

DUŠAN HOVORKA*

DIE GENESE DER AMPHIBOLITE DER WESTKARPATEN

(Abb. 1–18)

Zusammenfassung: In vorliegender Arbeit sind geologische Kriterien zusammengefasst und petrographisch-petrochemische sowie geochemische Kriterien appliziert. Auf Grund dieser Kriterien wurde das Problem der Genese von Amphiboliten einiger Kerngebirge und der Veporidenzone der Westkarpaten gelöst. Ausgehend von den petrochemischen und geochemischen Kriterien, tragen die studierten Amphibolite, die in der Fachliteratur für „Orthoamphibolite“ geltenden Merkmale.

Einführung

Eines der bislang wenig zufriedenstellend gelösten Probleme des Westkarpaten-Kristallins ist die Frage der Genese der Amphibolite. Das Muttergestein kann dem Tiefengesteins-, hypoabyssalen und effusiven Typ basischen, bzw. ultrabasischen Gesteins gegenübenfalls deren Pyroklastiken, aber auch sedimentärem Gestein geeigneter chemischer Zusammensetzung, angehören. Die Lösung der Frage über die Genese der Amphibolite ist ziemlich schwierig, da das Objekt der Studie – der Amphibolit –, unabhängig vom Ausgangsmaterial, übereinstimmende texturelle und strukturelle Merkmale und auch übereinstimmende mineralische Zusammensetzung aufweist.

Die Amphibolite des Gebietes der Westkarpaten sind aus den meisten Kerngebirgen, aus dem Vepor-Erzgebirge und aus dem älteren Paläozoikum des Zips-Gömörer Erzgebirges (Spišsko-gemerské rudohorie) bekannt. Vereinzelt treten sie auch im Karbon auf (Považský Inovec, Spišsko-gemerské rudohorie).

Die Metabasite in vortriassischen Gebilden der Westkarpaten haben verschiedenartigen petrographischen Charakter. Ausser den vorherrschenden Amphiboliten sind dies epidotische, granatische und biotitische Amphibolite. Epidiabase, Gabbroamphibolite, verschiedene Typen grünen Schiefers, verschiedene Typen migmatitisierter Amphibolite u. a. m.

Seit der Zeit von L. Jaskolski's Studien der Amphibolite der Hohen Tatra (Vysoké Tatry) (L. Jaskolski 1926) und seit der Herausgabe der ersten synthetischen Arbeit über das Karpaten-Kristallin (V. Zoubek 1936), werden im Schrifttum über die Westkarpaten Amphibolite allgemein als metamorphosiertes Erruptivgestein, das heisst als Orthoamphibolite angesprochen. Diese Ansicht entstammt zumal den geologischen Studien. Aber auch Ansichten von der Gegenwart von Paraamphiboliten wurden vordem laut. Hierher gehören z. B. die von J. Koutek (1935) beschriebenen „Paraamphibolite und chloritischen Schiefer“ der Talgegend Žiarska dolina, Hohe Tatra. A. Gaweł (1959) und J. Burchart (1960) betrachten den Fund gedrit-kalkigen, bzw. epidot-pyroxen-granatischen Gesteins an der Nordhängen der West-Tatra (Západné Tatry), welche Gesteine in räumlichem Zusammenhang mit den Amphiboliten stehen als Beweis, für den sedimentären Ursprung der Amphibolite. Ohne nähere Begründung verwendeten auch A. Michalik und Z. Kotánski (1959) den Terminus „Para-

* Doz. RNDr. Dušan Hovorka, C. Sc., Lehrstuhl für Petrographie an der Naturwissenschaftlichen Fakultät der Komenský-Universität, Bratislava, Gottwaldovo nám. 2.

amphibolite" für Metabasite des genannten Gebietes. Leider fehlen in den meisten Arbeiten des die Karpaten betreffenden Schrifttums Angaben über die Kriterien zur Bestimmung der Genese des konkreten Amphibolittyps. Dieser angeführte Stand der Dinge gibt die Erforschungsstufe des Westkarpaten-Kristallins wider.

Erst in den letzten Jahren wurde bei einigen Kerngebirgen, gegebenenfalls bei Vepor-Zonen mit dem petrographischen, petrochemischen und geochemischen Studium der Metabasite begonnen. Dies gilt zumal für das Gebiet der Kleinen Karpaten (Malé Karpaty) (B. Campbell 1952, 1954; B. Campbell, G. Kupéo 1965). Die Ergebnisse der Arbeiten der angeführten und weiterer Autoren liefern auch petrochemische und geochemische Tatsachen zur Lösung der Frage über die Genese der Amphibolite des Westkarpaten-Kristallins.

Auch in der Weltliteratur erschienen in den letzten Jahren einige, die Problematik der Genese von Amphiboliten berührende, grundlegende Arbeiten. Dabei wurden zumal die petrochemischen und geochemischen Kriterien zur Unterscheidung von Ortho- und Paraamphiboliten erarbeitet (P. Lapadu-Hargues 1953; B. E. Leake 1964; K. R. Walker et alii 1960 u. a. m.). In der Folge soll versucht werden, diese Kriterien auf die Amphibole der verschiedenen Gebiete der Westkarpaten zu applizieren.

Bei der Lösung der Frage der Genese der Amphibolite im Kristallin der Westkarpaten soll von geologischen, petrographisch-petrochemischen und geochemischen Kriterien ausgegangen werden.

1. Geologische Kriterien

a) Die Amphibolite im Kristallin der Westkarpaten treten in Metamorphiten der Reihe Glimmerschiefer-Paragneis, gegebenenfalls in deren migmatisierten Derivaten auf. Die Körper der Amphibolite haben meist linsen- und bankförmige Gestalt, wobei die Stärke der einzelnen Körper sehr variabel ist. Die Körper der Amphibolite sind übereinstimmend mit der Schieferung der benachbarten Gesteine orientiert, wobei die Berührungsflächen mit diesen stets scharf begrenzt sind. Stellenweise kann ein mehrfacher Wechsel der Lagen von Amphiboliten mit benachbartem Gestein, z. B. mit sogen. „Muráner Granitgneisen“ des Kohút-Kristallins der Veporiden, beobachtet werden. Im Falle, dass das ursprüngliche, vormetamorphe Material den Charakter sedimentärer Gesteine gehabt hätte, wären wenigstens stellenweise allmähliche Übergänge von Amphibolen in umliegende Gesteine, bedingt durch allmähliche Veränderungen der Fazies der Ausgangsedimente, erhalten geblieben. Die erwähnten scharfen Berührungsflächen mit dem Nachbargestein legen deshalb eher ein Zeugnis von magmatogener Genese der Amphibolite ab.

b) Bei einigen Kerngebirgen (Kleine Karpaten, Kleine Fatra, West-Tatra u. a.) und auch in veporiden Zonen, kann zwischen der Körnigkeit der Amphibolite und der Stärke ihrer Körper ein gerades Verhältnis beobachtet werden. Die zentralen Teile einiger Körper, zumal in der Kraklová-Zone (M. Harmann 1963), gegebenenfalls auch in der Kohút-Zone der Veporiden, haben stellenweise nur wenig ausdrucksvolle schieferige Textur, eventuell gehen sie bis in massive Typen über. Diese Gesteine gewinnen bereits Charakter von Metadioriten. Früher zählte man diese mittel- bis grobkörnigen, unausdrucksvollen schieferigen bis massiven Gesteinstypen zu den metamorphenen Derivaten hypoabyssaler, bis intrusiver Formen initialer Vulkanite des variszischen Entwicklungszirkus (B. Campbell 1954; M. Harmann 1963 u. a.). Dabei wurden hypoabyssale bis intrusive Formen in den Kleinen Karpaten (Malé Karpaty) im Steinbruch am Rande von Pernek und in den Bergwerken bewiesen

(B. Cambel 1958). Die unregelmässige Körnigkeit der Amphibolite im Rahmen eines Körpers ist auch eine der möglichen Voraussetzungen dafür, dass das vormetamorphe Material der Amphibolite eruptives Gestein verschiedenen Charakters war.

c) Für die Metamorphite der Jarabá-Serie (J. Kamenický, M. Mahef u. Koll 1968), der Kokava-Serie und der Pezinok-Pernek-Serie der Kleinen Karpaten ist der Mangel an Gesteinen des Typs amphibolischer Gneise typisch. Verschiedene Typen von Gneis mit Amphibol wurden in letzter Zeit vom Autor in der Kleinen Fatra, Branisko und der Kohút-Zone der Veporiden festgestellt, wobei ihre flächenmässige Verbreitung unscheinbar ist. Typisch für sie ist, dass sie stets in intensiv migmatisierten bis granitisierten Gebieten auftreten. Der Autor interpretiert die von ihm studierten Gesteine vom Charakter amphibolischer und amphibolisch-biotitischer Gneise als Produkt intensiv metasomatisch veränderter Amphibolite (D. Horvátko, im Druck). Gegen die Auffassung dieser Gesteine als metamorphe Derivate teilweiser mergeliger Sedimente, spricht der absolute Mangel an mergelartiger Sedimentation in der Jarabá- und Kokava-Serie. Die Anwesenheit pyroklastischer Glieder des stellenweise mächtigen diabasischen Vulkanismus (Kraklová-Zone der Veporiden) ist sehr wahrscheinlich (V. Zoubek 1936; M. Harrmann 1963) und ist in den Kleinen Karpaten in Abdeckungen, Bergwerken und Bohrungen erwiesen (B. Cambel 1954, 1958, 1962).

2. Petrographisch-petrochemische Kriterien

Gegenwärtig wird nur über ein karges tatsächlich petrographisches Material zur Lösung der Frage von der Genese der Amphibolite verfügt. Eine um etwas günstigere Situation herrscht in der Frage der Kenntnis des Chemismus der Metabasite.

a) Ein klassisches Beispiel der Zugehörigkeit einiger Metabasite der Harmonia-Serie der Kleinen Karpaten zum Effusivgestein, bilden die teilweise erhaltenen, porösen und mandelsteinförmigen Texturen (B. Cambel 1954). Die angedeuteten texturellen Merkmale sind infolge der im ganzen schwachen Wandlung der Harmonia-Serie erhalten geblieben.

b) Im Gebiete der Kraklová-Zone der Veporiden wurden metamorphierte, feldspatfreie ultrabasische Gesteine vom Charakter von Hornblenditen, amphibolischer Serpentinite und verschiedener chloritischer Gesteine beschrieben (D. Horvátko 1967). Auf Grund der geologischen, petrographisch-petrochemischen und geochemischen Kriterien, betrachtet sie der Autor als ultrabasische Differenziate basischer Magmatite der genannten Zone. Die Entstehung feldspatfreier ultrabasischer Gesteine aus Sedimenten mergeligen Charakters ist unwahrscheinlich.

c) Typisch für die Amphibolite der Kerngebirge und die Veporiden-Zonen ist die Gegenwart von akzessorischen Mengen an Erzmineralen (Sulfide, Magnetit, Titanomagnetit u. a. m.). Die erwähnten Minerale sind geläufige Erzakzessorien diabasischer Gesteine der Westkarpaten (J. Kamenický 1956; L. Kamenický, M. Maraková 1957 u. a.).

d) In diese Gruppe der Erkenntnisse gehört auch die festgestellte Gegenwart von Resten magmatischer Pyroxene in den Metabasiten der Harmonia-Serie in den Kleinen Karpaten (B. Cambel 1954) und ihre sporadische Gegenwart in den Amphiboliten der Kraklová-Zone der Veporiden (M. Harrmann 1963).

e) Zu den indirekten Beweisen zählt auch die Gegenwart pyroklastischen Materials basischen Vulkanismus in tonig-sandigen Sedimenten und Karbonaten (Zips-Gömörer Erzgebirge — Spiško-gemerské rudoohorie, Kleine Karpaten — Malé Karpaty).

Aus dem oben Erwähnten folgt, dass heute schon in verschiedenen Gebieten des

Westkarpaten-Kristallins Charakteristiken bekannt sind, durch deren Verbindung die Anreihung eines Teiles der Metabasite zu den Orthoamphiboliten durchgeführt werden kann.

Einer der ersten Autoren welche versuchten chemische Kriterien zur Unterscheidung der Ortho- und Paraamphibolite zu finden, war P. L a p a d u - H a r g u e s (1953). Als kritisch betrachtete er die Gehalte an Oxiden wie FeO , MgO , CaO und teilweise auch Na_2O . Auf Grund dieser Gehalte unterschied er zwei Typen von Amphiboliten: der Eisen(III)typ (type ferrifère) und den kalzium-magnesialen Typ (type calcaro-magnésien), welche gleichzeitig den Ortho- und Paraamphiboliten entsprechen. Der erwähnte Autor (l. c.) veranschaulichte die Gehalte einiger Oxide in Amphiboliten von verschiedenen Stellen anhand von Frequenzkurven.

Zur Konstruktion der Frequenzkurven der Gehalte an Oxiden der Amphibolite der Westkarpaten wurden Analysen der folgenden Gesteine verwendet: Amphibolite der Kleinen Karpaten: Analyse 1—7, 10, 16—18, 33, 38—57, Tab. 1, Seite 58—59 in B. C a m b e l, G. K u p ě o 1965; Amphibolite der West-Tatra (Západné Tatry): Analyse 1—9, Tab. 1, Seite 39 in A. G o r e k 1959; Amphibolite des Považský Inovec: Analyse I-1, I-3, I-5, I-6, Tab. 2, Seite 16 in B. C a m b e l, J. K a m e n i c k ý, E. K r i s t 1961; Die Analysen der Amphibolite der Kleinen Fatra (Malá Fatra), Branisko und der Veporiden-Zonen sind originale Analysen der Autors (D. H o v o r k a, Zbor. geol. vied — rad ZK, im Druck).

Zur Konstruktion der Abbildungen 8 und 9 wurden ausser den obenerwähnten Analysen auch solche von Metaultrabasiten der Kraklová-Zone von Veporiden verwendet (D. H o v o r k a 1967).

Die unterbrochenen Linien in Bild 1—7 sind der Arbeit von P. L a p a d u - H a r g u e s (1953) entnommen.

Der Verlauf der Frequenzkurve des SiO_2 (Abb. 1) der westkarpathischen Amphibolite, hat einen Scheitelpunkt. Das Maximum ist entgegen dem der Kurve des genannten Autors in Richtung zu niedrigeren Werten an SiO_2 hin verschoben. Die meisten Gehalte des genannten Oxids, bewegen sich im Intervall zwischen 45—50 %. Die Al_2O_3 -Kurve (Abb. 2) begrenzt ein ausgedehnteres Feld, welches entgegen dem gewählten Standard zu höheren Werten an Al_2O_3 hin verschoben ist, wobei das Maximum zwischen den Werten 16—17 % liegt. Das ausgedehnte Feld mit niedrigem Scheitelpunkt (19—24 % Al_2O_3) ist durch die Analysen der Amphibolite bedingt.

Die Kurve des Fe_2O_3 (Abb. 3) hat zum Unterschied von der des erwähnten Autors (l. c.) zwei Scheitelpunkte, wobei das durch die Kurve umgrenzte Feld ausgeprägt länglich ist. Ausser dem Hauptmaximum im Intervall 1.5—3 % Fe_2O_3 befindet sich ein weniger ausgeprägtes Maximum in der Gegend um 5.5 %. Die FeO -Kurve (Abb. 4) hat ebenfalls einen Verlauf mit zwei Scheitelpunkten. Während das ausgeprägtere Maximum dem des Standards entspricht, liegt das zweite Maximum in der Gegend der niedrigeren FeO -Werte.

Die Kurve des MgO (Abb. 5) ähnelt gestaltmässig sehr der des angeführten Autors, deckt sich aber flächenmässig nicht mit dieser. Das deutliche Maximum liegt um 8 % MgO , das weniger ausgeprägte um 11—12 %. Beide Scheitelpunkte sind gegenüber denen der Kurve von P. L a p a d u - H a r g u e s (l. c.) zu niedrigeren Werten an MgO hin verschoben. Demgegenüber hat die CaO -Kurve (Abb. 6) nur ein Maximum, wobei dieses mit dem ausgeprägteren Maximum der Kurve von P. L a p a d u - H a r g u e s (l. c.) identisch ist.

Die Na_2O -Kurve (Abb. 7) hat zwei Scheitelpunkte und ist der Form und der Fläche nach der des zitierten Autors sehr ähnlich (l. c.).

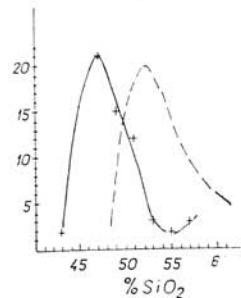


Abb. 1.

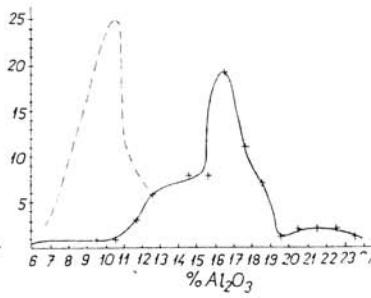


Abb. 2.

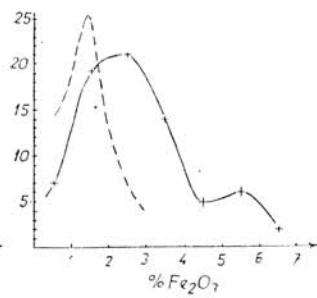


Abb. 3.

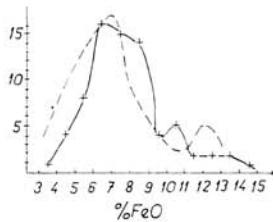


Abb. 4.

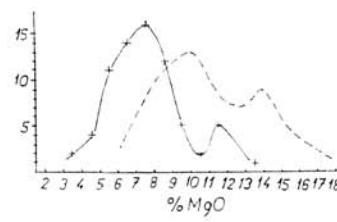


Abb. 5.

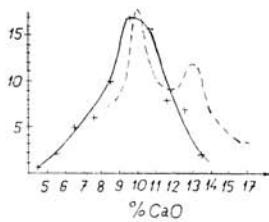


Abb. 6.

Ausser dem Unterschied der absoluten Werte der abgebildeten Oxide der Amphibolite des Westkarpaten-Kristallins, lassen sich im Vergleich mit den Gehalten dieser Oxide in der Arbeit von P. L a p a d u - H a r g u e s (1953), in Abbildung 3 und 6 unterschiedliche Verläufe der Kurven des Fe_2O_3 resp. der des CaO entgegen den Verläufen der Frequenzkurven des zitierten Autors, beobachten. Beim Vergleich des durchschnittlichen FeO -Gehaltes im $Fe(III)$ -und im kalzium-magnesialem Typ des erwähnten Autors (I. c.) (S. 161) mit den Gehalten dieser Oxide in den Amphibolen der Westkarpaten ist es evident, dass der Hauptteil (59) der analysierten Amphibolite dem zweiten Typ angehören, während dem ersten Typ blos 15 von insgesamt 74 Analysen zugeordnet werden können. Den MgO -Werten nach, kann die überwiegende Mehrzahl der studierten Amphibolite der Westkarpaten als dem I. Typ zugehörig betrachtet werden, d. h., dass die MgO -Werte unter 10 % liegen. Ähnlich entsprechen auch die CaO -Werte der I. Gruppe.

Zum Abschluss der Bewertung der Gehaltsfrequenzkurven einiger Oxide der Amphibolite der Westkarpaten kann folgendes angeführt werden: von 74 ausgewerteten Analysen gehört blos eine Amphibolitanalyse des Gebietes der West-Tatra (Anal. 1 in A. G o r e k 1959) den Gehalten der kritischen Oxide nach, der zweiten Gruppe, d. i. der Gruppe der Paraamphibolite an. Genannter Autor bezeichnete dieses Gestein als grobkörnigen Gabbroamphibolit. Bei einem Teil der analysierten Amphibolite gehört eines, resp. zwei der angeführten Oxide in die kalzium-magnesiale Gruppe. Die über-

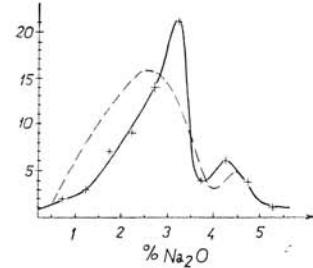


Abb. 7.

wiegende Mehrzahl der studierten Amphibolite der Westkarpaten gehört den Werten von zwei, beziehungsweise von allen drei angegebenen Oxiden nach, dem Fe III-Typ d. i. den Orthoamphiboliten an. Aus der angeführten uneinheitlichen Einreihung eines Teiles der Analysen, sowie aus dem Verlauf der Frequenzkurven folgt, dass im Falle der Amphibole des Westkarpaten-Kristallins die Methode der Frequenzdichte der Oxidgehalte laut P. Lapadu-Hargues (l. c.), unabhängig von den übrigen Kriterien, keine eindeutigen Ergebnisse zur Einreihung des gefragten Gesteins in die Gruppe der Ortho- oder Paraamphibolite zeitigt.

Des weiteren sollen die Ergebnisse der Arbeiten einiger Autoren, welche Arbeiten die Lösung des Problems der Genese der Amphibolite auf Grund der petrochemischen Verschiedenheiten berühren, appliziert werden. Bei der Lösung des erwähnten Problems sollen des weiteren bloss Analysen solcher Amphibolite verwendet werden, an welchen keine Geltendmachung von postkinematischen metasomatischen Prozessen beobachtet werden können.

An dieser Stelle soll auf die Ansichten von K. R. Walker et alii (1960), B. E. Leake (1964) u. a. hingewiesen werden, laut denen zur petrochemischen Unterscheidung von Para- und Orthoamphiboliten eine grösere Anzahl von chemischen Gesteinsanalysen der jeweiligen Gruppe notwendig ist. Nur durch Vergleich der Projektionspunkte der Gesamtheit der Analysen ist es möglich, den gesamten Trend der Differentiation der ursprünglichen Gesteine festzustellen. Einzelne Analysen haben für die Lösung des Problems der Genese der Amphibolite praktisch keine Bedeutung.

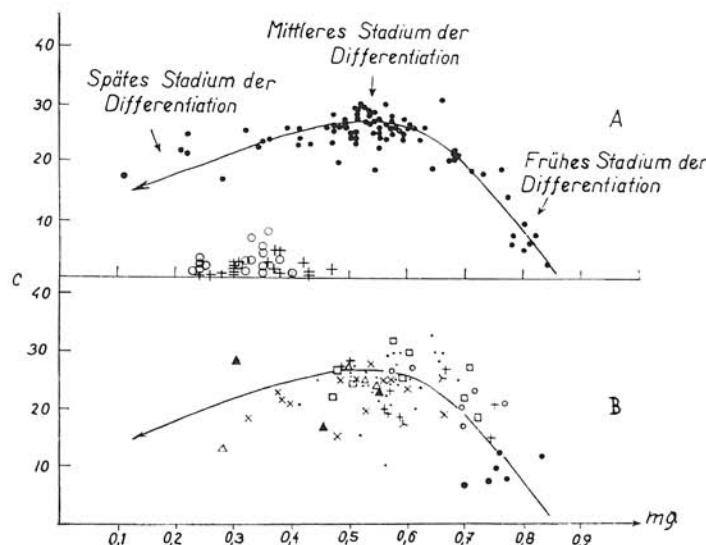


Abb. 8. A. Karro Dolerite, + Pelite von Littleton, o Pelite von Connemara (Leake B. E. 1964).

B. Metaultrabasite der Kraklová-Zone (D. Hovorka 1967), + Amphibolite des Veporiden-Kristallin-Komplexes, × Amphibolite der Kleinen Fatra, ▲ Amphibolite von Čierna hora, □ Amphibolite der West-Tatra (A. Górecki 1965), · Amphibolite der Kleinen Karpaten (B. Campbell, J. Kamenický, E. Krist 1961), △ Amphibolite des Považský Inovec (B. Campbell, J. Kamenický, E. Krist 1961), λ Amphibolite des Tribeč (B. Campbell, J. Kamenický, E. Krist 1961).

Abbildung 8 besteht aus zwei Teilen. Im oberen Teil (A) sind die Projektionspunkte der Karroo-Dolerite und das Projektionsfeld der Pelite (B. E. Leake 1964) eingezeichnet. Der Verlauf der Differentiation der Karroo-Dolerite ist auf Grund der Verhältnisse der $Ni_{g g l i}$ -Werte $c:mg$ konstruiert. Im unteren Teil der Abbildung 8 (8/B) sind die Projektionspunkte der Amphibolite der Westkarpaten eingezeichnet.

Der den Verlauf der Differentiation der Karroo-Dolerite veranschaulichende Pfeil ist in Abb. 8 B projiziert. Den zeitigen Differentiaten und den Akkumulationen der Karroo-Dolerite entsprechen Metaultrabasite der Kraklová-Zone der Veporiden. Diese ihre Position in der graphischen Darstellung bekräftigt die Interpretation der Genese des Autors (D. H o v o r k a 1967). Dem mittleren Differentiationsstadium der Karroo-Dolerite entspricht der Grossteil der dargestellten Amphibolite. Die grössere Streuung der Projektionspunkte der Amphibolite des Westkarpaten-Kristallins gegenüber dem Feld der Karroo-Dolerite, ist durch die komplizierte Genese der studierten Metabasite bedingt (Prozesse der magmatischen Differentiation, Wirkung mehrerer Typen metamorpher Prozesse u. a. m.). Die Produkte der Endstadien der Differentiation der Karroo-Dolerite haben im Teil B der Abbildung keine Äquivalente, da auch im Falle ihrer Anwesenheit unter den Amphiboliten der Westkarpaten, ihre Projektionspunkte mit denen von metasomatisch transformierten Typen, die aber nicht ins Schaubild einbezogen wurden, zusammenfliessen. Im ganzen verfolgt die Assoziation der projizierten Punkte der studierten Amphibolite die Differentiationskurve der Karroo-Dolerite und bloss eine Analyse des Amphibolits aus dem Považský Inovec liegt zwischen dem Feld der Karroo-Dolerite und dem der Pelite.

In Bild 9 ist ein Dreieck anhand der Werte nach $Ni_{g g l i} 10 mg:c:Al$ (B. E. Leake 1964) konstruiert. Die Umrechnung der angegebenen Werte wurde auf die Grundzahl 100 durchgeführt. Im Dreieck 9/A ist der Verlauf der Differentiation der Karroo-Dolerite veranschaulicht und zum Vergleich sind die Projektionen einiger Pelite und Semipelite angeführt (B. E. Leake 1964). In Bild 9/B sind die Projektionspunkte der Amphibolite der Kleinen Fatra (Malá Fatra), Čierna hora, der Veporiden (D. H o v o r k a, im Druck) und die Projektionspunkte der Metaultrabasite der Kraklová-Zone der Veporiden (D. H o v o r k a 1967), dargestellt. Im Dreieck 9/C sind die Projektionspunkte von Amphiboliten der Kleinen Karpaten, Považský Inovec, Tribeč, der West-

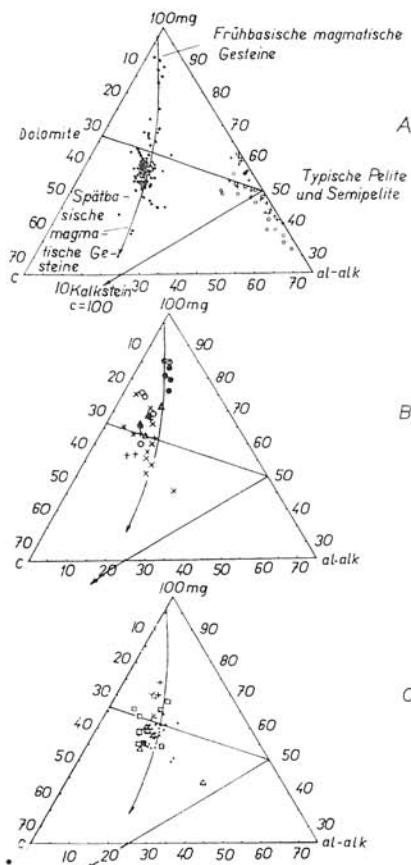


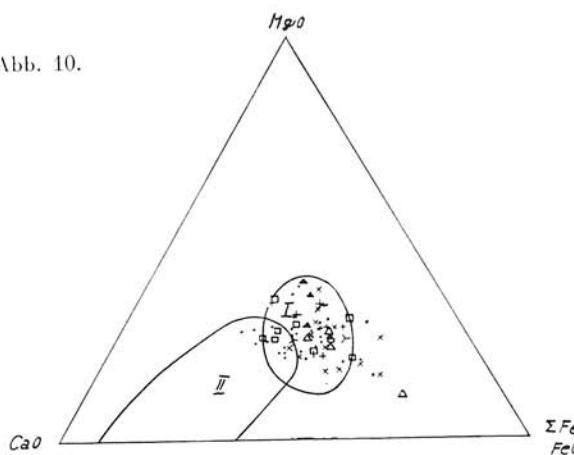
Abb. 9.

Tatra dargestellt (die Nummern der verwendeten Analysen siehe bei den Erläuterungen zu den Frequenzkurven — Abb. 1—7; Legende siehe Bild 8/B).

Die Projektionspunkte der Metaultrabasite und der Amphibolite in Bild 9/B und 9/C (welche zum Zwecke der Übersichtlichkeit in Form von zwei Dreiecken dargestellt werden) der genannten Kerngebirge und Veporiden, säumen die Sättigungslinie der

Karoo - Dolerite. Entgegen dem angeführten Standard sind sie im ganzen unausgeprägt in Richtung zur Verbindungsline 100 mg — e hin verschoben. Dabei ist der Verlauf der Differentiationskurve der Karoo-Dolerite entgegen der Linie Dolomit-Pelit um 90° gedreht. Dem Anfangsstadium der Differentiation der Karoo-Dolerite (9/A) entsprechen die Metaultrabasite der Krakková-Zone von Veporiden (9/B). Die Projektionspunkte in Bild 9/A und 9/B bilden abgeschlossene Felder, denen

Abb. 10.



sich die Analyse des Amphibolits der Kleinen Fatra (Bild 9/B), und die Analyse des Amphibolits des Považský Inovec (Bild 9/C) entziehen. Ihre verschobene Lage in Richtung Scheitelpunkt Al-alk des gegebenen Dreiecks, spiegelt die wahrscheinlich komplizierte Genese dieser Gesteine wider (Geltung metasomatischer Veränderungen?).

Die Autoren, welche in den letzten Jahren die Frage der Genese von Amphiboliten studierten, drückten die chemischen Beziehungen der Oxide von petrogenen Elementen, gegebenenfalls die Kationengehalte verschiedener Massen aus. So veranschaulichten z. B. P. Hahn-Weinheimer (1959) die Projektionen der Analysen nach der Methode von T. W. Barth (1955), K. R. Walker et alii (1960) verwendeten zur Veranschaulichung der Projektionspunkte der Amphibolite des nordwestlichen Queensland (Australien), das Dreieck MgO: CaO: FeO. FeO repräsentiert dabei die Summe der Eisenoxide im Form von zweiwertigem Eisenoxid. Diese Art von Veranschaulichung verwendete später auch K. S. Heier (1962) beim Studium der Genese von Amphiboliten des Gneisgebietes von Langy im nördlichen Norwegen; ebenso H. Lange (1965) beim Studium der Amphibolite der sächsischen Seite des Erzgebirges u. a. Genannte Autoren gelangten beim Vergleich verschiedener Forschungsmethoden zu der Schlussfolgerung, dass das Verhältnis MgO: CaO: FeO als eines der Kriterien zur Unterscheidung von Ortho- und Paraamphiboliten dienen kann.

In Bild 10 sind im Dreieck MgO: CaO: FeO (Legende siehe Bild 8) nach K. R. Walker et alii (1960) die Felder für Orthoamphibolite (Feld I) und jene für Paraamphibolite (Feld II) eingezeichnet.

Die überwiegende Mehrzahl an analysierten Gesteinen befindet sich in Feld I, d. i. im Feld für Orthoamphibolite. Im Feld der Paraamphibolite (II) befinden sich die Projektionen von drei Analysen von Amphiboliten der Kleinen Karpaten. Ausserhalb der genannten Felder liegen die Projektionspunkte von drei Amphibolitanalysen der Kleinen Fatra, drei Amphibolitanalysen der Kleinen Karpaten und die Analyse des

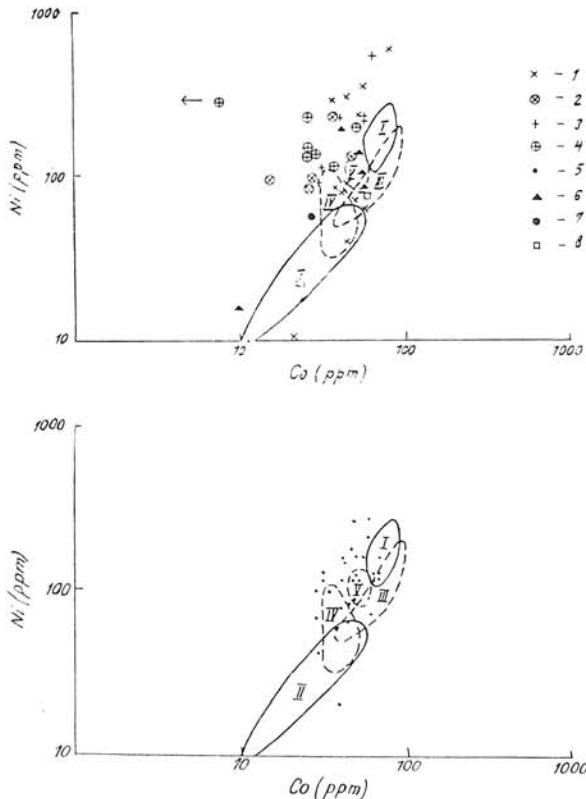
Amphibolits des Považský Inovec. Alle erwähnten Projektionspunkte liegen zwischen dem Felde der Orthoamphibolite und dem FeO-Scheitelpunkt des Dreiecks, welche Lage ihre Zugehörigkeit zu den Paraamphiboliten ausschliesst.

3. Geochemische Kriterien

Durch die Kenntnis der quantitativen Vertretung der Spurenelemente in Mineralen und Gesteinen, gelangen zu Händen des Geologen wertvolle Angaben. Eine der schwerwiegendsten Applikationsarten ist die Verwendung von Spurenelementen als wichtige Kriterien bei der Lösung des Problems der Genese der verschiedenen Gesteinstypen. Auch im Falle der Amphiboliten helfen die Spurenelemente bei der Lösung des oftmals komplizierten Problems der Frage ihrer Genese.

Nach den Pionierarbeiten auf dem Gebiete der Lösung der Genese der Amphibolite (E. A. J. Engel, C. G. Engel 1951; S. R. Taylor 1955; K. R. Waller 1960; P. Lapač - Hargués 1953 u. a.) anhand von petrochemischen und geochemischen Kriterien, kamen in den letzten Jahren Dekaden von Arbeiten heraus, die sich mit der erwähnten Problematik befassen. Von ihnen seien wenigstens einige genannt: K. S. Heier (1962); E. V. Rozová (1963); B. E. Leake (1964); V. A. Miliovskij (1964); T. K. Ball (1965); B. Cambel, G. Kupčo (1965); I. Janda et alii (1965); H. Lange (1965); P. Schweder (1968); Z. Wicherowski (1967); A. Dzied-

Abb. 11. Legende: I — unveränderte basische magmatische Gesteine, II — Paraamphibolite (schwache bis mittlere Veränderungsstufe inkl. von Metasomaten), III — metamorphe basische Gesteine (Orthoamphibolite), IV — intensiv metasomatisch veränderte Orthoamphibolite, V — intensiv metasomatisch veränderte Paraamphibolite (die Felder I—V nach K. R. Waller et alii 1960). I — Amphibolite der Kleinen Fatra (Malá Fatra), 2 — Amphibolite der Kleinen Fatra, durch metasomatische Prozesse beeinflusst, 3 — Amphibolite der Veporiden, 4 — Amphibolite der Veporiden, durch metasomatische Prozesse beeinflusst, 5 — amphibolite Gesteine der Kleinen Karpaten (B. Cambel, G. Kupčo 1965), 6 — Metabasite der Čierna hora, 7 — biotitischer Amphibolit, Branisko, 8 — Standard des Diabas W-1 (K. R. Waller et alii 1960). Die analytischen Daten der Amphibolite ad 1—4 und 6—7 sind der Arbeit des Autors entnommen (D. Hovorka, im Druck).



zie (1967); W. Narębski (1966) u. a. Genannte und weitere Autoren verwenden zur Verallgemeinung der Genese Korrelationsbeziehungen zwischen den verschiedenen Spuren elementen. Einige davon sollen in der Folge genannt werden.

In Abbildung 11 sind in logarithmischer Skala die Verhältnisse Ni:Co dargestellt, wobei nach K. R. Walker et alii (1960) die Felder für unverändertes basisches Errup tivgestein, Orthoamphibolite, Paraamphibolite und deren metasomatisch modifizierte Derivate (siehe Legende) verzeichnet sind. In Bild 11 sind alle spektrochemisch analysierten Amphibolite eingezeichnet (D. Hovorka, im Druck), wobei in die Gruppe der metasomatisch veränderten Amphibolite die selben Gesteine einbezogen wurden, welche die Grundlage der Konstruktion der Frequenzkurven (Abb. 1-7 und Abb. 8-10) bildeten.

In Abbildung 12 sind die Projektionspunkte der Metabasite der Kleinen Karpaten verzeichnet (B. Campbell, G. Kupčo 1965). Es wurden die unter den Erläuterungen zu Abb. 1-7 angeführten Projektionspunkte der Analysen verwendet.

Bei der Auswertung der Verhältniswerte Ni:Co muss man sich dessen bewusst sein, dass die von K. R. Walker et alii (l. c.) für verschiedene genetische Typen basischer Gesteine gegliederten Felder kleine Flächen haben und sich grösstenteils decken.

Die Projektionspunkte der analysierten Amphibolite des Westkarpaten-Kristallins (Abb. 11, 12) decken sich blos teilweise mit jenen von K. R. Walker et alii (l. c.) gegliederten Feldern. Ein charakteristisches Merkmal der Streuung der Amphibolite der Kleinen Fatra nach ist es, dass nur eine Analyse abseits liegt und das nur dem anomal niedrigen Ni-Gehalt (10 ppm) zufolge. Eine extreme Lage nimmt auch der Projektionspunkt des amphibolischen Glimmers aus Voporiden ein, welcher infolge seines hohen Ni-Gehaltes (270 ppm) neben einem niedrigen Gehalt an Co (unter 10 ppm) seitlich von den Projektionsfeldern liegt. Analog liegt auch die Analyse des Amphibolits der Kleinen Karpaten, infolge eines niedrigen Ni-Gehaltes, ausserhalb der begrenzten Felder.

Grösstenteils liegen die Projektionspunkte der analysierten Gesteine in unmittelbarer Nähe der Felder I-IV, ein kleiner Teil liegt direkt in ihnen. Bei einem Teil der Analysen ist eine eindeutige Zugliederung zu einem bestimmten Feld nicht möglich, da sich die Analysen infolge einer teilweisen Überdeckung mit den Flächen einiger von ihnen, identifizieren. In Feld II, d. i. das Feld der Paraamphibolite, fällt nur eine Analyse eines Amphibolits der Kleinen Karpaten (Abb. 12). Eine weitere Analyse des genannten Gebirgszuges befindet sich gleichzeitig in Feld III und IV.

Für die analysierten Amphibolite des Westkarpaten-Kristallins ist charakteristisch, dass sie von allen Feldern am wenigsten an das Feld II, das ist das Feld der Para-

amphibolite, räumlich gebunden sind. Die Projektionspunkte der verschiedenen Amphibolittypen haben entgegen den Amphiboliten der Arbeiten genannter Autoren (l. c.) bei beiläufig gleichem Kobaltgehalt unscheinbar erhöhten Ni-Gehalt bei einem Teil der analysierten Proben. In Bild 11 ist dem Vergleich wegen auch der Standard des Diabas W-1 abgebildet, wobei zur graphischen Darstellung die Analysenergebnisse der Arbeit von K. R. Walker et alii (1960) entnommen sind. Die Projektion

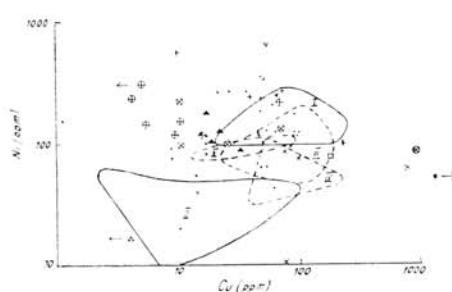


Abb. 13.

des Diabas befindet sich in Feld III, d. i. im Felde der metamorphierten basischen Erruptivgesteine. Ähnliche Abweichungen der Projektionen von Amphiboliten des nördlichen Norwegen führt auch K. S. Heier (1962) an. Von neun von ihm ermittelten Amphiboliten fallen deren vier der Projektionspunkte ausserhalb der gegliederten Felder.

Im Abb. 13 (Legende siehe Bild 11) sind in logarithmischer Skala die Verhältnisse Ni : Cu abgebildet, wobei diese mit den Werten dieser Elemente in den Arbeiten der genannten Autoren (l. c.) konfrontiert werden. Das Projektionsfeld der Amphibolite der Westkarpaten hat entgegen dem jener der genannten Autoren eine grössere Flächenstreuung. Es wird dies zumal durch die extreme Lage der Projektion des Gesteins aus Branisko und zweier Gesteine der Kleinen Fatra, welche enorm hohe Cu-Gehalte haben, verursacht. Die Kupfergehalte, und dies vor allem bei metasomatisch modifizierten Typen sind etwas niedriger als die zitierten Autoren für basisches Erruptivgestein, Orthoamphibolite und deren metasomatisch veränderte Äquivalente, angeben. Dabei bewegen sich die Unterschiede um 10 ppm. Die Kupfergehalte in den metasomatisch unbeeinflussten Typen stimmen mit den Gehalten, die die Autoren K. R. Walker et alii (l. c.) angeben, überein. Die Nickelgehalte sind, mit Ausnahme vereinzelter Analysen, im ganzen mit den Werten basischen Erruptivgesteins, der Orthoamphibolite und deren metasomatischer Äquivalente kongruent.

Eine ähnliche Lage, ausserhalb der begrenzten Felder nehmen auch fünf (von der Gesamtanzahl 9) Analysen der von K. S. Heier (1962) studierten Amphibolite ein. Die Werte von Ni und Cu des Standards Diabas W-1, befinden sich am Rande des Orthoamphibolitfeldes.

Beim Studium der Nickel- und Kupfergehalte der Amphibolite muss man sich dessen bewusst sein, dass der Grossteil des Kupfers in den Gesteinen in Sulfiden gebunden ist. Laut K. S. Heier (1962) kommt es bei metasomatischen Prozessen zu einer leichten Migration dieses Elements, sodass die Anwendung der Verhältnisse Ni : Cu dem angeführten Autor nach, zur Lösung der Probleme der Genese wenig geeignet scheint. Aus Abbildung 13 folgt, dass es bei den Prozessen der metasomatischen Veränderungen der Amphibolite des Westkarpaten-Kristallins bei den Amphiboliten zu einer augenscheinlichen Senkung der Cu-Werte kam. Verursacht wurde dies durch die Zersetzung von Sulfiden unter Entstehung von Eisenoxiden und -hydroxiden. Eine ähnliche Senkung der Kupfergehalte bei der Migmatitisation der Amphibolite beobachtete H. Lange (1965) auf der sächsischen Seite des Erzgebirges.

P. Lapadus-Hargués (1959) hielt das TiO_2 für das kritische Oxid zur Unterscheidung der Para- und Orthoamphibolite. Diesem Autor nach, zeichnen sich Paraamphibolite durch niedrigere Konzentrationen besagten Oxids aus, als Orthoamphibolite. Der Autor (l. c.) bestimmte gleichzeitig 0,80% TiO_2 als Grenzwert zwischen den beiden genannten genetischen Amphibolittypen. Den Gehalt an TiO_2 im Bezug auf den Gehalt an Ni und Cr verwendete zur Lösung des Problems der Genese der Amphibolite auch eine Reihe anderer Autoren (B. E. Leake 1964; H. Lange 1965; u. a.). B. E. Leake (l. c., Seite 248–249) gliederte gleichzeitig, durch Verwendung der Analysenresultate von Peliten von Littleton und Conemara, das sedimentäre Feld, d. i. das Feld in welches die Projektionen der Paraamphibolite fallen sollten, aus.

Das die Beziehungen $TiO_2 : Cr$ erläuternde Bild 14 (Erläuterungen siehe bei Bild 11), besteht aus zwei Teilen (Erläuterungen siehe Abbildung 8 — Amphibolite der Kleinen Karpaten). Im oberen Teil (14 A) sind die Projektionspunkte der Karroo-Dolerite, der Pelite von Littleton und Conemara (B. E. Leake 1964) eingetragen. Das umgrenzte Feld stellt das Feld der sedimentären Gesteine dar. In dieses Feld entfallen in Bild 14 B elf analysierte Gesteine, wovon sich zwei an der Grenze des Feldes befinden. Im

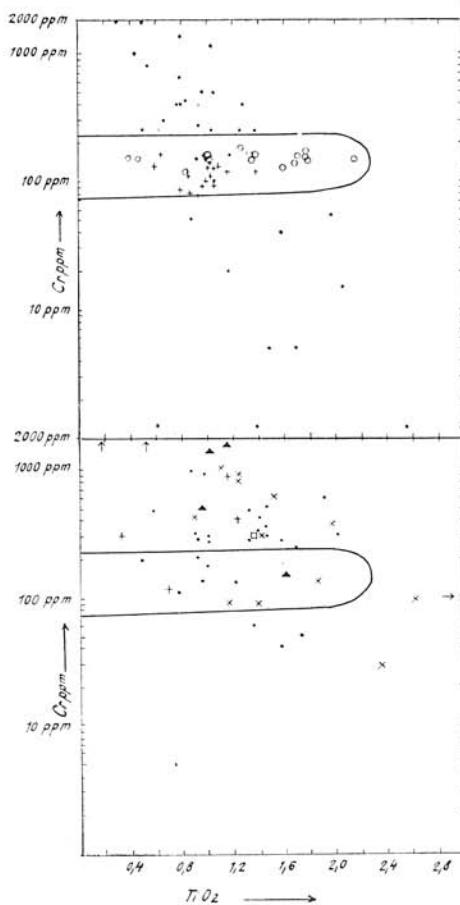


Abb. 14.

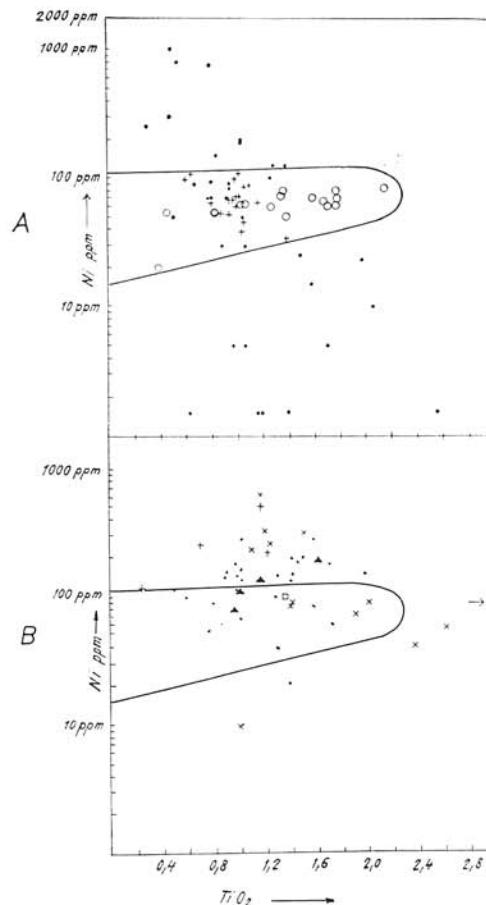


Abb. 15.

sedimentären Feld befinden sich drei Gesteinsanalysen von Gesteinen der Kleinen Fatra, sechs Analysen von Amphiboliten der Kleinen Karpaten, und je eine Analyse von Veporiden und aus Čierna hora. Diese Lage schliesst ihren magmatogenen Ursprung nicht aus, da auch ein Teil der Karroo-Dolerite sich in diesem Felde befindet (B. E. Leake l. c., S. 248).

Auch Abb. 15 (Erläuterungen siehe bei Abb. 11) in welchem die Beziehungen von TiO_2 und Ni veranschaulicht sind, besteht aus zwei Teilen. In Bild 15/A sind die Projektionspunkte von Karroo-Doleriten und Sedimenten der Arbeit von B. E. Leake (l. c.), in Bild 15/B jene von Amphiboliten des Westkarpaten-Kristallins veranschaulicht. Auf das sedimentäre Feld entfallen 17 analysierte Gesteine, vom welchen sich vier in unmittelbarer Nähe der Feldbegrenzung befinden. Interessant ist die Feststellung, dass auf das sedimentäre Feld auch die Projektionen der Analysen 68 und 88 entfallen (Kleine Fatra), das sind jene Analysen, welche in dieses Feld auch auf Grund des Verhältnisses $TiO_2 : Cr$ gehören (Abb. 14/B).

In Bild 16 (Erläuterungen siehe Abb. 11) sind die Beziehungen Ni : Cr veranschaulicht. Zwischen den Linien befindet sich das Streuungsfeld von Ni und Cr in basaltoiden Gesteinen (K. K. Turekian 1963). Ausserhalb des eingezeichneten Feldes befinden sich die Projektionspunkte von drei Analysen von Gesteinen der Kleinen Fatra und zwei Amphibolitanalysen der Kleinen Karpaten. Alle Projektionspunkte sind jedoch in unmittelbarer Nähe des begrenzten Feldes. Eine Analyse des Amphibolits der Kleinen Fatra ist infolge dessen niedrigem Nickelgehalt und hohem Gehalt an Chrom, gegenüber dem Felde in entfernter Position.

F. Fröhlich (1960) und B. E. Leake (1963) führten an, dass eines der typischen Merkmale der Paraamphibolite, deren niedriger Cr- und Ni-Gehalt (bis zu 50 ppm) ist.

In Bild 17 ist im Ni : Zr-Diagramm, das Feld der Orthoamphibolite, laut I. Janda et alii (1965) durch höhere Ni-Werte als 80 ppm und niedrigere Zr-Werte als 20 ppm charakterisiert. (In letzterem Falle handelt es sich augenscheinlich um einen Druckfehler und es sollte sich richtig um 200 ppm handeln). Solcherlei ppm-Werte des Zr für Amphibolite konvenieren mit den Ergebnissen der Arbeit von E. C. Chao und M. Fleischer (1961), welche in Basalten eine Variation des Zr im Intervall von 10 bis 100 ppm feststellten.

Der Grossteil des analysierten amphibolitischen Gesteins der Kleinen Karpaten (B. Cambel, G. Kupčo 1965) entfallen dank ihrer Werte Zr : Ni auf das Feld der Orthoamphibolite. Die Analysen 45 und 55 (Amphibolit und uralitischer Amphibolit) nehmen auf Grund ihres niedrigen Ni-Gehaltes gegenüber dem eingezeichneten Feld der Orthoamphibolite eine externe Position ein. Die analysierten Amphibolite der Kleinen Fatra, haben eine grosse Flächenstreuung. Ausser den fünf Analysen im Feld der Orthoamphibolite befinden sich zwei Analysen in dessen unmittelbarer Nähe. Im Felde der Paraamphibolite liegen zwei Projektionen, drei sind in dessen unmittelbarer Nähe und zwei befinden sich ausserhalb der umgrenzten Felder, wobei sie näher dem Felde der Orthoamphibolite liegen. Die Projektionen der Amphibolite der Veporiden fallen in das Feld der Orthoamphibolite, nur eine befindet sich in dessen unmittelbarer Nähe. Von fünf analysierten Metabasiten von Čierna hora befinden sich vier im Ortho- und eine im Paraamphibolitfeld.

P. Schwerdt (1968) verwendete das Korrelationsdiagramm V : Cr. In Bild 18 sind laut zitiertem Autor die Felder für die Ortho-, Para- und migmatitischen Amphibolite des Kyffhäuser-Kristallins (I. e.) eingezeichnet. Ähnlich wie der erwähnte Autor, schrieb schon A. V. Miliovskij (1964) dem Vanadin bei der Unterscheidung der beiden genetischen Amphibolitgruppen, eine diagnostische Aufgabe zu. Der Durchschnitt von 6 Analysen von Paraamphiboliten in der Arbeit des zitierten Autors (I. e.) beträgt für

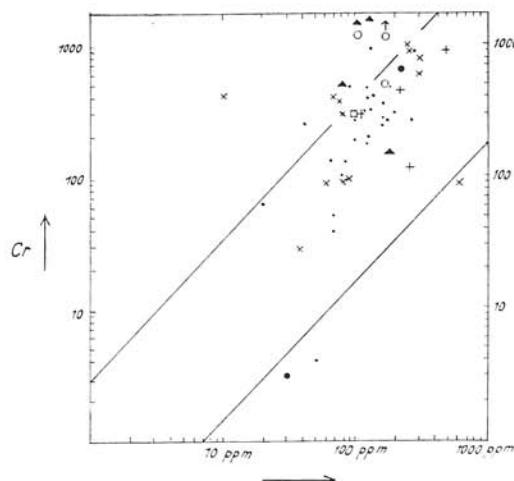


Abb. 16.

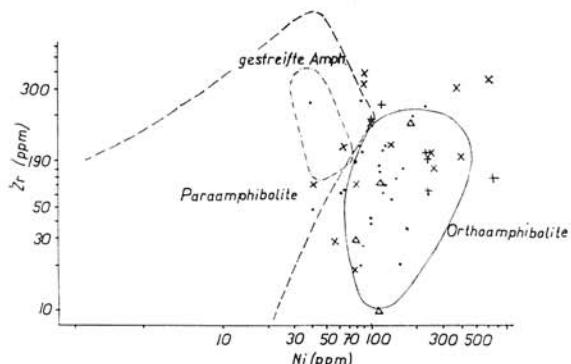


Abb. 17.

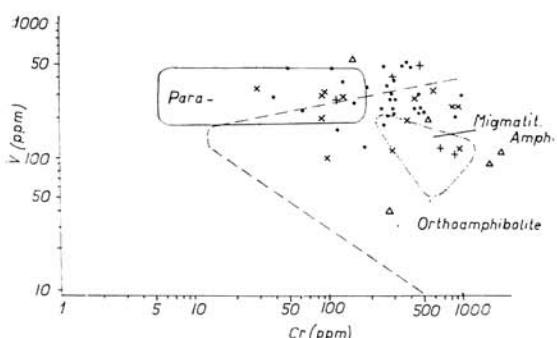


Abb. 18. V/Cr — Korrelationsdiagramm I — Ortho- und II — Para-Feld, III — Migmatitische Amphibolite des Kyffhäuser-Kristallins (P. Schwerder 1968).

ze des Orthoamphibolitfeldes des Kyffhäuser-Kristallins (P. Schwerder 1968). Die Projektionen des analysierten Gesteins bilden ein kompaktes Feld, das sich über das Gebiet der oberen Grenze der Vanadingehalte und teilweise auch oberhalb dieser erstreckt. Die extremste Lage nimmt die Analyse 54 mit ihren anomal niedrigen V- und Cr-Gehalten ein (uralitischer Gabbrodiorit).

Die Projektionspunkte der Analysen von Amphiboliten der Kleinen Fatra, von Veporiden und teilweise auch von Metabasiten von Čierna hora fallen in die Streuungsfläche amphibolitischen Gesteins der Kleinen Karpaten. Die extremsten Lagen haben einige Metabasite von Čierna hora (hoher Chrom- resp. niedriger Vanadingehalt). Die Projektionsfelder des studierten Gesteins des Westkarpaten-Kristallins decken sich mit dem Projektionsfeld der Ortho- und Paraamphibolite des Kyffhäuser-Kristallins (l. c.).

In den letzten Jahren erschienen in der Literatur, außer den schon erwähnten diagnostischen Merkmalen der Ortho- und Paraamphibolite, etliche weitere. So z. B. erachtet A. Dziedzic (1967) das Verhältnis $Co : Ni$ und $Ni : Cr$ für ein geeignetes Unterscheidungskriterium. Die genannten Elemente haben, trotz ihrer verschiedenen absoluten Werte, stabile Verhältnisse. Für Orthoamphibolite des Gebietes Lukówka

das Vanadin 200 ppm, während der Durchschnittswert von sechs analysierten Orthoamphiboliten (wovon 3 Nullwerte aufweisen) nur 103 ppm V beträgt. Zu ähnlichen Schlüssen von der entscheidenden Bedeutung des Vanadingehaltes bei der Unterscheidung von Ortho- und Paraamphiboliten, kam auch A. Dziedzic (1967). Der Vanadingehalt der Amphibolite steht, laut erwähnter Autorin (l. c.), in direktem Verhältnis zum TiO_2 -Gehalt.

Laut E. Fröhlich (1960), beträgt die untere Grenze des Cr-Gehaltes der Orthoamphibolite 150 ppm, während für Paraamphibolite ein niedriger Gehalt dieses Elements (20 ppm) typisch ist. Zu ähnlichen Schlüssen kam auch A. V. Milovskij (1964). Der durchschnittliche Chromgehalt der von ihm studierten Orthoamphibolite beträgt 210 ppm, der von Paraamphiboliten 79 ppm.

Die Vanadingehalte der amphibolitischen Gesteine der Kleinen Karpaten (l. c.) befinden sich teilweise oberhalb der Gren-

(Sudeten), bewegen sich die Verhältnisse immer nahe dem Werte 1 während die selben Verhältnisse für Paraamphibolite 0,2 betragen.

Auf Grund der hohen Sr-Gehalte schottischer dolomitischer Mergel (über 1000 ppm), schliessen K. K. Turekian und J. L. Kulp (1956), dass auch Strontium als eines der diagnostischen Merkmale der Amphibolite angewendet werden kann.

E. Kalsbeck (1965) löste die Frage der Genese von Amphiboliten auf Grund akzessorischer Zirkone. Beim Studium solcher in Amphiboliten der französischen Alpen gelangte er zu der Ansicht, dass es sich um Paraamphibolite handelt. Demgegenüber entspricht dasselbe Gestein bei Anwendung der Kriterien nach B. E. Leake (1964) eher Orthoamphiboliten. Der Autor (l. c.) gelangte zu dem Schluss, dass die von ihm studierten Amphibolite sedimentären Ursprungs, aber durch Vermengung des durchtransportierten Materials aus zerstörtem basischem Effusivgestein (Laven oder Tuffe) und zirkonhaltigem sandigem Schiefer typischer klassischer Sedimente, entstanden sind.

Schlussfolgerung

Bei der Interpretation der Genese der Amphibolite des Westkarpaten-Kristallins, wird hier von folgenden Merkmalen ausgegangen:

1. Die Berührungsflächen der linsen- und bankförmigen Körper der Amphibolite mit dem Nachbargestein der Reihe Glimmerschiefer-Gneis, sind immer scharf begrenzt. An einigen, zumal stärkeren Körpern, kann in Richtung Körperzentrum, eine Vergrößerung der Körnigkeit festgestellt werden. Diese Vergrößerung des Kornes ist oftmals mit dem Verlust der flächenparallelen Textur verbunden. Die Amphibolite gehen so in mittel- bis grobkörnige Metagabbros, Gabbroamphibolit u. a. über. Diese angeführten Texturmerkmale werden als Reste einer ursprünglich massiven Textur basischen Eruptivgesteins verstanden.

Für die Jarabá- und Kokava-Serie des Tatra-Veporiden-Kristallins ist der Mangel an mergeligen, und für die Jarabá-Serie auch der von Karbonaten-Sedimenten, charakteristisch.

2. Vom petrographischen Standpunkt aus, können für die genetische Zureihung von Amphiboliten zu einer der erwogenen genetischen Gruppen (Ortho- bzw. Paraamphibolite) folgende Kriterien in Erwägung gezogen werden:

Bei einem Teil der metamorphen Basite der Harmonia-Serie der Kleinen Karpaten wurden für Effusivgestein typische Texturen (poröse, Mandelsteintextur) festgestellt (B. Cambel 1954). In diesem Gestein wurden auch Reste magmatogener Pyroxene (l. c.) gefunden, welche auch in den Amphiboliten der Kraklová-Veporiden-Zone festgestellt wurden (M. Harrmann 1963).

In der Kraklová-Veporiden-Zone wurden feldspatfreie Metaultrabasite festgestellt. Diese sind mit mächtigen Körpern von Metabasiten dieser Zone verbunden. Sie werden für ultrabasische Differentiate basischer Vulkanite, die heute in Form von Amphiboliten auftreten, angesehen (D. Hovorka 1967).

Die Assoziation akzessorischer Minerale von Erzmineralen der Amphibolite des Westkarpaten-Kristallins entspricht der Assoziation dieser Minerale in unverändertem basischem Effusivgestein des Paläozoikum (L. Kamenníký, M. Marková 1957).

3. Durch Konfrontation der chemischen Zusammensetzung der studierten Amphibolite mit den in der Literatur angegebenen Kriterien, gelangte der Autor zu folgenden Schlüssen: Die alleinige Methode der Frequenzkurven der Gehalte einiger Oxide (L. Lapadus-Hargues 1953) kann im Falle der Amphibolite des Westkarpaten-Kristallins, nicht zur Unterscheidung von Para- und Orthoamphiboliten dienen. Die

konstruierten Frequenzkurven haben blos teilweise ähnlichen Verlauf mit jenen des zitierten Autors (l. c.). Dabei handelt es sich zumal um SiO_2 , FeO , MgO , Na_2O , wobei die Maxima und Minima im Koordinatensystem eine abweichende Stellung einnehmen. Einen abweichenden Verlauf haben die Frequenzkurven von Al_2O_3 , Fe_2O_3 und CaO . Dem Gehalt der „kritischen“ Oxide nach, gehört blos eine Amphibolitanalyse (von einer Gesamtzahl von 74) dem kalzium-magnesialen, d. i. dem Paraamphibolittype an.

Die studierten Amphibolite haben die Projektionen der $\text{Mg} : \text{mg}$ nahe der Differentiationskurve der Karroo-Dolerite (B. E. Leake 1964). Eine ähnliche Lage nehmen die Projektionspunkte auch im Dreieck $100 \text{ mg} : \text{e} : \text{Al} : \text{Alk}$ (l. c.) ein.

Im $\text{MgO} : \text{CaO} : \text{FeO}$ -Projektionsdreieck (K. R. Wallker et alii 1960), liegen nur drei Gesteinsanalysen der Kleinen Karpaten im Paraamphibolitfeld. Sieben Analysen liegen im Gebiet zwischen dem Orthoamphibolitfeld und dem FeO-Scheitelpunkt des Dreiecks. Diese ihre Lage ermöglicht ihre Zugliederung zu den Orthoamphiboliten. Zu ähnlichen Schlussfolgerungen wird hier auch bei der Akzeptation von 0.80 % TiO_2 als kritischen Gehalt dieses Oxids in den beiden angeführten Genesegruppen (P. Lapadula-Hargues 1959) gelangt.

4. Auf Grund der Gehalte an Spurenelementen von Ni, Co, Cr, V, Zr, Cu und auf Grund der Korrelationsbeziehungen zwischen einigen der angeführten Elementen, haben die studierten Amphibolite des Westkarpaten-Kristallins, die in der Literatur für metamorphiertes basisches Erruptivgestein, d. i. für Orthoamphibolite angegebenen Merkmale, resp. sind diese jenen sehr nahe. Das durchgeführte Studium zeigte gleichzeitig, dass, selbst wenn die Gesamtassoziation der Spurenelemente und deren quantitative Vertretung sich mit den Angaben für Orthoamphibolite deckt bzw. diese jenen sehr nahe sind, dennoch die Streufelder der einzelnen Spurenelemente häufig eine abweichende Lage von den, von anderen Autoren angeführten Feldern einnehmen. Dies ist eine Folge der Spezifität des Chemismus des ursprünglichen Erruptivgesteins und der spezifischen Bedingungen der Metamorphose jedes einzelnen studierten Gebietes.

Hier wird die Vermutung ausgesprochen, dass durch die Kombination von geologischen, petrographisch-petrochemischen und geochemischen Merkmalen bei der überwiegenden Mehrzahl der studierten Amphibolite zu eindeutigen Schlüssen über deren Genese gelangt werden kann. Der Umstand, dass eines oder auch mehrere der kritischen Unterscheidungsmerkmale nicht in voller Übereinstimmung mit dem Gesamtrend der Merkmale stehen, ändert nichts an der genetischen Interpretation.

Durch Applikation des Obenangeführten können die studierten Amphibolite der Kleinen Fatre (Malá Fatra), von Čierna hora, der Veporiden und der Kleinen Karpaten (Malé Karpaty), in die Gruppe der „Orthoamphibolite“ eingegliedert werden.

* * *

Der Autor betrachtet es als seine liebe Pflicht, dem Herrn Univ.-Prof. Dr. B. Čambel, Dr. Sc., für dessen liebenswürdige Zustimmung zur Durchführung der quantitativen Spektralanalysen der Amphibolite am Geologischen Institut der Slowakischen Akademie der Wissenschaften, sowie für kritische Bemerkungen zur vorliegenden Arbeit zu danken. Für die schnelle und präzise Durchführung der quantitativen Spektralanalysen sei hier Herrn T. Slezák und Frau F. Retová, für die graphischen Arbeiten Frau M. Takácsová und nicht zuletzt für die Durchführung der Rechenoperationen, meiner Frau gedankt.

SCHRIEFTUM

- Baill T. K., 1966: The geochemistry of the Randesund gneisses. Norks geol. Tidsskr. 46, 4. — Barth T. W., 1955: Presentation of Rocks Analyses. Jour. Geol. 63. — Burchart J., 1960: O występowaniu skał wapiennokrzemianowych wśród amfibolitów tatrzańskich. Arch. Mineralogiczne 24, 2. — Cambel B., 1952: Amfibolické horniny v Malých Karpatoch. Geol. práce 28, Bratislava. — Cambel B., 1954: Geologicko-petrografické problémy v severovýchodnej časti Malých Karpát. Geol. práce 36, Bratislava. — Cambel B., 1958: Príspevok ku geológii pezinisko-perneckého kryštalínika. Acta geol. et geogr. Univ. Com. 2, Bratislava. — Cambel B., Kamennický J., Krist E., 1961: Poznámky ku geológii kryštalínika Malých Karpát. Považského Inovec, Tribča a západnej časti Vepora. Tagungsbegleitschrift zum XII. Kongress der Tschechoslow. Gesellschaft f. Min. u. Geol., Bratislava. — Cambel B. et alii, 1962: Vysečický k prehľadnej geologickej mape ČSSR 1:200 000, Blatt Wien-Bratislava. Geofond, Bratislava. — Cambel B., Kupčo G., 1965: Petrochemie und Geochemie der metamorphen Hornblende-andesine-amphibolites und kindred facies (Abstr.). Bull. geol. Soc. Am. 62. — Ewans B. L., Leake B. E., 1960: The composition and origin of stripped amphibolites of Connemara, Ireland. J. Petrol. 1. — Fröhlich F., 1960: Beitrag zur Geochemie des Chroms. Geochim. Cosmochim. Acta 20. — Fryklund V. C., Fleischer M., 1963: Abundance of scandium in volcanic rocks, a preliminary estimate. Geochim. Cosmochim. Acta 27. — Gaweł A., 1959: Zagadnienia petrograficzne trzonu krystalicznego Tatr Zachodnich. IG Biul. 149, Warszawa. — Górecki A., 1959: Prehľad geologickej a petrografickej pomeraní kryštalínika Vysokých Tatier. Geol. zborn. Slov. akad. vied 10, Bratislava. — Halin P., Weinheimer 1959: Geochemische Untersuchungen an den ultrabasischen und basischen Gesteinen der Münchberger Gneissmasse (Fichtelgebirge). N. Jb. Mineral. 92. — Harriman M., 1963: Petrografia iniciálnych bázických vulkanitov kraklovskej zóny. Manuscript, Bratislava. — Hovorka D., 1967: Metalulrabasites of the Kraklová zone of the vaprides. Geol. práce, Zprávy 41, Bratislava. — Hovorka D., im Druck: Metasomatic alterations of the amphibolites of Malá Fatra Mts. Geol. práce, rad ZK, Bratislava. — Heier K. S., 1962: The possible origin of amphibolites in an areas of high metamorphic grade. Norsk Geol. Tidsskr. 42. — Jandačka L., Sroli E., Sedlacek M., 1965: Zum Problem der geochemischen Unterscheidung von Para- und Orthoamphiboliten am Beispiel einiger Vorkommen des Waldviertels und der Ostalpen. Tsch. Min. Petr. Mitt. 10. — Jaskólski L., 1924: Les amphibolites des Monts Tatra et leur origine. Bull. intern. Acad. pol. Y., Kraków. — Kalsbeek F., 1965: On the origin of some banded amphibolites and gneisses in the Balladonne Massif (French Alps). N. Jb. Min. 102, 2. — Kamennický J., 1956: Zpráva o geologickém výzkumu a mapování severnej časti kryštalínika Považského Inovec. Geol. práce, Zprávy 8, Bratislava. — Kamennický J., Marková M., 1957: Petrografické štúdie fylitdiabázovej série gemenid. Geol. práce 45, Bratislava. — Koutecký J., 1935: O krystalických břidlicích skupiny Barance (2148) v Liptovských holiči. Věst. Státn. geol. ústav. ČSR 11, Praha. — Lange H., 1965: Zur Genese der Metabasite im Sächsischen Erzgebirge. Freib. Forsch. C-177, Freiberg. — Lange H., 1968: Spurenlemente als Hilfsmittel zur Unterscheidung von Ortho- und Para-Amphiboliten. Freib. Forsch. C-231, Teil II, Freiberg. — Lapadu-Hargues P., 1953: Sur la composition chimique moyenne des amphibolites. Bull. Soc. Géol. France 6, 3. — Lapadu-Hargues P., 1959: A propos des massifs d'amphibolite du Limousin et de la Haute Vienne (Massif Central français). C. R. Somm. Séances Soc. Géol. France. — Leake B. E., 1963: Origin of amphibolites from northwest Adirondack, New York. Bull. Geol. Soc. Am. 74, 9. — Leake B. E., 1964: The Chemical Distinction Between Ortho- and Para-amphibolites. J. Petrol. 5, 2. — Leutwein E., 1939: Über das Vorkommen einiger seltener Elemente in metamorphen Gesteinen des Schwarzwaldes. Centralblatt f. Min. Abt. Min. u. Petr., 1939. — Mahel M. et alii., 1968: Regional Geology of Czechoslovakia, Part II, Praha. — Michalík A., Kotánský Z., 1959: Wycieczka B 3. Kasprowy Wierch — Czuby Goryczkowe — Beskid — Liliowe — Skrajna Turnia — Swinica — Kasprowy Wierch. Przewodnik XXXII Zjazdu PTG w Tatrach i na Podhalu, Warszawa. — Milovskij A. V., 1964: Crom, vanadij i nikel v orto- i paraporodach. Geochimija 9, Moskva. — Rozova E. V., 1963: O genezise amfibolitov buronskoj metamorfičeskoj tolšči. Tr. Centr. n.-i. gornorazved. in-ta, 55 (abst. in

- Ref. žurnal 1964, 5. — Schweder P., 1968: Geochemische Untersuchungen im Kyffhäuser-Kristallin. Zum Problem des prämetamorphen Ausgangsmaterials der Amphibolite, der Biotit-Hornblende-Plagioklasgneise und der Biotit-Plagioklasgneise. *Chemie der Erde* 27. — Skiba B., Butler J. R., 1963: The use of Sr-An relationship in plagioclases to distinguish between Somalian Metagabbros and Country — rock Amphibolites. *J. Petrol.* 4, 3. — Taylor S. R., 1955: The origin of some New Zealand metamorphic rocks as shown by their major trace element composition. *Geochim. Cosmochim. Acta* 8. — Turekian K. K., Kulp J. L., 1956: The geochemistry of strontium. *Geochim. Cosmochim. Acta* 10, 5—6. — Turekian K. K., Carr M. B., 1960: The geochemistries of chromium, cobalt and nickel. *Intern. Geol. Congress, Rept.* 21, Ses. Norden I, Copenhagen. — Turekian K. K., 1963: The chromium and nickel distribution in basaltic rocks and eclogites. *Geochim. Cosmochim. Acta* 27. — Walker K. R., Joplin G. A., Lowering J. F., Green R., 1960: Metamorphic and metasomatic convergence of basic igneous rocks and lime-magnesia sediments of the precambrian of North-Western Queensland. *Jour. Geol. Soc. Austr.* 6. — Wicherowski Z., 1967: Mn, Ti, Sr i Ba w amfibolitach Gór Sowiech. *Arch. Min.* 27, 1. — Wiccox R. E., Poldervaart A., 1958: Metadolerite dike swarm in Bakersville — Roan Mountain area, North Caroline. *Geol. Soc. Am., Bull.* 69, 11. — Zoubek V., 1936: Poznámky o krystaliniku Západních Karpat. *Věst. Stát. geol. úst. ČSR* 12, Praha. — Hovorka D., im Druck: The genesis of some hornblende-bearing rock types of the Veporides and Branisko Mts. *Acta geol. et geogr. Univ. Com., Bratislava*.

Zur Veröffentlichung empfohlen von B. Cambrel.