

Aus dem Institut für Mineralogie und Petrographie der Universität Graz

Exkursion in das Kristallin der Koralpe

Von Haymo Heritsch¹⁾

Mit zwei Beiträgen von Helmut Höller

Mit 2 Abbildungen auf Beilagen-Tafel XVII

Geologische Karten:

BECK-MANNAGETTA P. (1941). Mitt. geol. Ges. Wien, 34.

BECK-MANNAGETTA P. (1945). Jb. geol. Bundesanstalt, Wien.

FLÜGEL H. (1963). Das steirische Randgebirge. Geol. Führer 42. Borntraeger, Berlin.

HOMANN O. (1962). Mitt. Abt. Min. Joanneum, Graz.

KIESLINGER A. (1929). Geol. Spezialkarte d. Republik Österreich. Blatt Unterdrauburg, Geol. Bundesanstalt, Wien.

METZ K. (1957). Geologische Karte der Steiermark, Steirischer Heimatatlas, Graz.

EINFÜHRUNG

Die Koralpe ist ein mächtiger, sich S—N erstreckender Gebirgszug (etwa 25 km × 40 km), der von der Drau im Süden bis in das Gebiet der Pack im Norden reicht, im Westen durch das Lavant-Tal und im Osten durch das weststeirische Becken begrenzt wird. Die beherrschenden Gesteine sind Schiefergneise verschiedener Art und Glimmerschiefer, in welchen im wesentlichen Marmor, Amphibolite, Eklogitamphibolite und Pegmatite eingelagert sind.

Es kann nicht Aufgabe dieses Führers sein, die außerordentlich komplizierten und schwer durchsichtigen, von verschiedenen Autoren versuchten Gliederungen dieser Schiefergneis- und Glimmerschiefermassen im einzelnen zu diskutieren: vgl. z. B. A. KIESLINGER (1928d), P. BECK-MANNAGETTA (1941), O. HOMANN (1962) und die Zusammenfassung bei H. FLÜGEL (1963).

Vor allem seien aber aus der grundlegenden monographischen Bearbeitung von A. KIESLINGER (1928d) einige Sätze zitiert, die auch heute nach wie vor für dieses Gebiet Geltung haben:

„Die Paragesteine der Koralpe sind durch die Eintönigkeit im großen, durch unendlichen Wechsel im kleinen ausgezeichnet. Die vorhin erwähnten Umstände, vor allem der Polymetamorphismus (der sich besonders in der rück-schreitenden Metamorphose einzelner Teile äußert) und die Injektion, schaffen eine Unzahl verschiedener Gesteinsausbildungen, die wieder durch Übergänge aller Art verbunden sind. So war es schwer, über die Abgrenzung einzelner „Gesteinsarten“ ins reine zu kommen.“

¹⁾ Vorliegendes Manuskript ist am 29. 4. 1963 bei Prof. WIESENER, dem Leiter der Herbsttagung 1963 der Deutschen Mineralogischen Gesellschaft, eingelangt und am 7. 5. 1963 von der Schriftleitung der „Mitteilungen des Naturwissenschaftlichen Vereins für Steiermark“ zum Druck angenommen worden.

„Als Schwierigkeiten der Gliederung 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 postkrystalline 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 eben überhaupt zwischen allen Gesteinen Übergänge.“ Dadurch, daß tektonische, petrographische und stratigraphische Einteilungsprinzipien den Autoren vorschweben, A. KIESLINGER (1928d), sind auch die gegebenen Einteilungen durchaus nicht immer miteinander vergleichbar.

P. BECK-MANNAGETTA (1953), auch zitiert bei H. FLÜGEL (1963), gliedert folgendermaßen:

- a) liegende Wolfsberger Gruppe, mesozonale Folge von Granodioriten und Augengneisen mit einem Dach aus Granatglimmerschiefer.
- b) Koralpen-Gruppe, venitische Plattengneise und Granatglimmerschiefer mit Pegmatiten, Amphiboliten, Eklogitamphiboliten und Eklogiten.
- c) hangende Gruppe, im Norden die Gradener Gruppe: Granatglimmerschiefer mit Staurolith, Amphibolite, Marmore; außerdem nach H. FLÜGEL (1963) im Süden die Diaphthoritzone A. KIESLINGERS (1926—1928), bestehend aus diaphthoritischen Glimmerschiefern, Granatglimmerschiefern, Quarziten, Grünschiefern, die als diaphthoritische Eklogitamphibolite und Amphibolite angesehen werden, Serpentine und phyllitähnliche Diaphthorite.

Über den tektonischen Bauplan referiert H. FLÜGEL (1963) aus der Literatur etwa folgendermaßen: Bei der Koralpenkristallisation wurden vorwiegend ESE streichende Achsen abgebildet. Eine regionale jüngere Verformung, die E—W streichende Großfalten schuf, verstellte diesen ältesten Bau. Jedoch herrscht auch darüber keine einheitliche Auffassung, vgl. z. B. P. BECK-MANNAGETTA (1949), O. HOMANN (1962).

Die Exkursion führt am Ostrand der Koralpe in die Koralpengruppe, und gibt einen Überblick über die sie aufbauenden Gesteine. Dabei werden auch einige Mineralfundstätten berührt.

Der Plattengneis

Die grundlegende Beschreibung dieses Gesteins stammt von A. KIESLINGER (1928d). Der Plattengneis ist in seiner typischen Entwicklung ein Gestein, das schon im Handstück deutlich den Aufbau aus zwei Anteilen erkennen läßt, nämlich einmal dunkle Lagen schiefriger Natur und helle pegmatoide Lagen. Die mengenmäßige Verteilung dieser beiden Sorten von Lagen kann weitgehend variieren. Eine ausgezeichnete Spaltbarkeit entlang dieser, d. h. auch entlang der glimmerbelegten Schieferungsflächen macht den Plattengneis zu einem technisch wichtigen Gestein.

Die *dunklen Lagen* enthalten folgende Mineralien: Granat in meist undeutlicher Kristallgestalt, oft zu Kornstreifen ausgewalzt.

Biotit und Muskowit, ausgezeichnet in s eingeregelt.

Disthen in langprismatischen, nach {100} plattigen Kristallen. Besonders auffallend ist die Anordnung der feinkörnigen Kristalle (Korngröße in den Hun-

dertstel Millimetern) in linsenförmigen Kristallaggregaten, in der Literatur z. B. A. CLOSZ (1927), O. HOMANN (1962) als „Flatschen“ oder „Flasern“ bezeichnet.

Eine Deutung als tektonisch ausgewalzte Paramorphosen nach Andalusit — in Analogie zu den bekannten Disthenparamorphosen aus dem Höhengebiet der Koralpe, vgl. A. KIESLINGER (1927c), F. CZERMAK (1938) — glaubt F. ANGEL (1940) aus gelegentlich auftretenden Formrelikten annehmen zu können. Diese Deutung wird dann später in der Literatur wiederholt, z. B. O. HOMANN (1962).

Quarz, undulöse, gelängte Körner mit kristalloblastischer Verzahnung, oft deutlich eingeregelt nach der Trenerschen γ -Regel.

Plagioklas mit Periklin- und Albit-Zwillingslamellen, meist deutlich normal zonar mit Kern 25—30 Prozent an und Rand um 15 Prozent an.

Die dunklen Lagen zeigen das Bild einer starken Durchbewegung. Die teilweise zermalmt Granate sind von Glimmer und Disthenfasern umflossen. Linsenartige Glimmerlagen wechseln mit Lagen eingeregelter und deutlich beanspruchter Quarze ab; in diesen Lagen erscheint auch Plagioklas.

Die hellen, pegmatoiden Lagen enthalten neben Quarz Kalinatronfeldspäte und Plagioklas. Die Kali-Natron-Feldspäte sind einerseits schwach (flau) oder nicht gegitterter Mikroklin, andererseits handelt es sich um natriumreiche Kalifeldspäte („Anorthoklas“). Diese Angaben in der Literatur, A. KIESLINGER (1928d), O. HOMANN (1962), konnten auch durch eigene Messungen bestätigt werden. Eine Neubearbeitung dieser Feldspäte sowie der pegmatoiden Lagen ist in Aussicht genommen.

Die Plagioklase sind Oligoklase um 20 Prozent an, meist nicht zonar.

In den Feldspäten sind reichlich Muskowitschüppchen und Klinoisit, oft kristallographisch geregelt, eingelagert.

Die pegmatoiden Lagen können an Mächtigkeit und Menge so zunehmen, daß sie die Hauptmenge des Gesteins bilden und zu Pegmatiten werden. Solche Pegmatite enthalten akzessorisch Pegmatitminerale, vor allem Turmalin und Granat, aber auch Beryll, F. MACHATSCHKI (1927), P. BECK-MANNAGETTA (1945). In den Pegmatiten, aber auch in den pegmatoiden Lagen kommt es zur Bildung von großen Feldspatäugen, sowohl von Kali-Natron-Feldspat wie auch von Oligoklas. Die Feldspatkristalle sind aber weitgehend zerbrochen und von Mörtelkränzen aus Quarz und Feldspäten umgeben. Die großen Kristalle selbst sind sehr stark mechanisch beansprucht (gebogene Spaltrisse, vgl. F. MACHATSCHKI 1927) und undulös auslöschend, so daß U-Tischmessungen sehr schwer auszuführen sind.

Über die chemische Zusammensetzung der pegmatoiden Lagen bis Pegmatite gibt es zur Zeit nur die Untersuchung von F. MACHATSCHKI (1927), der aus seinen beiden Analysen für die Plagioklase An-Gehalte von 8,5 Prozent und 14 Prozent an verrechnet bzw. 11 Prozent an und 12 Prozent an beobachtet.

Der Kalifeldspat wird als ungegitterter Mikroklin beschrieben. Es ist aber auch möglich, die Analyse von F. MACHATSCHKI (1927) so zu berechnen, daß sich K-Na-Feldspat ergibt, wie er auch etwa aus der Umgebung von Stainz beobachtet werden kann. Es gibt nur eine Bearbeitung, A. CLOSZ (1927), die eine chemische Analyse eines Plattengneises und eine zugehörige Integrationsanalyse enthält.

Chemische und Integrationsanalyse des Plattengneises
östlich von der Garanashütte, Koralpe, A. CLOSZ (1927)

	Gew. %		Volums %
SiO ₂	67,44	Quarzfeldspatgemenge	64,6
TiO ₂	0,93	Mikroklin	18,4
Al ₂ O ₃	14,59	Granat	7,0
Fe ₂ O ₃	2,27	Biotit	6,6
FeO	3,79	Muskowit	1,1
MgO	0,56	Disthen	1,8
CaO	1,68	Erz	0,5
Na ₂ O	3,27		<hr style="width: 100%;"/>
K ₂ O	3,44		100,0
H ₂ O	1,85		
P ₂ O ₅	0,08		
	<hr style="width: 100%;"/>		
	99,90		

Genetisch sind von früheren Bearbeitern z. B. A. CLOSZ (1927) oder A. KIESLINGER (1928d) die Plattengneise als Wirkung einer Injektion in Paragneise aufgefaßt worden, wobei die Meinungen über die verschiedenen Kristallisationsakte auseinander gingen. F. ANGEL, H. MEIXNER und L. WALTER (1939) haben dann auf die Möglichkeit einer anatektischen Bildung (Venite) der pegmatoiden Lagen durch Versenkung in die Tiefe hingewiesen. Diese Ansicht ist von F. ANGEL (1940) bzw. F. ANGEL und F. TROJER (1953) weiterhin ausgebaut worden und zwar in dem Sinn, daß ein Al-Mg-Fe-reicher, vor allem durch Disthen und Granat charakterisierter Restbestand in Folge der Anatexis einem Quarz-Feldspat-Metatekt gegenüber steht. Dieser Deutung schloß sich auch P. BECK-MANNAGETTA (1949) an, der für den ganzen Vorgang den Ausdruck „Wurzellose venitische Metamorphose“ verwendet. Es sei hier auf die Deutung der Korund-Spinell-Gesteine des oststeirischen Kristallins ebenfalls als Restite einer Anatexis durch H. WIESENER (1961, 1962) als auf einen prinzipiell ähnlichen, jedoch in räumlichen Ausmaßen bescheidenen Parallellfall hingewiesen.

Die Frage, in welcher Tiefenstufe bzw. in welcher Fazies diese Metamorphose vor sich ging, ist von verschiedenen Autoren nicht einheitlich beantwortet worden. Über das Auftreten von Sillimanit gibt es nämlich seit längerer Zeit eine Diskussion in der Literatur. F. BECKE (1922) hat die von F. ANGEL in F. ANGEL und F. HERITSCH (1919) beschriebene weite Verbreitung des Sillimanites angezweifelt und nur in einzelnen Schlifften vielleicht für möglich gehalten. Die meisten feinen naturgemäß nur schwer bestimmbaren Mikrolithen in den Plagioklasen, die für Sillimanit angesehen wurden, sind dann nach F. BECKE (1922) in der Hauptsache Klinozoisit, Zoisit, Kleinformen von Disthen und auf die Kante gestellte Muskowite. Dieser Ansicht wurde von F. ANGEL (1922) beige-pflichtet. Nachher erschienen dann in der Literatur noch mehrfach Angaben über Sillimanit im Plattengneis, z. B. F. HERITSCH und F. CZERMAK (1923), F. HERITSCH und F. LIEB (1924), A. CLOSZ (1927) und F. ANGEL (1940).

A. KIESLINGER (1928d) bezweifelt dagegen das Vorkommen von Sillimanit ebenso wie A. ALKER in O. HOMANN (1962), der alle Mikrolithen für Muskowit (Serizit) oder Klinozoisit hält.

Im Sinne der Tiefenzonenlehre läßt daher A. KIESLINGER (1928d) die Einordnung der Plattengneise, da ein „typomorphes Mineral im engeren Sinn“ fehlt, offen und hält sie an der Grenze der 2. und 3. Tiefenstufe (Meso- und Katazone) für möglich. F. ANGEL z. B. 1940 hingegen ordnet sie in die 3. Streßzonenstufe (Katazone), in die sogenannte alpine Eklogitfazies ein. P. BECK-

MANNAGETTA (1961) meint, die Plattengneise seien in der Amphibolitfazies entstanden und O. HOMANN (1962) hält die Metamorphose wieder für katazonal. O. HOMANN (1962) hat ferner das Zustandsdiagramm von R. D. SCHUILING (1962) zur Deutung herangezogen. Abgesehen von anderem, ist aber danach und unter Berücksichtigung der von H. S. YODER und C. E. TILLEY (1962) mitgeteilten Daten eine gleichzeitige Auskristallisation von Andalusit, Anatexis und Bildung von Eklogit unmöglich.

Versucht man die einzige Plattengneisanalyse, A. CLOSZ (1927), in ein A-C-F-Diagramm zu projizieren, so erhält man die Abb. 1 für die Staurolith-Almandin-Subfazies. Staurolith ist jedoch nur äußerst selten im Plattengneis zu finden, F. ANGEL (1940). Es kann daher hier die Almandin-Disthen-Subfazies nach F. J. TURNER und J. VERHOOGEN (1960) angewendet werden, in der das Paar Disthen — Almandin die Stelle von Staurolith einnimmt. Im A-K-F-Diagramm fällt der Projektionspunkt wegen des großen Kaligehaltes in das Feld Muskowit-Biotit-Mikroclin.

Eine Neubearbeitung der Plattengneise, etwa in Hinsicht auf neuere Erkenntnisse die Anatexis betreffend, ist vom hiesigen Institut aus bereits eingeleitet.

Pegmatite und Quarzgänge

Entsprechend ihrer anatektischen Entstehung sind die Pegmatite vorwiegend in das s der Plattengneise eingeregelt, A. KIESLINGER (1928b); dies wird auch von O. HOMANN (1962) für das Gebiet der Pack bestätigt. Er beschreibt allerdings auch Quergriffe von Pegmatiten. Die Pegmatite enthalten als Akzessorien, wie schon erwähnt, reichlich schwarzen, magnesium- und eisenreichen, postkristallin zerbrochenen Turmalin und almandinreichen Granat. In den letzten Jahrzehnten ist außerdem über eine Reihe von Mineralfunden in der Literatur berichtet worden. Es ist keineswegs beabsichtigt, diese hier vollständig zu referieren, jedoch sei wenigstens auf die Arbeiten von H. MEIXNER (1938), S. KORITNIG (1939), E. KRAJICEK (1956), R. KREBERNIK (1959), H. HÖLLER (1959) und A. ALKER (1959) verwiesen; daraus seien einige Mineralien aufgezählt: Zirkon, Titanit, Rutil, Apatit, Beryll, Monazit, Xenotim, Spodumen, Vivianit, Siderit, Zinkblende und Uranglimmer. Hierher gehören auch die schon zu den Vorkommen von reinen Quarzgängen überleitenden Pegmatitgänge des Gradischberges mit hervorragenden wasserhellen bis 7 cm großen Plagioklaskristallen ($Ab_{87}An_{13}$), die von A. SMITA (1877) und F. BECKE (1901) untersucht wurden und mit kristallographisch vermeßbarem Muskowit, untersucht von W. F. LÖBISCH (1877) und G. TSCHERMAK (1878). Beide Mineralien werden in den Handbüchern zitiert und sollen vom hiesigen Institut aus neu bearbeitet werden.

Besonders bekannt sind Pegmatite mit Paramorphosen von Disthen nach Andalusit. Die Größe der in der Form erhaltenen rhombischen Kristallgestalt ist üblicherweise im Zentimeterbereich, kann aber auch bis in den Dezimeterbereich gehen. Über die einzelnen Vorkommen berichtet A. KIESLINGER (1927c) und F. CZERMAK (1938). In diesen Pegmatiten ist nachweisbar zuerst Andalusit gebildet worden und dieser ist unter Erhaltung der Form — allerdings gelegentlich mit Deformation, F. CZERMAK (1938) — in Disthen umgewandelt worden.

Die durch alle Übergänge mit den Pegmatiten verbundenen Quarzgänge und Mineralklüfte werden in der Literatur als nachpegmatitisch bis hydrothermal und jünger angesehen, sie sind tatsächlich gelegentlich quergreifend und kommen offenbar vorwiegend im Zusammenhang mit Eklogitamphiboliten vor. Diese Gänge enthalten neben derbem Quarz auch gelegentlich schön ausgebil-

dete Quarzkristalle, meist Dauphinéer-Zwillinge, es konnte allerdings auch eine morphologisch erkennbare Rechts-Links-Verzwilligung gefunden werden, H. HERITSCH (1951, 1952). In Quarzlagergängen bzw. Quarzlinsen wurden auch die bekanntesten Rutilite von Modriach gefunden. Zu erwähnen ist neuerdings der Quarzbergbau Ebenlecker bei Modriach, der auch noch in letzter Zeit neben anderen Mineralien seltene sekundäre Phosphate geliefert hat, E. KAHLER (1962). Die Quarzgänge hatten bis in die zweite Hälfte des vorigen Jahrhunderts eine wirtschaftliche Bedeutung als Rohstoffe für die Glaserzeugung, in neuerer Zeit für die Herstellung von Ferrosilizium.

Zu den Mineralklüften der Koralpe gehören auch die von Wernersdorf mit Quarz, Chlorit, Kalkspat, Plagioklas usw., A. ALKER (1954) sowie Klüfte in Unterlaufenegg bei Deutschlandsberg mit Paragonit, Oligoklas und farbloser Hornblende, P. BECK-MANNAGETTA in H. HARDER (1956/57).

Ebenso gehört hierher die Zeolithbildung an Klüften von Gneisen z. B. bei Schwanberg mit Laumontit, Heulandit und Stilbit, H. MEIXNER (1939a) und in Amphiboliten im Engelweingarten bei Stainz, H. HERITSCH (1956b).

Marmor

In seiner monographischen Bearbeitung der Koralpe hat schon A. KIESLINGER (1926b) auf die Parallele mit den vier Gruppen der Marmore nach P. ESKOLA (1922, 1939) hingewiesen und erwähnt, daß in der Koralpe nur die Stufen eins bis drei, d. h. Quarz-Dolomit-Marmor, Tremolit-Marmor und Diopsid-Marmor erreicht worden sind. H. MEIXNER (1939b, 1940) hat sich mit derselben Frage auseinandergesetzt und die Meinung vertreten, daß trotz des Fehlens von Wollastonit durch die übrige Paragenese im wesentlichen die vierte Stufe des Wollastonitmarmores erreicht worden ist.

In Tabelle 1 ist eine Übersicht über einige Fundpunkte zum Vergleich gegeben. Diese Tabelle enthält Mineralzusammenstellungen vom Hartner-Steinbruch bei Schwanberg nach H. MEIXNER (1939b, 1940), vom Sauerbrunngraben bei Stainz nach E. HUSSAK (1885), von der Lagerstätte Lamprechtsberg nach O. FRIEDRICH (1932) und H. MEIXNER (1939b) und für die Koralpenmarmore überhaupt nach A. KIESLINGER (1926b). Ferner ist eine schon von H. MEIXNER (1939b) gegebene vergleichende Aufstellung über die Paragenese von Parainen nach A. LAITAKARI (1921) sowie eine Aufstellung über das von A. KÖHLER (1925, 1932) und A. SIGMUND (1937) beschriebene Vorkommen von der Loya bei Persenbeug angegeben. Interessanterweise zieht H. MEIXNER (1939b) ein weiteres Vorkommen von Schwarzenbach im Burgenland nach F. KÜMEL (1936) als vergleichbar heran.

Tabelle 1: Mineralien in Marmoren der Koralpe (Spalte 1—4), verglichen mit Parainen nach H. MEIXNER (1939b) (Spalte 5) und Loya nach A. KÖHLER (1925, 1932) und A. SIGMUND (1937) (Spalte 6). — In Spalte 5: Zusammenstellung nach H. MEIXNER (1939b): K = Koralpe, P = Parainen.

	1	2	3	4	5	6
	Hartnerbruch	Sauerbrunngraben	Lamprechtsberg	Koralpe Kieslinger (1926b)	Meixner (1939b)	Loya
Graphit	+			+	K P	+
Bleiglanz			+		K P	
Zinkblende			+		K	
Magnetkies	+	+	+		K P	
Pyrit	+	+		+	K P	
Kupferkies	+		+		K P	

	1	2	3	4	5	6
Löllingit						P
Arsenkies						P
Flußspat						P
Quarz	+	+	+	+	K	P
(Opal	+				K)
Ilmenit						P
Spinell						P
Kalkspat	+	+		+	K	P
Dolomit				+	K	P
Mikroklin		+	+	+	K	P
Anorthoklas	+				K	
Albit-Oligoklas		+	+	+	K	P
Andesin	+			+	K	P
Labradorit	+				K	
Bytownit	+				K	
Anorthit	+				K	P
Dumortierit	+				K	
Diopsid	+	+	+		K	P
tiefgrüner bis schwarzer Pyroxen	+			+	K	P
Wollastonit						P
Pargasit	+			+	K	P
Tremolit		Hornblende	Hornblende	+	K	P
Grossular		Granat	Granat			P
Almandin	+			+	K	P
Skapolith	+			+	K	P
Vesuvian				?	K ^P	P
Prehnit						P
Chondrodit-Humit			?		K ^P	P
Turmalin	+	+	+	+	K	P
Klinozoisit-Epidot	+		+	+	K	
Zoisit	+	+	+	+	K	
Orthit						P
Muskowit		+	+	+	K	P
Biotit	+	+	+	+	K	P
Phlogopit		+		+	K	P
Clintonit						P
Serpentin					K ^P	P
Talk						P
Titanit	+	+		+	K	P
Zirkon	+	+		+	K	P
Apatit	+	+	+	+	K	P

Eklogitamphibolite und Amphibolite

A. KIESLINGER (1928c) berichtet ausführlich über das geologische Auftreten der Eklogitamphibolite und Amphibolite. Gesteinskörper größeren Umfanges bilden plattenförmige Lagen in den umgebenden Gneisen und Schiefen, kleine Körper hingegen haben Linsenform. Eine Verfärbung in die Nachbargesteine wird beobachtet, jedoch niemals ein Quergreifen. Auffallend sind dünne Schicht-

blätter, die sich oft sehr weit, mehrere Kilometer, bei Mächtigkeiten von wenigen Metern in die Nachbargesteine hineinerstrecken. Es liegt daher nahe, bei großen Stockformen an ursprüngliche Gabbrokörper, bei den wenig mächtigen Eklogit-amphibolitplatten an Deckenergüsse oder tuffige Bildungen als Ausgangsmaterial zu denken, vgl. auch P. BECK-MANNAGETTA (1961).

Nach A. KIESLINGER (1928c) sind im wesentlichen „die sogenannten Eklogite und Amphibolite des Korallengebietes ein und dasselbe Gestein“. Eine abseitsstehende Stellung nehmen nur die „Diallageklogite“ ein. Der Haupttypus ist der körnige Eklogitamphibolit. Eklogit im engeren Sinn (Omphazit und Granat), wie etwa in der Saualpe (Kärnten), gibt es nur in unbedeutenden Schlieren. Der Haupttypus enthält immer auch noch Hornblende. Von diesem Haupttypus gibt es durch Amphibolitisierung sämtliche Übergänge bis zu den Amphiboliten.

Der Mineralbestand des Haupttypus ist Omphazit, fast immer von einer symplektitischen Randzone umgeben, Granat, Hornblende (braunstichig), in der Literatur Karinthin genannt, Zoisit, Quarz, Apatit, Rutil, Zirkon, Titanit und Pyrit.

Über die Mengenverhältnisse eines Eklogitamphibolites vom Mauthnereck orientiert folgende Tabelle 2 nach A. KIESLINGER (1928c).

Tabelle 2. Integrationsanalysen von zwei Eklogitamphiboliten vom Mauthnereck

Pyroxen + Symplekit	42,8	40,6
Hornblende	23,6	28,0
Granat	18,8	22,0
Quarz	11,4	5,0
Zoisit + Apatit	1,9	1,5
Rutil	1,4	1,9
Ilmenit	—	1,1
	<hr/> 99,9	<hr/> 100,1

In der folgenden Tabelle 3 sind die chemische Analyse, die Niggli-Werte, A. KIESLINGER (1928c) und die Norm des Eklogitamphibolites vom Mauthnereck, verglichen mit der Norm des Eklogits von Glenelg, Schottland, H. S. YODER und C. E. TILLEY (1962) enthalten.

Tabelle 3. Eklogitamphibolit vom Mauthnereck/Koralpe

				Eklogit von Glenelg	
		Niggli-Werte	Norm		Norm
SiO ₂	52,51				
TiO ₂	1,62				
Al ₂ O ₃	13,70	si = 124,5	Qz	1,05	1,80
Fe ₂ O ₃	2,24	al = 19,5	Or	3,12	2,22
FeO	7,91	fm = 46,5	Ab	27,00	20,44
MnO	0,07	c = 26	An	21,49	24,46
MgO	7,49	alk = 8	Di	21,33	23,31
CaO	10,24	k = 0,10	Hy	18,70	18,71
Na ₂ O	3,19	mg = 0,57	Il	3,08	2,89
K ₂ O	0,53	ti = 2,9	Mt	3,25	5,34
CO ₂	0,14	p = 0,2	Ap	0,36	0,34
S	0,10		Ct	0,32	0,32
P ₂ O ₅	0,16		Rest	0,21	0,53
H ₂ O	0,36			<hr/> 99,91	<hr/> 100,36
	<hr/> 100,26				

Damit liegt der Eklogitamphibolit im Tholeiit-Tetraeder nahe der Ebene der SiO_2 -Sättigung, wie auch der Eklogit von Glenelg.

Ferner ist in Abb. 2 die Analyse des Eklogitamphibolits vom Mauthnereck im A-C-F-Diagramm dargestellt. Das Diagramm enthält die Projektionspunkte folgender Gesteine: Eklogitamphibolit vom Mauthnereck (M) A. KIESLINGER (1928c), vier von H. S. YODER und C. E. TILLEY (1962) untersuchte Eklogite (g, d, h, s), drei Eklogite von Gertrusk, Saualpe/Kärnten (G) H. WIESENER (1935) und F. ANGEL (1957), den Diallageklogit vom Lenzbauer bei Schwanberg (L) H. WIESENER (1935) und den Diallageklogit von Holl bei Eibiswald (H) A. KIESLINGER (1928c). Außerdem sind noch die Projektionspunkte des Granates (Gr) und des Omphazites (Om) aus dem Eklogit von Gertrusk, F. ANGEL und F. SCHAIDER (1950) sowie auch der Projektionspunkt der Hornblende („Karinthin“) vom Mauthnereck (Hb), K. MACHATSCHKI und E. M. WALITZI (1962) eingetragen.

Das Diagramm zeigt, daß die Neigung der Verbindungsgeraden Omphazit — Granat durchaus mit der bei Eklogiten üblichen Neigung zusammenfällt. Ferner liegen die Gertrusker Eklogite (G) etwas abseits von der genannten Verbindungsgeraden. Eine Deutung davon ist nur schwer möglich, da die Integrationsanalyse eines Gertrusker Eklogites nach einer freundlichen Mitteilung von F. ANGEL folgende Werte aufweist:

Granat	51,2 Prozent
Omphazit	43,2 Prozent
Quarz	3,3 Prozent
Rest (Rutil, Ilmenit, Apatit)	2,3 Prozent

Allerdings kommt im Diagramm das Überwiegen des Granates gut zum Ausdruck. Die Lage des Projektionspunktes des Gesteins vom Mauthnereck ist erwartungsgemäß innerhalb des Dreieckes Omphazit — Granat — Hornblende. Hervorzuheben ist ferner, daß sowohl die Gertrusker Eklogite, wie auch der Eklogitamphibolit vom Mauthnereck durchaus in das Feld der von H. S. YODER und C. E. TILLEY (1962) experimentell untersuchten Eklogite fallen, so daß diese Untersuchungsergebnisse auf das vorliegende Problem übertragen werden können.

Ganz abseits stehen die „Diallageklogite“, d. h. bei ihrer Entstehung sind ausgiebige Stoffwanderungen in Rechnung zu stellen.

Man kann die Versuche zur Synthese von Eklogiten von H. S. YODER und C. E. TILLEY (1962) auf das vorliegende Problem der Koralpen-Eklogitamphibolite anwenden. Einmal ist die Mineralkombination des Eklogites nur unter sehr hohem Druck stabil, nach H. S. YODER und C. E. TILLEY (1962) über zehn Kilobar unter Abwesenheit von Wasser. Amphibolite dagegen sind in weitem Bereich bei niedrigeren Drucken und Temperaturen in ihrem Stabilitätsbereich bestimmt, vgl. H. S. YODER und C. E. TILLEY (1962). Ein Übergang von Eklogiten in diese niedrigeren Druck- und Temperaturbedingungen ist eine Diaphthorese und tatsächlich sind die Saualpen-Koralpeneklogite so gedeutet worden, z. B. A. KIESLINGER (1928c), teilweise auch F. ANGEL (1924), so daß die Reihe Eklogit im engeren Sinn (Omphazit + Granat) — Eklogitamphibolit (Omphazit mit Symplektit + Granat + Karinthin) — Amphibolit (Hornblende + Plagioklas) eine Reihe retrograder Metamorphose (Tiefendiaphthorese) wäre.

Weiterhin nehmen H. S. YODER und C. E. TILLEY (1962) folgende Möglichkeit an: Ein Eklogit, der sich in seinem Stabilitätsbereich, unter Abwesenheit

von Wasser, befindet, wandelt sich unter denselben Druck- und Temperaturbedingungen bei genügendem Zutritt von Wasser in eine möglichst wasserreiche Mineralkombination um, nämlich in ein Hornblende-Pyroxen-Gestein oder vielleicht sogar in einen Amphibolit; z. B. ist Eklogit bei 650 Grad und 15 Kilobar bei Wasserfreiheit stabil, dagegen wird dieselbe chemische Zusammensetzung bei 630 Grad und 10 Kilobar Wasserdruck zu Amphibolit.

Folgende von H. S. YODER und C. E. TILLEY (1962) angeführte Möglichkeit ist auch für die Interpretation der Verhältnisse in der Koralpe durchaus von Belang. Ein Eklogit wurde bei niedriger Temperatur und hohem Druck, unter Abwesenheit von Wasser, gebildet. Bei gleichem Druck und bei steigender Temperatur wird dieser Eklogit in einen Gabbro oder Pyroxenit umgewandelt, bei Wasserzutritt entsteht ein Pyroxenhornblendit oder Amphibolit. Die genannten Autoren warnen vor einer generellen Interpretation solcher Fälle als Wirkung einer rückschreitenden Metamorphose.

Für die Koralpe ist z. B. von P. BECK-MANNAGETTA (1961) folgende Deutung ausgesprochen worden: Zutritt von Wasser bewirkt in eklogitischen Gesteinen während der Metamorphose eine „sekundäre“ Amphibolitisierung.

A. R. ALDERMAN (1936) brachte ebenfalls die Amphibolitisierung von Eklogiten und die Injektion der umgebenden Gneise in einen ursächlichen Zusammenhang, eine Ansicht, die auch von H. S. YODER und C. E. TILLEY (1962) geteilt wird.

Die randlichen Umwandlungszonen an den Klinopyroxenen der Koralpeneklogite bestehen aus einer sehr feinkörnigen bis feinfaserigen Diablastik. Mit dem mineralischen Bestand dieses schwer auflösbaren Symplektits beschäftigen sich eine Reihe von Arbeiten, F. ANGEL (1924), A. KIESLINGER (1928c), F. ANGEL (1940), A. ALKER (1958), F. HOFER in P. BECK-MANNAGETTA (1961) und O. HOMANN (1962). Das Ergebnis ist, daß Hornblende, ein Klinopyroxen (vielleicht Diopsid oder Omphazit) und saurer Plagioklas die Hauptmenge bilden, Quarz wird ebenfalls neben Plagioklas erwähnt. Bei der experimentellen Umwandlung des Eklogites von Glenelg beobachteten H. S. YODER und C. E. TILLEY (1962) randliche Bildungen aus Hornblende und einem neuen Pyroxen um Granat und um den ursprünglichen Pyroxen. Die Neubildungen, die allerdings — vermutlich wegen der zu hohen Temperatur — nie Plagioklas aufweisen, entstehen auf Kosten des ursprünglichen Pyroxens. Die Parallele zu den natürlichen Vorkommen ist augenscheinlich.

Über gabbroide Gesteine im Zusammenhang mit Eklogitamphibolit wird mehrfach in der Literatur berichtet, z. B. A. KIESLINGER (1928c), H. WIESENER (1935), F. KÜMEL (1937), A. WEBER (1941) und P. BECK-MANNAGETTA (1941).

Gerade in Anbetracht der experimentellen Untersuchungen von H. S. YODER und C. E. TILLEY (1962) gewinnt die Ansicht H. WIESENER (1935), es handle sich dabei um palingene Eruptiva, an Bedeutung. Der zugehörige Vorgang ist eine besonders wasserarme Umwandlung eines Eklogits, die zu einem Gabbro führt. Dabei treten auch offenbar Stoffwanderungen auf. Eine andere Interpretationsmöglichkeit ist es, die gabbroiden Gesteine als Ursprungsmaterial des Eklogits aufzufassen, A. WEBER (1941).

Bezüglich der Einlagerung von Eklogiten und Eklogitamphiboliten in Gneisen ergibt sich natürlich auch dieselbe Schwierigkeit der Deutung in Anbetracht der Drucke und Temperaturen, die notwendig sind, Eklogite zu erzeugen und in Anbetracht der Schmelzkurven der granitischen Anteile der Gneise, falls die Gneise, welche die Eklogite umgeben, auch im Stabilitätsbereich der Eklogite kristallisieren, H. S. YODER und C. E. TILLEY (1962).

Die Korallenkristallisation, die zweifellos anders ist als die Gleinalpenkristallisation, wird von F. ANGEL (1940) innerhalb der dritten Streßzonenstufe (Katazone) in die alpine Eklogitfazies eingereiht. Diese ist eben durch Eklogit-amphibolite mit Omphazit-Granat-Hornblende (Karinthin) definiert, ihr gegenüber gestellt ist die normale Eklogitfazies im Sinne Eskolas. A. KIESLINGER (1928e) ordnet die Korallenkristallisation in den Grenzbereichen zwischen Mesos- und Katazone, eventuell im obersten Teil der Katazone ein. P. BECK-MANNAGETTA (1961) neigt mehr einer mesozonalen Bildung zu, während O. HOMANN (1962) sich für katazonal ausspricht.

BESCHREIBUNG EINZELNER AUFSCHLÜSSE

Sauerbrunngraben bei Stainz (Plattengneis, Marmor, Pegmatit)

a) Steinbruch am Ostende des Grabens.

In dem kleinen Bruch steht flach einfallend Stainzer Plattengneis an, der nicht nur die gute Spaltbarkeit nach s, sondern auch die Querklüfte zeigt, die die Größe der gewinnbaren Platten beschränkt. Nach P. BECK-MANNAGETTA (1945) sind die Stainzer Plattengneise etwa gegenüber den Gamser Plattengneisen glimmerärmer. Über die allgemeine Beschreibung des mikroskopischen Bildes hinaus ist die ausgezeichnete Orientierung der Disthenkristalle in den Flasern anzuführen. Vorläufige Untersuchungen ergaben nämlich, [001] des Disthens vorwiegend in s und zwar in Richtung der Linearen, kristallographische Begrenzung {100}, {010}, {110}. Muskowit ist postkristallin verbogen; Plagioklas um 25 Prozent an nicht zonar oder leicht invers zonar.

Von diesem Bruch sind von A. HAUSER und H. URREGG (1952) technische Daten publiziert worden.

Wenn auch in dem vorliegenden Steinbruch große Platten von mehreren Quadratmetern wegen der Klüftigkeit nicht gebrochen werden können, so sind doch kleinere Platten zu gewinnen. Solche werden jetzt besonders von der Gartenarchitektur gerne verwendet für die Einfassung von Parkanlagen, für Trittssteine in Wiesen, für Stufen, für Mauern von Gartentoren usw. Leider treten am Gestein, wenn es längere Zeit unter Wassereinwirkung ist, rostige Flecke, möglicherweise infolge eines Pyritgehaltes, auf.

In der unmittelbaren Umgebung gibt es noch mehrere kleine Steinbrüche.

b) Säuerling des Sauerbrunngrabens.

Etwa ein Kilometer weiter westlich tritt ein Säuerling aus, von dem der Graben den Namen hat. In der Karte ist der althergebrachte Name „Johannesquelle“ angegeben, seit kurzem ist der Name „Erzherzog-Johann-Quelle“ eingeführt worden. Folgende Analyse ist von Prof. F. HÖZL bekannt gegeben worden, zitiert nach dem von der Quellenverwaltung ausgegebenen Prospekt:

Ca	290,20 mg/kg Wasser
Na	177,00
Mg	38,70
K	10,75
Fe	8,30
Li	0,20
Cl	147,80
SO ₄	1,0
freie Kohlensäure	2259,00

Zur Entstehung dieses Sauerlings ist zu beachten, daß einige hundert Meter weiter westlich eine Marmorlinse ansteht, die unter anderem auch Erze, besonders Pyrit, enthält. Der Pyrit ist bunt angelaufen oder mit einer Kruste von Eisenhydroxyd überzogen, worauf schon E. HUSSAK (1885) aufmerksam gemacht hat, so daß also der Marmor tiefgreifend von Tagwässern angegriffen erscheint. Schwefelhaltige Wässer reagieren nun ihrerseits mit dem Kalk des Marmors oder auch mit den Silikaten des umgebenden Plattengneises und liefern so den Sauerling. Professor Hölzl hat die Quelle eingehend untersucht und teilte entgegenkommenderweise mit, daß jahreszeitliche Schwankungen an Gehalten festgestellt werden können.

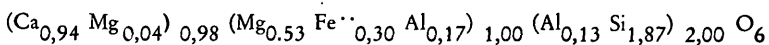
c) Marmor des Sauerbrunngrabens.

Die grundlegende Bearbeitung der Mineralien dieses mineralreichen Marmors stammt von E. HUSSAK (1885). Der Marmorzug streicht am Nordhang parallel zum Tal etwa E—W und wird von Stainzer Plattengneis über- und unterlagert. Der Marmor ist an mehreren Stellen durch größere und kleinere Steinbrüche aufgeschlossen.

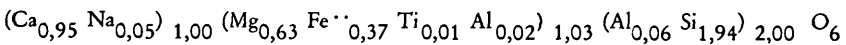
E. HUSSAK (1885) stellte schon folgende Mineralien im Marmor fest:

Mikroklin und Albit treten in Form von Augen im Marmor auf. Allerdings bestehen die Augen nicht nur aus einer Mineralart, vielmehr sind größere Hauptindividuen von Quarz und anderem Feldspat begleitet. Die Analysen von E. HUSSAK (1885) für beide Feldspäte lassen sich nicht auf Feldspat allein berechnen. Die mitgeteilten optischen Daten und auch vorläufig im hiesigen Institut ausgeführte U-Tisch-Messungen deuten auf einen Mikroklin mit Albit-Gehalt hin. Hier soll noch eine Neubearbeitung durchgeführt werden, ebenso wie beim Albit, der nach den Daten von E. HUSSAK (1885) und vorläufigen U-Tisch-Messungen eine Zusammensetzung um 13 Prozent an mit Tief-temperaturoptik aufweist. Myrmekitbildung an Mikroklin kommt vor.

Lichtgraugrüner Salit, bei E. HUSSAK (1885) als Augit bezeichnet, ist von ihm ebenfalls chemisch analysiert worden. Eine Neuberechnung der allerdings nicht vollständigen Analyse (berechnet auf die Basis von 6 Sauerstoffatomen) liefert ungefähr folgende Formel:



das entspricht einem Salit. S. KORITNIC (1951) hat aus dem mineralreichen Marmor des Hartner Steinbruches bei Schwanberg ebenfalls einen Pyroxen (Salit) analysiert; eine neu berechnete Formel wird hier zum Vergleich angeführt:



Die Übereinstimmung ist sehr gut und die von E. HUSSAK (1885) angeführte Auslöschungsschiefe $n\gamma/Z$ mit 42 Grad bis 47 Grad paßt ebenfalls.

Ferner werden erwähnt Quarz in abgerundeten Körnern, *Phlogopit*, *Muskowit* — eine eingehende Bearbeitung der Glimmer steht noch aus —, dünnadeliger *Turmalin* in bräunlichen Farbtönen, möglicherweise *Uvit*, vgl. H. MEIXNER (1957) allerdings von anderen Fundpunkten, farbloser *Zoisit* in dünnplattigen Säulen, *Zirkon*, *Chlorit*, *Hornblende*, *Granat*, *Titanit*, *Apatit*, *Rutil* und die Erze *Pyrit* und *Magnetkies*.

Im Marmor zeigen Kalkspatkörner eine bedeutende postkristalline Beanspruchung in Form von starken Verbiegungen. Außerdem konnte schon E. HUSSAK (1885) die anomale Zweiachsigkeit des Kalkspates feststellen.

Die Profildarstellung bei E. HUSSAK (1885) trifft im wesentlichen zu. Da der Fahrweg von Osten gegen Westen leicht ansteigt, der Marmorzug und die umgebenden Plattengneise ebenfalls E—W streichen und ganz flach einfallen, trifft man im Osten den unteren Teil der Marmorlinie und im Westen ihren oberen Teil.

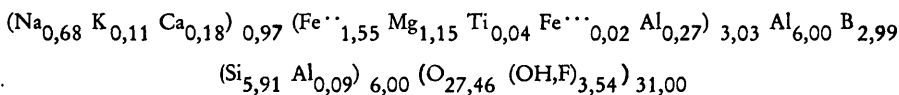
In einem schon lange verlassenem und nun schon ziemlich verwachsenem Steinbruch finden sich salitreiche Partien im Marmor, begleitet von basischen Plagioklasen (Labradorit) und Anorthoklas. Hier sind zum Vergleich die Verhältnisse im Hartner Steinbruch bei Schwanberg heranzuziehen, H. MEIXNER (1939b), L. DOLAR-MANTUANI und S. KORITNIC (1939). Eine Neubearbeitung der Feldspäte dieses Vorkommens ist derzeit im Gange.

Im größten Steinbruch etwas nördlich der Straße sind der Marmor und der im Hangenden begrenzende Plattengneis aufgeschlossen. Der Plattengneis enthält hier ausgeprägte pegmatoide Lagen, in denen Turmalin gefunden werden kann. Besonders im westlichen Teil des Bruches waren zur Zeit des Betriebes ausgezeichnete, oft mehrere Zentimeter große Mikroklin- bzw. Albitaugen anzutreffen. Auch jetzt können noch einige gefunden werden.

An einigen kleinen Marmorbrüchen mit Phlogopit und Turmalin vorbei gelangt man auf einem stark bergansteigenden Fahrweg zu Marmortypen, die reichlich eine grüne Hornblende, Biotit, Zoisit, Plagioklas (etwa 15 Prozent an), Titanit und Chlorit führen und vermutlich einen sedimentären Übergang zum Plattengneis darstellen.

Von welcher Stelle das Pegmatitstück entnommen ist, aus dem F. MACHATSCHKI (1927) einen schwarzen Turmalin analysiert hat, ist in der Literatur nicht angegeben. Der *Turmalin* ist nach F. MACHATSCHKI (1927) schwarz, im Dünnschliff braungrün, mit blauen dünnen Zonen oder mit blauem Kern, gelegentlich sind die Kristalle vorwiegend blau.

Die chemische Formel, nach der Analyse von F. MACHATSCHKI (1927) berechnet, lautet mit der Basis der analytisch bestimmten (ohne Bor) Kationen = 16



Die beobachteten Farben stimmen mit den Angaben für Schörl in der Literatur überein; eine Zuordnung ist schwierig, vgl. auch die Angaben bei O. HOMANN (1962) für Turmalin des nördlich anschließenden Gebietes.

Wie schon oben einmal erwähnt, kommt nach F. MACHATSCHKI (1927) und nach Funden von O. FRIEDRICH, zitiert bei P. BECK-MANNAGETTA (1945) in den Pegmatiten des Sauerbrunngrabens noch Granat vor, der aber nicht weiter bearbeitet ist. In der letztgenannten Literatur wird auch der Fund eines ein Zentimeter langen Beryllkristalles angeführt.

Nicht unerwähnt soll bleiben, daß auch ganz in der Nähe bei Klugjörgl-Sichardsberg ein einzelner Moldawit gefunden wurde, der im Landesmuseum Joanneum aufbewahrt wird, A. SIGMUND (1911).

Steinbruch Prettnner bei Gams (Plattengneis)

Der Steinbruch Prettnner liegt etwas nördlich der Straße Stainz—Gams am Nordostrand des Bereiches der Gamser Plattengneise, die gegenüber den Stainzer Plattengneisen glimmerreicher sind, P. BECK-MANNAGETTA (1945). Über die allgemeine Schlibfbeschreibung hinaus ist folgendes zu erwähnen: Auch hier

zeigen die Disthenkristalle in den „Flatschen“ eine ausgezeichnete Orientierung mit kristallographisch Z in der Schieferungsebene; Plagioklas ist normal zonar mit Kern um 30 Prozent an und Rand 15—20 Prozent an; pegmatoide Lagen schwelen oft zu Augen an, in denen große postkristallin zerbrochene und undulös auslöschende K-Na-Feldspäte von Mörtelkränzen aus K-Na-Feldspat und Quarz umgeben sind. Eine Untersuchung der opaken Substanz ergab nach H. HERITSCH und H. HÖLLER (1963) reichlich Graphit. Dabei ist besonders zu bemerken, daß der Graphit vorwiegend als Einschluß in Granat bzw. eingeschlossen von Disthenfasern auftritt. Er ist zweifellos in dem nicht anatektischen Anteil angereichert.

Die ausgezeichnete Spaltbarkeit und die abschnittsweise sehr weitständigen Klüfte (2—3 m) lassen die Erzeugung von großen Platten zu. Die Steinbrüche werden wegen der flachen Lagerung durch Abheben der einzelnen Platten senkrecht von oben nach unten betrieben. In früheren Jahrzehnten wurde Gewicht auf die Gewinnung großer Platten gelegt, die für Deckplatten (z. B. über Brücken, Kanälen, Brunnen), Balkonplatten, Gesims- und Grufplatten, besonders aber als Gehsteigplatten verwendet wurden. Es wurden Platten bis zu einer Größe von 5—6 m² u. gelegentlich bis 8 m² gewonnen. In kleineren Orten der Steiermark, aber auch in Graz sind diese Platten vielfach verwendet worden und heute noch zu sehen, obwohl sie im Baugewerbe nun durch Beton verdrängt sind. Die Platten sind wetterfest und sehr widerstandsfähig. Gehsteigplatten in Graz z. B. liegen schon über 100 Jahre und sind noch immer gut erhalten. Allerdings sind sie ausgetreten, so daß die Quarzlagen Schwielen bilden. Sprünge in diesen Gehsteigplatten sind auf mangelhafte Verlegung zurückzuführen. Es ist ein besonderes Verdienst von A. KIESLINGER, das Interesse für die Wiederverwendung des Plattengneises maßgeblich geweckt zu haben. Heute wird das Gestein, gespalten und zurechtgeschnitten, gern von der Gartenarchitektur verwendet, wofür sich auch viele Beispiele in den Anlagen von Graz finden.

Steinbruch Gupper, Wildbachgraben bei Deutschlandsberg (Pegmatit, Marmor).

Dieser Steinbruch befindet sich in einem Zug aus Marmoren und Pegmatiten, A. KIESLINGER (1928a), der, eingebettet im Freiländer Plattengneis, ungefähr parallel dem Wildbachtal an seinem SW-Hang streicht. Durch den Steinbruch werden Pegmatit und Marmor (mit Reaktionszone) aufgeschlossen. Aus dem Pegmatit sind durch H. HÖLLER (1959) folgende Mineralien bekannt gegeben worden: außer *Mikroclin*, *saurem Plagioklas* und *Quarz*, *Spodumen* (plattige Kristalle bis 10 cm Länge), *Beryll*, *Granat*, *Turmalin* und *Vivianit*. Weitere Pegmatitminerale und insbesondere die Mineralien des Marmors werden derzeit im hiesigen Institut bearbeitet. Im Wildbachgraben ist ferner von H. MEIXNER (1952) an einem Pegmatit 100 m NW des Wirtshauses Taucher nächst der Ranhofermühle *Autunit* beschrieben worden.

Steinbruch Unterlaufenegg bei Deutschlandsberg (Amphibolite).

Der Steinbruch Unterlaufenegg an der Straße Deutschlandsberg—Wildbach ist derzeit nicht in Betrieb, jedoch sind die wesentlichen Tatsachen noch gut zu erkennen. Es wurde ein amphibolitisches Gestein abgebaut, das in Form einer Linse im Laufeneggergneis, einem durch große Muskovitflatschen besonders gekennzeichneten Schiefergneis (P. BECK-MANNAGETTA 1941), eingelagert ist.

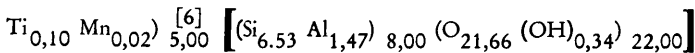
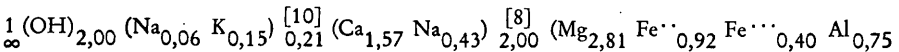
Im südlichen (linken) Teil des Steinbruches stehen durch Hornblende dunkelgrün gefärbte Amphibolite bis Eklogitamphibolite an. Ihr Mineralbestand ist nach St. LOVREKOVIĆ (1892), A. KIESLINGER (1928c), P. BECK-MANNAGETTA

(1956/57) und K. MACHATSCHKI (1960): grüne Hornblende, Zoisit, etwas Plagioklas (Albit-Oligoklas um 15 Prozent an), gelegentlich Granat und Symplektit, d. h. ein schwer auflösbares diablastisches Gemenge von Hornblende und Plagioklas, ferner Titanit und Rutil. Statt Zoisit kann auch Klinozoisit auftreten. Typen, die im wesentlichen aus Hornblende, Zoisit und Symplektit bestehen, werden als Abkömmlinge von Eklogit gedeutet und deshalb als Eklogitamphibolite bezeichnet. Eine Integrationsanalyse von F. ANGEL (1924) mit 68,9 Prozent Hornblende, 23,5 Prozent Zoisit, 7,3 Prozent Plagioklas und 0,3 Prozent Rutil entspricht dem weitaus am häufigsten vorkommenden Typus des Zoisitamphibolites. Von St. LOVREKOVIĆ (1892) wird auch noch Granatamphibolit beschrieben; er erwähnt, daß eine Abtrennung der einzelnen Varietäten im Bruch nicht ohne weiteres durchführbar ist. Es kommen auch nur aus Hornblende bestehende Gesteinstypen vor. K. MACHATSCHKI und E. M. WALITZI (1962) haben die grüne Hornblende aus einem hornblendereichen Zoisitamphibolit behandelt und folgende Daten bekanntgegeben:

Optische Konstanten und Dichte der grünen Hornblende von Unterlaufeneegg:

n_{α}	1,640 grau gelb
n_{β}	1,648 dunkelgrün
n_{γ}	1,659 ausgesprochen blaugrün
$n_{\gamma}-n_{\alpha}$	
beobachtet	0,018 (Berek-Kompensator)
berechnet	0,019
$n_{\gamma}:Z$	$22^{\circ} \pm 1^{\circ}$
$2 V n_{\alpha}$	
beobachtet	86° (U-Tisch)
berechnet	$82^{\circ} 40'$
Dichte	
beobachtet	$3,13 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-3}$
berechnet	$3,12 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-3}$

Kristallchemische Formel der grünen Hornblende von Unterlaufeneegg:



Gitterkonstanten der grünen Hornblende von Unterlaufeneegg

$$\lambda_{\text{CuK}\alpha} = 1,5418 \text{ \AA}$$

	C 2/m	I 2/m
a_0 (Å)	$9,87 \pm 0,02$	$9,92 \pm 0,02$
b_0 (Å)	$18,02 \pm 0,06$	$18,02 \pm 0,06$
c_0 (Å)	$5,309 \pm 0,005$	$5,309 \pm 0,005$
	$105^{\circ} 02' \pm 06'$	$73^{\circ} 54' \pm 06'$

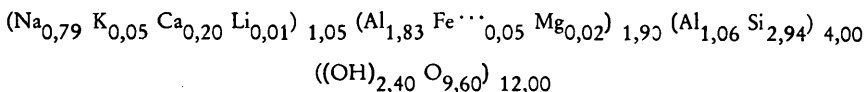
Diese Bearbeitung steht im Rahmen von Untersuchungen über Gesteinsgemengteile von Korallengesteinen, insbesondere über Amphibole in Eklogitamphiboliten und Amphiboliten.

Man hat, wie schon erwähnt, Amphibolite, wie sie in Unterlaufeneegg auftreten, als Umwandlungsprodukte von Eklogiten aufgefaßt. Ob dabei an eine Tiefendiaphthorese, A. KIESLINGER (1928c) oder an eine Umsetzung unter Zutritt von Wasser, P. BECK-MANNAGETTA (1961), gedacht wird, ist für die Art der auftretenden Hornblende von sekundärer Bedeutung. In der sehr umfangreichen

Literatur, z. B. A. KIESLINGER (1928c) oder F. ANGEL (1940) oder S. KORITNIG (1940), tritt nämlich die Behauptung auf, daß die Hornblende der Eklogite und Eklogitamphibolite der Koralpe, aber auch der Saualpe, sich von der gemeinen grünen Hornblende durch den Pleochroismus, braun oder zumindest braunstichig, unterscheidet und mit dem Namen Karinthin zu belegen sei. Innerhalb der südlichen Koralpe erscheinen nun im Eklogit bis Eklogitamphibolit vom Gradschberg und vom Mauthnerock braunstichige Hornblenden (Karinthine). In stärker umgewandelten Eklogiten von Schindler und Stramez gibt es dunkelgrüne bis bläulichgrüne Hornblende und schließlich in Unterlaufenegg eine blau-grüne gemeine Hornblende. K. MACHATSCHKI und E. M. WALITZI (1962) konnten durch chemische Analysen zeigen, daß zwischen den braunstichigen Hornblenden, den sogenannten Karinthinen, und grünen Amphibolithhornblenden kein merklicher Unterschied im Chemismus besteht. Diese Tatsache gewinnt vielleicht in dem Sinn einer Umwandlung nur durch Wasserzutritt eine Bedeutung.

Die braune Hornblende Karinthin des Eklogits von Gertrusk, Saualpe, die S. KORITNIG (1940) chemisch analysiert hat und die H. HERITSCH, P. PAULITSCH und E. M. WALITZI (1958) röntgenographisch bearbeitet haben, steht, auch nach der Untersuchung des Kluffkarinthins von der Saualpe durch H. HERITSCH und E. KAHLER (1961) in ihrer chemischen Zusammensetzung durch Magnesiumreichtum und Eisenarmut am weitesten von der gemeinen grünen Hornblende ab.

Derzeit sind im Steinbruch 1—3 cm mächtige Lagen von großen Zoisitkristallen kaum zu sehen. Eine chemische Analyse von St. LOVREKOVIĆ (1892) ist offenbar an verunreinigtem Material ausgeführt worden und läßt sich nicht auf ein Zoisitmineral berechnen. Die Bildung von bis zu mehreren Zentimeter langen Zoisitkristallen — mit postkristalliner Kataklyse — ist von P. BECK-MANNAGETTA (1956/57) als Wirkung einer wasserreichen Nachphase gedeutet worden. Im nördlichen (rechten) Teil des Steinbruches sind Partien aufgeschlossen, die, von Klüften durchsetzt, eine wesentlich hellere Farbe zeigen. Von den Gängen und Klüften aus wird die Hornblende gebleicht, oder es kommt überhaupt zur Ausbildung einer farblosen strahlsteinartigen Hornblende. Der Inhalt dieser Gänge ist ferner Oligoklas um 15 Prozent an, grünliche oder auch bläuliche Hornblende, etwas Quarz, Kalkspat bzw. Eisenkarbonat, K. FABICH und O. HACKL in H. HARDER (1956/57), und vor allem auffallend ein silberweißer Glimmer, St. LOVREKOVIĆ (1892). Diese Kluffbildung wird von P. BECK-MANNAGETTA in H. HARDER (1956/57) als der Grünschieferfazies zugehörig gedeutet; d. h. es handelt sich um tiefhydrothermale Umwandlungen bzw. Absätze, die auch im Zusammenhang mit Zeolithbildungen — hier Laumontit, A. SIGMUND (1913) — stehen. Bei diesem silberweißen Glimmer handelt es sich um Paragonit, der eingehend von H. HARDER (1956/57) unter Benützung der chemischen Analyse von K. FABICH und O. HACKL bearbeitet wurde. Danach liegt ein Kalzium-reicher Paragonit vor:



$$na = 1,577, n\beta = 1,600, n\gamma = 1,607.$$

Zur Verwitterung des Amphibolits von Unterlaufenegg (H. HÖLLER).

Von den besonders auffallenden Gesteinszersetzungen der Koralpe, A. KIESLINGER (1927b) hat E. NEUWIRTH (1954a, 1954b) verwitterte Pegmatite und verwitterte Glimmerschiefer sedimentpetrographisch bearbeitet.

Im Zusammenhang mit Untersuchungen des hiesigen Institutes über Zersetzungserscheinungen an Gesteinen aus dem steirischen Raum wird derzeit die an Amphiboliten der Koralpe auftretende Verwitterung von H. HÖLLER und I. SCHÖSSER behandelt.

Im Unterlaufenegger Bruch ist diese Amphibolitverwitterung besonders gut zu beobachten. Im südlichen Teil des Bruches ist eine ungefähr bis zu einem Meter mächtige Zersetzungszone über dem unverwitterten Amphibolit zu erkennen. Im nördlichen Teil des Bruches ist der Amphibolit in Blockwerk aufgelöst, A. HAUSER und H. URREGG (1952).

Lichtoptische, röntgenographische und differentialthermoanalytische Untersuchungen der Hornblenden aus den mehr oder weniger stark zersetzten Amphiboliten zeigten, daß diese zuerst von einer Kruste aus einem weißen bis bläulichen feinstschuppigen Mineralgemenge umgeben werden; die immer mehr ausbleichende und zerfasemde Hornblende wird letztlich von diesem feinstschuppigen Mineralgemenge vollständig verdrängt. Dieses Zersetzungsprodukt besteht aus einem Montmorinmineral.

Steinbruch Polanz, Mauthnereck bei Eibiswald (Eklogitamphibolit).

Der Eklogitamphibolit des Mauthnerecks liegt nach A. KIESLINGER (1929) in Injektionsglimmerschiefern, nach neuerer Auffassung in glimmerreichen, durch Anatexis beeinflussten Schiefern. Südlich davon liegen dann schon diaphthoritische Typen dieser Schiefer. Die Eklogitamphibolitlinse wird durch einen Steinbruch mit einer Front von etwa 40 m × 15 m aufgeschlossen. A. KIESLINGER (1928c) hat diesem Gestein eine besonders eingehende Studie gewidmet und folgenden Mineralbestand festgestellt:

O m p h a z i t in dünnen Schliffen farblos, in dickeren Schliffen (ab 30 μ) blaß flaschengrün, nicht pleochroitisch, mit einer Auslöschungsschiefe $n\gamma/Z$ von 40—45 Grad. Von mir ausgeführte ergänzende U-Tischmessungen ergaben $2 V n\gamma = 62—68$ Grad und $n\gamma/Z = 45—48$ Grad.

Der Omphazit ist randlich in Symplektit umgewandelt und erhält dadurch lappige und unregelmäßige Formen. Der Symplektit ist eine diablastische Verwachsung aus schwer identifizierbaren Mineralien. Nach A. KIESLINGER (1928c) ist es hier Diopsid (oder Augit), Hornblende und saurer Plagioklas, nach F. HOFER in P. BECK-MANNAGETTA (1961) diopsidischer Augit, etwas Hornblende, Zoisit und Plagioklas. Auf genetische Deutungen ist schon im einleitenden Teil hingewiesen worden.

G r a n a t in rundlichen Körnern, die ebenfalls nur in sehr dicken Schliffen ihre rote Eigenfarbe erkennen lassen; die Kristalle zeigen nur sehr wenige und sehr kleine Einschlüsse. Eine chemische Analyse wäre durchaus erfolgversprechend und soll in nächster Zeit durchgeführt werden.

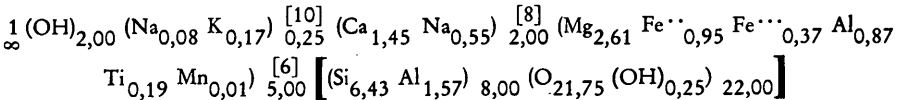
H o r n b l e n d e des körnigen Eklogits ist braunstichig, also „Karinthin“. Eine solche Hornblende, die von A. KIESLINGER (1928c) als die ursprüngliche angesehen wird, ist von K. MACHATSCHKI und E. M. WALITZI (1962) untersucht worden:

Optische Konstanten und Dichte der braunstichigen Hornblende vom Mauthnereck

$n\alpha$	1,639 fast farblos bis hellgelb
$n\beta$	1,648 dunkelgrün
$n\gamma$	1,658 dunkelgrün — braunstichig

$n\gamma - n\alpha$	
beobachtet	0,020 (Berek-Kompensator)
berechnet	0,019
$n\gamma/Z$	$22^\circ \pm 1^\circ$
$2 V n\alpha$	
beobachtet	88° (U-Tisch)
berechnet	$87^\circ 00'$
Dichte	
berechnet	$3,13 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-3}$
beobachtet	$3,13 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-3}$

Kristallchemische Formel der braunstichigen Hornblende vom Mauthnereck:



Gitterkonstanten der braunstichigen Hornblende vom Mauthnereck:

	C 2/m	I 2/m
a_0 (Å)	$9,81 \pm 0,02$	$9,91 \pm 0,02$
b_0 (Å)	$17,99 \pm 0,04$	$17,99 \pm 0,04$
c_0 (Å)	$5,334 \pm 0,002$	$5,334 \pm 0,002$
	$104^\circ 40' \pm 06'$	$73^\circ 16' \pm 06'$

Wie schon bei der grünen Hornblende von Unterlaufenegg, die im Sinne von A. KIESLINGER (1928c) eine durch Tiefendiaphthorese stark umgewandelte Hornblende sein sollte, festgestellt wurde, ist beachtenswerter Weise kein nennenswerter Unterschied in der chemischen Zusammensetzung dieser beiden Hornblenden. Sie sind aber ebenfalls Hornblenden, in denen die 10 — koordinierte Position zwischen den Hornblendebändern, Position A nach B. E. WARREN (1929), H. HERITSCH (1956a), H. HERITSCH, P. PAULITSCH und E. M. WALITZI (1958), H. HERITSCH, G. BERTOLDI und E. M. WALITZI (1961), H. HERITSCH und E. KAHLER (1961) und H. HERITSCH und L. RIECHERT (1961) wenn auch nicht sehr stark, aber doch immerhin besetzt ist.

Bei den Mineralien der *Zoisit-Klinozoisitgruppe* kommt sowohl Klinozoisit wie auch β -Zoisit (Pseudozoisit), aber gelegentlich auch α -Zoisit vor. Zonarität ist häufig. Quarz bildet größere Ansammlungen. Plagioklas am Rand von symplektitischen Verwachsungen konnte in eigenen Messungen erfaßt werden und ergab durch Quarzvergleich und nach der Auslöschungsschiefe einen Gehalt um 15 Prozent Anorthit.

An Akzessorien treten auf: Apatit, Rutil, Zirkon, Titanit, Pyrit und Ilmenit.

Chemische Analyse und Integrationsanalyse des Eklogitsamphibolits vom Mauthnereck nach A. KIESLINGER (1928c) sowie die Darstellung im A-C-F-Diagramm sind im allgemeinen Teil dieser Arbeit angegeben.

In Lagen erscheinen große grünliche *Zoisit- oder Klinozoisitstengel* wie übrigens in vielen Eklogitamphiboliten, z. B. am Gradischkogel. Diese Mineralien wurden von A. KIESLINGER (1928c) mit Pegmatitgängen in Verbindung gebracht, so ähnlich wie in Unterlaufenegg, vgl. P. BECK-MANNAGETTA (1956/57). Derzeit treten auch reichlich Lagen von grobblättrigem Muskovit auf.

Tatsächlich setzen auch Pegmatitgänge oder quarzarme Feldspatgänge quergreifend durch den Bruch. Der Feldspat ist ein *Oligoklasalbit bzw. Oligoklas*, H. MEIXNER (1937a, 1937b). Gemeinsam mit diesem Feldspat konnte nach eigenen Beobachtungen sogenannter würfelförmiger Quarz gefunden werden, H. MEIX-

NER (1948), G. TSCHERMAK (1874). Aus diesen Gängen beschrieb H. MEIXNER (1937a, 1937b) *Titanitkristalle* in grobspätigen handgroßen Massen und auch gute Einzelkristalle (6 cm × 2,8 cm × 2 cm) in einer neuen Briefumschlagform in der Aufstellung Des Cloizeaux a {100}, c {001} und η {221} gegenüber der gewöhnlichen Briefumschlagform mit a {100}, c {001} und n {111}. Ferner tritt noch *Hornblende* auf, die offenbar unter Einfluß der pegmatitischen Lösungen neu zu sprießen beginnt, dann gewöhnlicher und *rosaroter Klinozoisit*, *Rutil*, *Siderit* und *Ilmenit* auf. Die Verhältnisse sind also durchaus denen in Unterlaufenegg vergleichbar.

Verwitterung des Eklogitamphibolites vom Mauthnerock (H. HÖLLER).

Am Eklogitamphibolit vom Mauthnerock treten ähnliche Zersetzungen auf, wie sie am Amphibolit von Unterlaufenegg zu beobachten sind. Im Polanzbruch vom Mauthnerock werden von A. HAUSER und H. URREGG (1952) vom südlichen Teil des Bruches zermürbte Amphibolite erwähnt. Im nördlichen Teil des Steinbruches, in der Nähe des größeren Pegmatitganges, treten über einen weiteren Bereich Zersetzungen am Eklogitamphibolit auf. Der Eklogitamphibolit ist hier in ein gröberes Blockwerk aufgelöst, das in einem grob- bis feinkörnigen Schutt von zergangenen Eklogitamphibolit steckt.

Von I. SCHÖSSER wurden aus den mehr oder weniger zersetzten Eklogitamphiboliten Hornblende, Omphazit, Klinozoisit und Granat durch verschiedene Korngrößenbereiche hindurch verfolgt und ihre stufenweise Zersetzung untersucht. Besonders an der Hornblende und am Omphazit führt die Zersetzung zu einem feinstschuppig ausgebildeten Mineral der Montmorillongruppe, das dem Nontronit nahesteht.

Während der Klinozoisit keine wesentlichen Veränderungen zeigt, läßt der Granat Umbildungen zu Eisenhydroxyd erkennen.

Literaturverzeichnis

- ALDERMAN A. R. 1936. Quart. J. geol. Soc. London 92, 488.
 ALKER A. 1954. Mitt. Abt. Min. Joanneum, Graz, 1.
 — 1958. Mitt. Abt. Min. Joanneum, Graz, 110.
 — 1959. Mitt. Abt. Min. Joanneum, Graz, 1.
 ANGEL F. 1922. Tschermaks Min. Petr. Mitt. (Neue Folge) 35, 111.
 — 1924. Mitt. naturw. Ver. Steiermark 60, Gesteine der Steiermark.
 — 1939. Fortschr. Min. 23, XC.
 — 1940. Wissenschaftl. Jb. Univ. Graz, 251.
 — 1957. N. Jb. Min. Abh. 91, 151.
 — und HERITSCH F. 1919. Jb. Geol. B. A. Wien, 20, 43.
 —, MEIXNER H. und WALTER L. 1939. Fortschr. Min. 23, XLVII.
 — und SCHAIDER F. 1950. Carinthia II, 58—60, 33.
 — und TROJER F. 1953. „Radex-Rundschau“, Österr.-Amer. Magn. A. G. Radenthein, 315.
 BECKE F. 1901. Tschermaks Min. Petr. Mitt. (Neue Folge) 20, 67.
 — 1922. Tschermaks Min. Petr. Mitt. (Neue Folge) 35, 117.
 BECK-MANNAGETTA P. 1941. Mitt. Geol. Ges. Wien 34, 1.
 — 1945. Jb. Geol. B. A. Wien, 151.
 — 1949. Anz. Akad. Wien, math.-naturw. Kl. Nr. 1, 10.
 — 1953. Fortschr. Min. 32, 88.
 — 1956/57. Heidelb. Beitr. Min. u. Petr. 5, 269.
 — 1961. Tschermaks Min. Petr. Mitt. (Dritte Folge) 7, 437.

- CLOSZ A. 1927. Mitt. naturw. Ver. Steiermark 63, 119.
- CZERMAK F. 1938. Zbl. Min. etc. Abt. A, 47.
- DOLAR-MANTUANI L. und KORITNIG S. 1939. Z. Krist. 101, 30.
- ESKOLA P. 1922. J. Geol. 30, 265.
- 1939. In Barth T. F. W., Correns C. W. und Eskola P. Die Entstehung der Gesteine. Berlin; 402.
- FLÜGEL H. 1963. Das steirische Randgebirge. Sammlung geol. Führer 42, Berlin: Borntraeger.
- FRIEDRICH O. 1932. N. Jb. Min. etc. Beil. Bd. 65, Abt. A, 479.
- HARDER H. 1956/57. Heidelb. Beitr. Min. u. Petr. 5, 227.
- HAUSER A. und URREGG H. 1952. Die bautechnisch nutzbaren Gesteine Steiermarks, Graz, Heft 8.
- HERITSCH F. und CZERMAK F. 1923. Die Geologie des Stubalpengebietes in Steiermark, Graz.
- und LIEB F. 1924. Cbl. Min. etc. 334.
- HERITSCH H. 1951. Tschermaks Min. Petr. Mitt. (Dritte Folge) 2, 432.
- 1952. Der Karinthin, Folge 19, 154.
- 1956a. Tschermaks Min. Petr. Mitt. (Dritte Folge) 5, 242.
- 1956b. Ebenda 5, 335.
- , BERTOLDI G. und WALITZI E. M. 1961. Tschermaks Min. Petr. Mitt. (Dritte Folge) 7, 210.
- , PAULITSCH P. und WALITZI E. M. 1958. Tschermaks Min. Petr. Mitt. (Dritte Folge) 6, 215.
- und KAHLER E. 1961. Tschermaks Min. Petr. Mitt. (Dritte Folge) 7, 218.
- und RIECHERT L. 1961. Tschermaks Min. Petr. Mitt. (Dritte Folge) 7, 235.
- und HÖLLER H. 1963. Im Druck.
- HÖLLER H. 1959. Mitt. Abt. Min. Joanneum, Graz, 19.
- HOMANN O. 1962. Mitt. Abt. Min. Joanneum, Graz, 21.
- HUSSAK E. 1885. Mitt. naturw. Ver. Steiermark 3.
- KAHLER E. 1962. N. Jb. Min. Abh. 98, 1.
- KIESLINGER A. 1926a. Sitzber. Akad. Wien, math.-naturw. Kl. Abt. I, 135, 1.
- 1926b. Ebenda, 135, 479.
- 1927a. Ebenda, 136, 79.
- 1927b. Ebenda, 136, 95.
- 1927c. Ebenda, 136, 71.
- 1928a. Ebenda, 137, 101.
- 1928b. Ebenda, 137, 123.
- 1928c. Ebenda, 137, 401.
- 1928d. Ebenda, 137, 455.
- 1928e. Ebenda, 137, 491.
- 1929. Korallenkristallin d. geol. Spezialkarte d. Republik Österreich, Blatt Unterdrauburg.
- KÖHLER A. 1925. Tschermaks Min. Petr. Mitt. (Neue Folge) 36, 157.
- 1932. Verh. Geol. B. A., Wien, 89.
- KORITNIG S. 1939. Zbl. Min. etc. Abt. A, 116.
- 1940. Zbl. Min. etc. Abt. A, 31.
- 1951. N. Jb. Min. Monh., 68.
- KREBERNIK R. 1959. Mitt. Abt. Min. Joanneum, Graz, 30.
- KRAJICEK E. 1956. Mitt. naturw. Ver. Steiermark, Angel-Festschrift, 93.
- KÜMEL F. 1936. Tschermaks Min. Petr. Mitt. (Neue Folge) 47, 141.
- 1937. Tschermaks Min. Petr. Mitt. (Neue Folge) 49, 415.

- LAITAKARI A. 1921. Bull. Comm. Géol. Finlande Nr. 54, 1.
LÖBISCH W. F. 1877. Tschermaks Min. Mitt., 271.
LOVREKOVIĆ St. 1892. Mitt. naturw. Ver. Steiermark, 296.
MACHATSCHKI F. 1927. Cbl. Min. etc. Abt. A, 240.
MACHATSCHKI K. 1960. Dissertation Univ. Graz.
— und WALITZI E. M. 1962. Tschermaks Min. Petr. Mitt. (Dritte Folge) 8, 140.
MEIXNER H. 1937a. Mitt. naturw. Ver. Steiermark 74, 51.
— 1937b. Z. Krist. 97, 332.
— 1938. Z. Krist. 99, 50.
— 1939a. Mitt. naturw. Ver. Steiermark 75, 111.
— 1939b. Ann. Naturhistor. Mus. Wien 50, 672.
— 1940. Zbl. Min. etc. Abt. A, 19.
— 1948. Der Karinthin, 17.
— 1952. Carinthia II, 142, 45.
— 1957. Die Minerale Kärntens I. Teil. Klagenfurt, 93.
NEUWIRTH E. 1954a. Berg- und Hüttenmänn. Monh. 99, 166.
— 1954b. Carinthia II, 64, 32.
SCHULING R. D. 1962. N. Jb. f. Min. Monh., 200.
SIGMUND A. 1911. Mitt. naturw. Ver. Steiermark 48, 239.
— 1913. Mitt. naturw. Ver. Steiermark 50, 344.
— 1937. Die Minerale Niederösterreichs, 2. Aufl. Wien, 163.
SMITA A. 1877. Tschermaks Min. Mitt., 265.
TSCHERMAK G. 1874. Tschermaks Min. Mitt., 284.
TSCHERMAK G. 1878. Z. Kryst. u. Min. 2, 43f.
TURNER F. J. und VERHOOGEN J. 1960. Igneous and Metamorphic Petrology.
2. Aufl. New York.
WARREN B. E. 1929. Z. Krist. 72, 42, 493.
WEBER A. 1941. Zbl. Min. etc. Abt. A, 209.
WIESENEDER H. 1935. Tschermaks Min. Petr. Mitt. (Neue Folge) 46, 174.
— 1961. Mitt. Abt. Min. Joanneum, Graz, 1.
— 1962. Geol. Rundschau 52, 238.
YODER H. S. und TILLEY C. E. 1962. Journal Petr. 3, 342.

Anschrift des Verfassers: Univ.-Prof, Dr. H. HERITSCH,
Institut für Mineralogie und Petrographie, Universität
Graz.

Text zu den Abbildungen (Beilage XVII)

- Abb. 1: Projektionspunkt des Plattengneises von der Garanas-Hütte, Koralle (Pl), eingetragen in das A-C-F-Diagramm der Staurolith-Almandin-Subfazies bzw. Almandin-Disthen-Subfazies.
- Abb. 2: Projektionspunkte folgender Gesteine: drei Eklogite von Gertrusk (G), Diallageklogit vom Lenzbauer (L), Diallageklogit von Holl (H), Eklogitamphibolit vom Mauthnereck (M), Eklogit von Glenelg (g), Eklogit von Loch Duich (d), Distheneklogit von Silberbach (s), Hyperstheneklogit vom Salt Lake-Krater (h) und Projektionspunkte des Omphazit von Gertrusk (Om) sowie des Granaten von Gertrusk (Gr) und der Hornblende vom Mauthnereck (Hb), eingetragen in das A-C-F-Diagramm.

Abb. 1

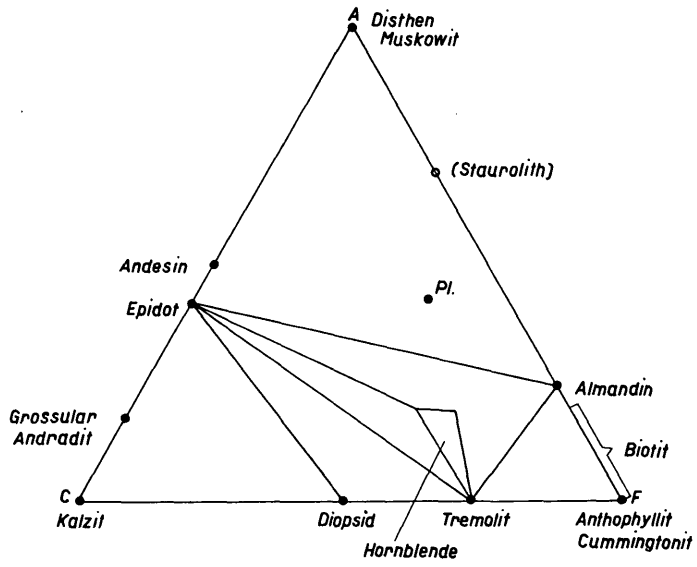


Abb. 2

