koralpe, Steiermark. — *Anz. math.-naturwiss. Klasse, Österr. Akad. d. Wiss., Wien* 1978: 31—34.
- (1978b): Regionalmetamorphose eines Marmor-Kalksilikatschiefer-Komplexes unter geringem Partialdruck von CO_2 in der Koralpe, Steiermark. — *N. Jb. Miner. Abh.* 133: 41—52.
- (1978c): Ein weiteres Beispiel für den Übergang von Gabbro in Metagabbro auf kürzestem Raum aus der Koralpe, Steiermark. — *Anz. math.-naturwiss. Klasse, Österr. Akad. d. Wiss., Wien* 1978: 129—134.
- (1978d): Die Metamorphose des Schiefergneis-Glimmerschiefer-Komplexes der Koralpe, Steiermark. — *Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark* 108: 19—30.
- (1979): Entstehung und Bildungsbedingungen Grossular enthaltender Gesteine der Koralpe. — *Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark* 109: 17—24.
- (1980a): Ein feinschichtiger Tuffit vom Rechberg bei Frohnleiten, Steiermark, und die Berechnung seiner Metamorphose in der Cyanit-Almandin-Muskowit-Subfazies. — *Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark, im Druck*.
- (1980b): Ein perthitisch entmischter Alkalifeldspat aus dem Plattengneis der Koralpe, Steiermark. — *Mittbl. Miner. Abt. Joanneum, Graz, im Druck*.
- PAULITSCH, P. & WALITZI, E. M. (1956): Die Struktur von Karinthin und einer barroisitischen Hornblende. — *Tschermaks Min. Petr. Mitt.* 6: 215—225.

- & HÖLLER, H. (1963): Graphit im Plattengneis der Koralpe. — Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark 93: 302—304.
- & BOSSERT, F. (1969): Chemische Analysen gabbroider und eklogitischer Gesteine und ihrer Mineralien vom Fundpunkt Lenzbauer in Gressenberg bei Schwanberg, Koralpe, Steiermark. — Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark 99: 5—17.
- & WITTMANN, R. (1969): Chemische Analysen eklogitischer Gesteine und ihrer Mineralien vom Fundpunkt Hohl bei Wies, Koralpe, Steiermark. — Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark 99: 18—29.
- & MÖRTL, J. (1977): Die Bildungsbedingungen eines Disthen-Chloritoid-Stauroolith-Granatglimmerschiefers mit wesentlichem Paragonitgehalt von der Roßhütte, südliche Koralpe. — Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark 107: 15—23.
- & HAYDARI, F. (1980): Die Anwendung des Granat-Biotit-Geothermometers auf einige pelitische Metamorphite der Koralpe, Steiermark. — Miner. Mittbl. Joanneum, Graz, im Druck.
- HÖLLER, H. (1959): Ein Spodumen-Beryll-Pegmatit und ein mineralreicher Marmor im Wildbachgraben bei Deutschlandsberg. — Miner. Mittbl. Joanneum, Graz 1967: 19.
- HOMANN, O. (1962): Das kristalline Gebirge im Raume Pack-Ligist. — Miner. Mittbl. Joanneum, Graz, 1962: 21—62.
- HOSCHER, G. (1973): Die Reaktion Phlogopit + Calcit + Quarz = Tremolit + Kalifeldspat + H₂O + CO₂. — Contr. Miner. Petrol. 39: 231—237.
- KANTOR, J. & FLÜGEL, H. (1964): Altersbestimmungen an Gesteinen steirischen Kristallins. — Anz. math.-naturwiss. Klasse, Österr. Akad. Wiss., Wien 1964: 225—226.
- KIESLINGER, A. (1926, 1927a, 1928): Geologie und Petrographie der Koralpe, I—IX. — Sitz.-Ber. Akad. Wiss. Wien, math.-naturwiss. Klasse, Abt. I, 135: 1—42, 135: 479—497, 136: 79—94, 136: 95—104, 137: 101—111, 137: 123—142, 137: 401—454, 137: 455—480, 137: 491—532.
- (1927b): Paramorphosen von Disthen nach Andalusit. — Sitz. Ber. Akad. Wiss. Wien, math.-naturwiss. Klasse, Abt. I, 136: 13—14.
- KLEINSCHMIDT, G. & RITTER, U. (1976): Geologisch-petrographischer Aufbau des Koralpenkristallins südlich von Soboth/Steiermark-Kärnten (Raum Hühnerkogel-Laaken). — Carinthia II, 166/86: 57—91.
- KRETZ, R. (1961): Some applications of thermodynamics to coexisting minerals of variable compositions. Examples: orthopyroxene-clinopyroxene und orthopyroxene-garnet. — J. Geol. 69: 361—387.
- (1963): Distribution of magnesium and iron between orthopyroxene and calcic pyroxene in natural mineral assemblages. — J. Geol. 71: 773—785.
- KÜMEL, F. (1937): Über basische Tiefengesteine der Zentralalpen und ihre Metamorphose. — Tschermaks Min. Petr. Mitt. 49: 415—441.
- KUSHIRO, I. (1969): Clinopyroxene solid solutions formed by reactions between diopside and plagioclase at high pressures. — Min. Soc. Amer. Spec. Pap. 2: 179—191.
- & YODER, H. S. (1966): Anorthite-Forsterite and Anorthite-Enstatite Reactions and their bearing on the Basalt-Eclogite Transformation. — J. Petrol. 7: 337—362.
- LEAKE, B. E. (1978): Nomenclature of amphiboles. — Amer. Min. 63: 1023—1052.
- MACHATSCHKI, K. & WALITZI, E. M. (1961): Hornblendens aus Eklogiten und Amphiboliten der südlichen Koralpe. — Tschermaks Min. Petr. Mitt. 8: 140—151.
- METZ, P. (1976): Experimental investigation of the metamorphism of siliceous dolomites, III. — Contr. Miner. Petrol. 58: 137—148.
- MÜLLER, G. & SCHNEIDER, A. (1971): Chemistry and Genesis of Garnets in Metamorphic Rocks. — Contr. Miner. Petrol. 31: 178—200.
- NOCKOLDS, S. R., KNOX, R. W. O'B. & CHINNER, G. A. (1978): Petrology for Students. — University Press, Cambridge.
- OSBORN, E. F. & TAIT, D. B. (1952): The system diopside-forsterite-anorthite. — Amer. J. Sci., Bowen volume: 413—433.
- PACHER, F. (1977): Petrologische Untersuchungen an einigen Plattengneisen der Koralpe (Steiermark). — Diss. Univ. Graz.
- PACHER, F. & RIEPL, K. (1978): Über die chemische Zusammensetzung von Gneisen und Glimmerschiefeln der Koralpe, Steiermark. — Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark 108: 45—54.
- PERCHUK, L. L. (1967): The Biotite-Garnet Geothermometer. — Doklady Akad. Nauk SSSR. Vol. 177: 411—414.
- PETTIJOHN, F. J. (1975): Sedimentary Rocks, 3. Edit. — Harper & Row, New York—Evanston—San Francisco—London.
- PLATEN, H. v. & HÖLLER, H. (1966): Experimentelle Anatexis des Stainzer Plattengneises von der Koralpe, Steiermark, bei 2, 4, 7 und 10 Kb H₂O-Druck. — N. Jb. Miner. Abh. 106: 106—130.

- POSTL, W. (1976a): Petrologische Untersuchungen an gabbroiden und eklogitischen Gesteinen von der Koralpe — Fundpunkt Rosenkogel, Höller und Stingel, Steiermark. — Mittbl. Abt. Miner. Joanneum, Graz 44:14—34.
- (1976b): Über einen Grossular aus der Koralpe, Steiermark. — Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark 106:35—37.
- & GOLOB, P. (1979): Ilmenorutil (Nb-Rutil), Columbit und Zinnstein aus einem Spodumenpegmatit im Wildbachgraben, Koralpe (Steiermark). — Mittbl. Abt. Miner. Joanneum, Graz 1979: 27—35.
- RICHARDSON, S. W., BELL, P. M. & GILBERT, M. C. (1968): Kyanite-sillimanite equilibrium between 700 und 1500 °C. — Amer. J. Sci. 266: 513—541.
- GILBERT, M. C. & BELL, P. M. (1969): Experimental determination of kyanite-andalusite and andalusite-sillimanite equilibria; the aluminium silicate triple point. — Amer. J. Sci. 267: 259—272.
- RICHTER, W. (1973): Vergleichende Untersuchungen an ostalpinen Eklogiten. — Tscherms Min. Petr. Mitt. 19: 1—50.
- RIEPL, K. (1978): Petrologische Untersuchungen an einigen Gneisen der südlichen Koralpe (Steiermark). — Diss. Univ. Graz.
- SKIPPEN, G. (1974): An experimental model for low pressure metamorphism of siliceous dolomitic marble. — Amer. J. Sci. 274: 487—509.
- SOBOLEW, N. W. (1964): Parageneticeskije Tipij Granatow. — Akad. Nauk SSSR, Sibir. Otd. Inst. Geol. Geophys.
- STORRE, B. & KAROTKE, E. (1971): Experimentelle Anatexis von Glimmerschiefern in Modellsystemen. — Fortschr. Miner. 49, Beih. 1: 56—58.
- & NITSCH, K. H. (1972): Die Reaktion $2 \text{Zoisit} + 1 \text{CO}_2 = 3 \text{Anorthit} + 1 \text{Calcit} + 1 \text{H}_2\text{O}$. — Contr. Miner. Petrol. 35: 1—10.
- TOLLMANN, A. (1977): Geologie von Österreich, Band 1. — Franz Deuticke, Wien.
- TROJER, F. & WALITZI, E. M. (1965): Strukturuntersuchungen an einer Hornblende aus dem eklogitischen Gestein von Stramez, südliche Koralpe. — Tscherms Min. Petr. Mitt. 10: 233—240.
- WALITZI, E. M. & WALTER, F. (1980): Über die Raumgruppensymmetrie von Omphaziten aus eklogitischen Gesteinen der Kor- und Sausalpe (Steiermark, Kärnten). — N. Jb. Miner. Mh., im Druck.
- WEBER, A. (1941): Gabbro und Gabbroabkömmlinge von der Koralpe (Steiermark). — Zentralbl. Min. Geol. Pal. Abt. A, 1941: 209—216.
- WEDEPOHL, K. H. (1969): Handbook of Geochemistry. Vol. I. — Springer Verlag, Berlin—Heidelberg—New York.
- WEISSENSTEINER, G. (1970): Neue Mineralfunde aus dem Bereich der Kor- und Sausalpe, Steiermark und Kärnten. — Der Karinth 63: 183—186.
- (1975): Hessonit und Vesuvian in der Koralpe. — Die Eisenblüte, Mittbl. Ver. Steir. Mineraliensammler 1: 11—12.
- WICKMANN, K. H. (1954): The „total“ amount of sediments and the composition of the „average igneous rock“. — Geochim. Cosmochim. Acta 5: 97—110.
- WIESENEDER, H. (1935): Beiträge zur Kenntnis der ostalpinen Eklogite. — Tscherms Min. Petr. Mitt. 46: 174—211.
- WILCOX, R. E. & POLDERVAART, A. (1958): Metadolerite dike swarm in Bakersville, Roan Mountain area, N. C. — Bull. Geol. Soc. America 69: 1323—68.
- WINKLER, A. (1966): Die Verbreitung der eklogitischen Gesteine von Gressenberg bei Schwanberg, Weststeiermark. — Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark 96: 112—126.
- WINKLER, H. G. F. (1967): Die Genese der metamorphen Gesteine, 2. Aufl. — Springer-Verlag, Berlin-Heidelberg—New York.
- (1976): Petrogenesis of Metamorphic Rocks, 4. Edit. — Springer-Verlag, New York—Heidelberg—Berlin.
- YODER, H. S. & TILLEY, C. E. (1962): Origin of basalt magmas: an experimental study of natural and synthetic rock systems. — J. Petrol. 3: 342—532.
- YOKOYAMA, K., BANNO, S. & MATSUMOTO, T. (1976): Compositional range of Pz/n omphacite from eclogitic rocks of Central Shikoku, Japan. — Miner. Mag. 40: 773—779.

Anschrift des Verfassers: Univ.-Prof. Dr. Haymo HERITSCH, Institut für Mineralogie-Kristallographie und Petrologie, Universität Graz, Universitätsplatz 2, A-8010 Graz, Österreich.