

BOHUSLAV CAMEL — JÁN MEDVEĎ — PAVOL PITOŇÁK*

GEOCHEMIE UND PETROGENESE DIORITISCHER GESTEINE
DER KLEINEN KARPATEN

(Tab. 1—5, Abb. 1—14)



Kurzfassung: Die vorliegende Arbeit bildet einen weiteren Beitrag zur Lösung des Problems der dioritischen Gesteine in granitoiden Massiven der Westkarpaten. Das Problem wurde an dem Beispiel des Vorkommens von „Dioriten“ in dem Bereich der Kleinen Karpaten studiert. Die Verfasser weisen darauf hin, dass ältere Hypothesen über die Entstehung von Dioriten in Granitoiden in dem Bereich der Kleinen Karpaten als Folge einer Kristallisationsdifferenziation des Granit-Magmas, revidiert werden müssen. Die Verfasser führen Beweise mineralogisch-petrographischen und geochemischen Charakters an, an Hand derer die Diorite als Produkte der Assimilation, Anatexis und der metasomatischen Einwirkung des Granitplutonismus auf die Gesteine des schieferigen Mantels angesehen werden müssen. Die superkrustale Schichtenfolge der hangenden Gesteine hat eine variable lithologische Zusammensetzung, in welcher tonig-kieselige Sedimente, Diabas- bzw. Basaltoide, Tuffe, Tuffite, extrusive und intrusive Gesteine des basischen vorgranitischen Magmatismus dominieren. Durch die Umbildung dieser Gesteine sind die Diorite entstanden. Da es sich um ein unzulänglich aufgeschlossenes Terrain handelt, ist es vorerst nicht möglich, den Mechanismus der Entstehungsprozesse der Diorite detailliert zu erläutern.

Die Arbeit bringt zahlreiche Angaben über die stoffliche Zusammensetzung der basischen Gesteine in Granitoiden, ihre petrographische, mineralogische und geochemische Charakteristik.

Резюме: Предложена статья дальнейшим вкладом в решение проблемы диоритических пород в гранитоидных массивах Западных Карпат. Проблему мы исследовали на примере местонахождений „диоритов“ из области Малых Карпат. Авторы показали что старшие гипотезы по возникновению диоритов в гранитоидах в области Малых Карпат при способе кристаллизационной дифференциации гранитной магмы нужны быть ревизованы. Авторы приносят доказательства минералого-петрографического и геохимического характеров что диориты надо считать продуктами ассимиляции, анатексиса и метасоматической деятельности гранитного плутоизма на породы слоистого покрова. Суперкрупальная свита пластов вышележащих пород имеет вариабильную литологическую структуру, в которой преобладают глиняно-кремнистые седименты, диабазовые или базальтоидные туфы, туфиты, экструзивные и интрузивные породы основного передгранитного магматизма. Изменением этих пород основались диориты. Хотя местность не совсем совершенно открыта, детальное объяснение механизма процессов основания диоритов является невозможным.

В статье введены численные данные по химический структуре основных пород в гранитоидах, и тоже их петрографическая, минералогическая и геохимическая характеристики.

* Akad. Prof. B. Camel, DrSc., RNDr. J. Medveď, CSc., P. Pitoňák, Geologisches Institut der Slowakischen Akademie der Wissenschaften, Dúbravská cesta 9, 896 25 Bratislava.

Einleitung

Die Untersuchung kleiner amphibolischer bis amphibolisch-biotitischer Körper (sog. Diorite) in den relativ saureren Granitoiden der Kleinen Karpaten ist eine der wichtigen Aufgaben bei der komplexen Erforschung des Kristallins der Kleinen Karpaten. Zu Beginn befasste sich mit dem Problem ihrer Genese RNDr. A. Varčeková, CSc. und nach ihr übernahm diese Untersuchungen P. Pitoňák (Diplomarbeit). Spektrochemische Analysen wurden von RNDr. J. Medveď, CSs. und Silikatanalysen der Gesteine mit Hilfe der RTG-Fluoreszenzanalyse von M. Vondrovic durchgeführt. Klassische Silikatanalysen von monomineralischen Fraktionen von Amphibolen und Biotit wurden von Ing. E. Walzel durchgeführt. Bei dem Studium wurden alle uns zur Zeit zur Verfügung stehenden Untersuchungsmethoden angewandt, doch auch so bleiben mehrere Probleme dieser Gesteine ungelöst. In starkem Masse ist das Studium durch die geringe Aufgeschlossenheit des Terrains erschwert, an mehreren Stellen durch die tiefreichende Verwitterung der Gesteine, wodurch eine Untersuchung der Gesteine in ihrem primären Zustand unmöglich ist.

Die dioritischen Gesteine der Kleinen Karpaten sind bereits über hundert Jahre bekannt, daher konnte keine der hier realisierten Forschungen die Interpretation ihrer Genese umgehen. Bereits G. A. Kornhuber (1857), F. Andrian und K. M. Paul (1864) behaupten, dass die Diorite der Lokalität Hlboká cesta mit dem Bratislava—Granit syngenetisch sind, wobei sie mit neueren Ansichten von P. S. Richarz (1908), J. Koutek und V. Zoubek (1936) übereinstimmend den Diorit von Hlboká cesta als das Produkt einer in situ-Differentiation eines sauren granitoiden Magmas ansehen. Eine alternative Hypothese über den xenolithisch-anatektischen Charakter der Diorite wurde bereits im J. 1950 von B. Cambel veröffentlicht. Das Studium des Grabenaufschlusses in dem Einschnitt der Strasse Hlboká cesta und vor allem die festgestellte Variabilität der Diorite hauptsächlich an den Rändern des Körpers, die gegenseitigen Beziehungen der einzelnen Varietäten und die raschen Änderungen in der mineralischen Zusammensetzung der Gesteine und ihrer Texturen führten den Verfasser zu der Ansicht über die Entstehung der dioritischen Gesteine durch Granitisierung, Anatexis und Assimilation geeigneter präexistenter Gesteine durch ein granitoides Magma. Ähnlich gegensätzlich ausgeprägte Ansichten wie sie in dem Bereich der Kleinen Karpaten geäußert wurden, bestehen auch über die Dioritvorkommen in den übrigen Gebirgen der Westkarpaten. Dies ist verständlich, da klassische geologische und petrographische Forschungen in dem verhältnismässig unzulänglich aufgeschlossenen Terrain keine eindeutige Lösung dieser Frage erbringen können. Zielsetzung der vorliegenden Arbeit war ein erneutes Studium der Genese der dioritischen Gesteine der Kleinen Karpaten und das Erlangen einer gründlicheren Kenntnis dieser Gesteine vor allem durch das Studium ihres petrographischen und geochemischen Charakters.

Genese der „Diorite“ der Kleinen Karpaten

Lokalisierung, geologisches Auftreten und Beziehungen der studierten dioritischen Gesteine zu ihrer Umgebung verdeutlichen die auf Abb. 1 angeführte Situationsskizze und die geologischen Karten der Lokalitäten.

In der Vergangenheit brachten vom Standpunkt der Lösung der Genese der dioritischen Gesteine der Kleinen Karpaten vor allem die Arbeiten von G. A. Kornhuber (1857), F. Andrian und K. M. Paul (1864), J. Koutek und V. Zoubek (1936) und neuestens B. Cambel (1950, 1956) wichtige geologisch-petrographische Erkenntnisse, die wir kurz anführen.

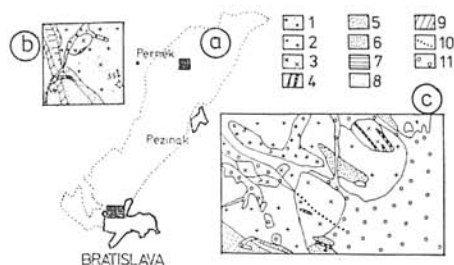


Abb. 1. a) Lagekarte der untersuchten Lokalitäten von Dioriten mit Umrissen des Kristallins der Kleinen Karpaten (gestrichelt). Massstab 1 : 5 000 000. Geologische Karten der studierten Lokalitäten, b) Peterklin, c) Bratislava (nach B. Cambel in M. Mahel, 1972). Massstab 1 : 50 000. 1—4, Granitoide; 1, Modra—Typ; 2, Bratislava—Typ; 3, Diorite; 4, Pegmatite; 5—9, Gesteine des schieferigen Mantels; 5, biotitische Paragneise; 6, biotitische Phyllite; 7, amphibolische Gesteine mit vorherrschendem pyroklastischem Material; 8, feinkörnige Amphibolite; 9, aktinolithische Schiefer; 10, Strasseneinschnitt Hlboká cesta; 11, Quarter.



Abb. 2. Profil durch den Diorit von Hlboká cesta (nach J. Koutek — V. Zoubek, 1936). Massstab ca 1 : 20 000. 1, Granit; 2, Diorit; 3, biotitische Randfazies des Diorits; 5, Quarter; 6, Störungszonen.

Die gegen eine Differentiationshypothese zeugenden Erkenntnisse sind folgende:

— das granitoide Massiv von Modra sowie das von Bratislava deren Bestandteil die Diorite sind, sind petrographisch verhältnismässig homogen, ohne stärkerer Differentiationsschwankungen (B. Cambel — J. Valach, 1956);

— die Diorite bilden isometrische, relativ kleine Massive in dem Bratislava—Granit mit Randfazies, die reich an Biotit sind (J. Koutek — V. Zoubek, 1936), wie in Abb. 2 dokumentiert wird. Es ist schwierig sich einen Differentiationsprozess vorzustellen, der zu der Entstehung so kleiner (ordnungsmässig 100 m), voneinander getrennter, dabei jedoch assozierender basischer Differentiate mit einer solchen Beziehung zu dem Granit wie sie von den zitierten Autoren angenommen wird, führt. Eine viel natürlichere Erläuterung scheint die Hypothese einer Assimilation zu sein, wobei die basischen Massive Blöcke fremder Gesteine darstellen, die mehr oder minder rekristallisiert und assimiliert sind, wobei der biotitische Rand den „Reaktionssaum“ zwischen dem Xenolith und dem Granitoid darstellt.

— Die Diorite sind von Granit intim durchdrungen (F. Andrian — K. M.

Paul, 1864], dies verdeutlicht Abb. 3. Eine derartige Beziehung wird unserer Ansicht nach durch die Granitisation eines Xenoliths besser interpretiert als durch die Differentiation des granitoiden Magmas.

— In der Umgebung des Granits von Hlboká cesta (B. Cambel — J. Valach, 1956) sowie in der Umgebung von Peterklin sind hybride, durch eine

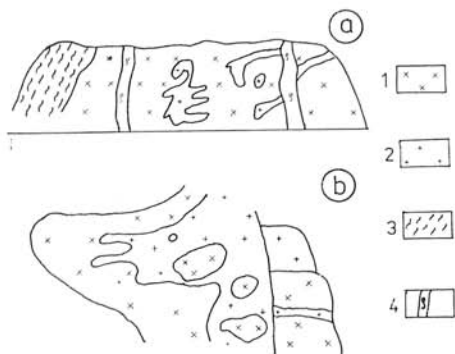


Abb. 3. Gegenseitige Beziehungen des Diorits zu den umgebenden Gesteinen [F. Andrian — K. M. Paul, 1864]; a) Einschnitt Hlboká cesta. Massstab ca 1:1000. b) Aufschluss bei dem „Batzenhäusel“. Massstab nicht angegeben. 1, Diorit; 2, Granit; 3, Pegmatit [ursprünglich heller Granit]; 4, Mylonit [ursprünglich Granitgneis].

Granitisation von Paramaterial des Mantels entstandene Granitoide häufig, woraus auf die Assimilation verschiedener anderer Mantelgesteine (tonig-quarziere Basite und ihrer Pyroklastite) geschlossen werden kann.

— Die Diorite von Hlboká cesta (B. Cambel — J. Valach, 1956) sowie von Peterklin weisen anatektische Gefügemerkmale auf.

— In direkter Nähe der Diorite befinden sich Gesteine des Mantels (Gneise und Amphibolite und andere gabbroide Gesteine), d. h. die Genese der Diorite verlief — wenn auch wahrscheinlich in einem tieferen Horizont der Kruste — an Stellen des Kontaktes der superkrustalen Hülle der Gesteine mit dem, die Anatexis verursachenden granitoiden Magma. Diese Auffassung ermöglicht die Erläuterung der Entstehung der Diorite als Xenolithe. Demgegenüber ist es schwieriger, die Konzentration von schweren Amphibolen in den Prozessen einer Differentiation zu erklären. Ein derartiger Prozess setzt eine relativ hohe Säule hangender Granitschmelze voraus. Dabei ist es bekannt, dass Amphibol kein typisches, ja sogar ein eher sehr seltenes Mineral der Granitoide der Kleinen Karpaten ist (B. Cambel — J. Valach, 1956).

Die gegen eine Hypothese der Assimilation, Granitisation und Anatexis des hangenden Mantels zeugenden Erkenntnisse sind vor allem folgende: Die Granitisationseinwirkungen des granitoiden Magmas der Kleinen Karpaten gegenüber dem Material der superkrustalen Gesteine des Mantels in Horizonten des gegenwärtigen Reliefs sind nur schwach. Migmatite und hybride Granitoide befinden sich nur an wenigen Stellen des Granitplutons, z. B. in dem Bereich von Jur.

Unsere Untersuchungen basischer Körper in Granitoiden bilden jedoch einen überzeugenden Beweis dafür, dass es unter bestimmten anomalen Bedingungen an bestimmten Stellen des Auftretens plutonischer Prozesse zu einer Granitisation von basischen Gesteinen und Pyroklastiten kommt. Wegen der Verdecktheit des Geländes kann der Prozess der Dioritisation der Basite, oder Basifikation des granitoiden Magmas im Terrain nicht als zu-

sammenhängender Prozess studiert werden, der ein kontinuierliches Bild der Abfolge und ein Bild über Art und Weise des Verlaufes der Anatexis und der Resorption der Xenolithe bieten würde. In dem Horizont der gegenwärtigen Oberfläche erscheinen unter dem Schutt in der Regel nur einzelne Gesteinstypen, die nicht einfach in eine sukzessive Entwicklungsreihe anatektischer Prozesse eingereiht werden können. Deshalb sind Untersuchungen im Terrain bei dem Studium der Entstehung der Diorite nicht angemessen förderlich.

Eine Entstehung der Diorite auf anatektischem Wege bietet daher Gelegenheit zu einigen Interpretationserwägungen, die in folgende drei Fälle zusammengefasst werden können:

1. Der Prozess verlief auf dem Wege einer mehr oder minder vollkommenen Umschmelzung der Gesteine der superkrustalen Serie und die so entstandene basifizierte Schmelze stieg als Bestandteil des granitoiden Magmas zu höheren Partien der Kruste in das schichtige Hangende empor. Hier erstarrte das basifizierte granitoide Magma als basischer, mehr oder minder homogener Körper. Ein derartiger Typ der Entstehung wird vor allem in grösseren Tiefen unter erhöhten thermodynamischen Bedingungen angenommen.

2. In mittleren Tiefen verlief der Prozess in der Form einer metamorphen und metasomatischen Hybridisation der Gesteine, wobei es nicht zu der Stufe einer vollständigen, sondern nur zu einer partiellen Schmelzung der Xenolithe kam, die xenolithischen Körper wurden in kleinere Segmente gegliedert, die an den Rändern intensivere allochemische Umbildungen erlitten. Ein Teil des Paläosoms erlitt eine vollkommene metamorphe Rekristallisation und zu der heterogenen Durchmischung von Paläosom und Neosom kam es nicht nur in der Form einer homogenen Feldspatitisation, sondern insbesondere in der Form der Durchschneidung des Xenoliths durch Gänge einer leukokraten Schmelze, bzw. anderen Formen der Durchdringung von Magma granitoiden Charakters in den Xenolith. Es handelt sich um eine Art von Xenodykes, makroxenolithische Körper anderer Formen, die Komplexe schwer assimilierbarer Gesteine bilden, unter die wir auch Gabbren, Diabase, Gabbrodiorite ältere Metabasalte u. ä. zählen. Dabei wird das granitoide Magma basifiziert und das eigentliche Basikum hybridisiert und granitisiert.

3. Bei niedrigen Drücken und geringen Tiefen kann es ebenfalls zu einem Umbildungsprozess der superkrustalen Serie kommen die basischen Gesteine verschiedener Art enthält, welche sich in dem superkrustalen Mantel befinden. Auch unter solchen Bedingungen kommt es zu Umbildungen unterschiedlicher Intensität und zu einer selektiven ungleichmässigen Umarbeitung des Paläosoms auch in den oberen Partien der Kruste. Es kommen Prozesse veränderlicher Intensität, verbunden mit einer Metasomatose und Granitisation der basischen Gesteine zur Geltung. Eine Dioritisation der Metabasite kann bereits unter Bedingungen beginnend mit der Grünschieferfazies und endend mit der Amphibolitfazies existieren. Diese Prozesse müssen nicht mit einer typischen Umschmelzung verbunden sein, sondern mit einer metamorphen Rekristallisation, die mit metasomatischen Umbildungen der Gesteine unter dem Einfluss von überkritischen Lösungen und Fluiden zusammenhängt. Als Beispiel können Gesteine aus dem Bereich des Flusses Sázava in dem Mittelhöhmischen Pluton (Steinbruch Marianka 1,5 km s. von Stříbrná Skalce —

M. Palivcová, 1966; M. Palivcová — J. Klomínský, 1980) angeführt werden. Der Mechanismus eines solchen Prozesses ist nicht klar, auch anders nicht eindeutig erklärbar, doch direkte Beobachtungen in dem Bereich des angeführten Steinbruchs beweisen deutlich, dass es zu einer Dioritisation von Metabasiten der Spilit—Keratophyr—Formation der Chocerad—Insel gekommen ist, und zwar an dem gegenwärtigen Kontakt der Schieferserie mit granitoiden Gesteinen des Mittelböhmisches Plutons.

Es wurde bereits angeführt, dass es in dem Bereich der Kleinen Karpaten zur Zeit nicht möglich ist, den Mechanismus des Prozesses der Dioritisation von basischen Gesteinen von den Lokalitäten Hlboká cesta und Peterklin eindeutig zu erklären. Die oben angeführten Erwägungen bilden den Rahmen, innerhalb dessen Interpretationen über die Genese des Diorits der Kleinen Karpaten die sich auf die im Terrain und Laboratorium gewonnenen Werte stützen, durchgeführt werden können. Die Diorite der Kleinen Karpaten sind das Resultat einer Kombination der oben angeführten Möglichkeiten.

Das geologische Auftreten der „dioritischen“ Gesteine

In Bratislava studierten die Verfasser vor allem den Strasseneinschnitt Hlboká cesta und dessen Umgebung. In dem direkten Hangenden des Diorits treten hier Gesteine des superkrustalen Mantels, d. h. Paragneise und Amphibolite auf; in der Umgebung befinden sich häufig hybride Granitoide, sowie auch Gesteine mit einem gabbroiden Aussehen, die wir als granitisierte Relikte des prägranitischen basischen Magmatismus ansehen. Der Strasseneinschnitt Hlboká cesta erschliesst eine verhältnismässig breite Skala von Gesteinen. Von NW nach SW sind es Bratislava—Granit, weiter ein annähernd 30 m breiter Streifen von biotitischem Granitoid, welcher wahrscheinlich hybriden Charakters ist, aber mit einem scharfen Übergang in amphibolischen Diorit, der fast biotitlos ist. Der Diorit selbst ist, wie dies B. Cambel (in B. Cambel — J. Valach, 1956, S. 134) detailliert beschreibt, sehr variabel. Die einzige deutliche Änderung ist die Zunahme von Biotit zur Mitte des Aufschlusses, wo ein amöbenförmiger Körper von leukokraterem Granit auftritt (siehe Abb. 3). Hier sind die gegenseitigen Beziehungen von Diorit und Granitoid kompliziert: obwohl auch scharfe Kontakte vorkommen, gehen die saurere und die basischere (dioritische) Komponente zumeist in der Form von diffusen Schlieren ineinander über. An dem SW-Ende des Aufschlusses treten die erwähnten gabbroiden Gesteine mit grossen Amphibolen auf, doch die Übergangszone zwischen ihnen und den Dioriten ist tektonisch gestört und verlehmt, es kann ihre Stellung daher ohne künstliche Aufschlüsse nicht erläutert werden.

Die weitere studierte Lokalität war das Gebiet von Peterklin bei Pezinok. Wie in dem Fall von Hlboká cesta tritt auch hier der Diorit in dem direkten Liegenden von Gesteinen des Mantels, die von Metapeliten, Metabasiten und deren Pyroklastiten gebildet werden, auf. Die umgebenden Granitoide sind sichtlich hybrid.

Wir reihen in der Arbeit zu den Dioriten von Peterklin auch die Probe A-55 aus der Bohrung KV-2 in Calja, wo in einer Teufe von annähernd 70 m eine Lage von biotitischem Quarzdiorit mit Amphibol, mit einem kontinuier-

lichen Übergang in Granit ohne sichtliche Anzeichen eines hybriden Charakters gefunden wurde. Eine Interpretation der Entstehung dieses Gesteins ist zur Zeit nur auf Grund der Analogie zu den übrigen dioritischen Gesteinen möglich. Wir nehmen an, dass es einen tiefer abgesunkenen, von granitoidem Magma das einen bedeutenden Homogenisationsgrad erreicht hat (vollständige Resorption der basischen Komponente), total resorbierten Xenolith aus basischerem Material darstellt.

*Petrographischer Teil**

Bei der petrographischen Untersuchung haben wir ca 30 Dünnschliffe der typischen Diorite wie auch der umgebenden Gesteine studiert. Die quantitative Mineralvertretung wurde mittels der Glagoljev—Methode aus ungefärbten Dünnschliffen an einem Eltinor—Integrator gemessen. Die Anzahl der analysierten Punkte bewegte sich zwischen 3000—3100 und die Resultate stehen gemeinsam mit den Werten des Winkels 2V der Amphibole und der Basizität der Plagioklase in Tabelle I. Die Basizität der Plagioklase wurde mit der Becke—Becker—Zonenmethode sowie der klassischen Fjodorov—Methode gemessen. Die kristalloptischen Konstanten sind Mittelwerte aus mindestens 4 Messungen.

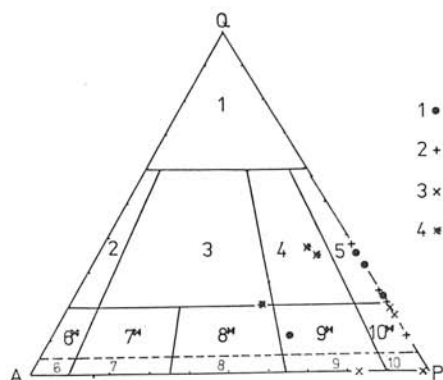


Abb. 4a. Klassifikation der studierten Gesteine nach der Empfehlung des IUGS [Plutonic Rocks, 1973]. 1, Gesteine gabbroiden Aussehens von Hlboká cesta; 2, „Diorite“ von Hlboká cesta; 3, „Diorite“ des Massivs Peterklin; 4, umgebende Granitoide von Hlboká cesta.

Den Empfehlungen des IUGS nach, können die studierten Gesteine nur selten als Diorite bezeichnet werden — siehe Abb. 4. Mit Hinsicht auf das Spezifikum ihrer Genese [Polygenese] sowie auf die Tradition diese Gesteine Diorite zu nennen, verwenden wir die Bezeichnung Diorit als Sammelbegriff für alle studierten feinkörnigen bis mittelkörnigen amphibolischen Gesteine, die sich in granitoiden Gesteinen der Kleinen Karpaten befinden. Aus den selben Gründen bezeichnen wir die amphibolischen Melatonalite und Melamonzodiorit von Hlboká cesta als Gabbroide, da diese Bezeichnung mit Hinsicht auf den vorausgesetzten primären Charakter logischer ist. Die angeführten Be-

* Das mikroskopische Studium wurde von P. P i t o Ň á k durchgeführt.

nennungen der einzelnen Proben führen wir in deren Dokumentation auf der Beilage an.

In den studierten Gesteinen haben wir in variabler Menge folgende Minerale festgestellt:

in allen — Amphibol, Plagioklas und Produkte seiner Umbildung, Apatit, Titanit, Chlorit, Epidot—Zoisit, Erzminerale; in dem überwiegenden Teil der Gesteine — Orthit, Biotit, Quarz und vereinzelt Zirkon, K-Feldspäte, Pyroxen und Calcit. Gegenüber den übrigen Granitoiden der Kleinen Karpaten sehen wir als typomorph die erhöhten Gehalte von Amphibol, Orthit und Titanit an.

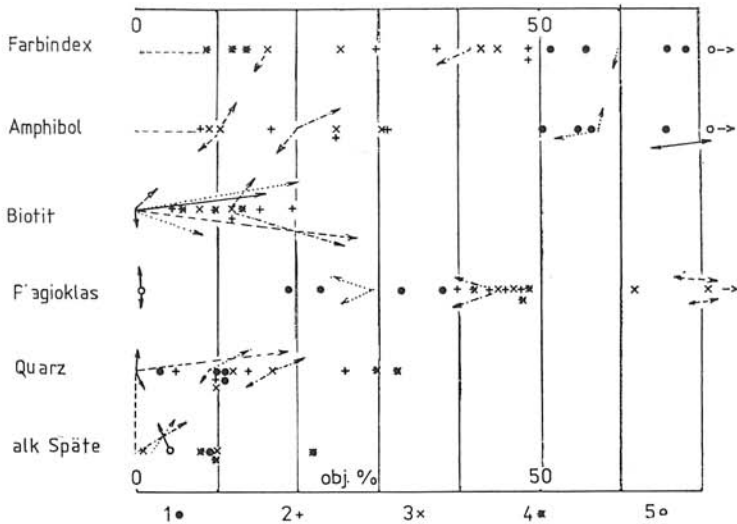


Abb. 4b. Variabilität der modalen Zusammensetzung der studierten Gesteine. Erläuterungen: 1 — Gabbroide von Hlboká cesta, 2 — Diorite von Hlboká cesta, 3 — Diorite von Peterklin, 4 — umgebende Granitoide, 5 — Hornblendit 37/79, gestrichelt — Leukodiorit A — 56; volle Linie — Hornblendit 37/79; punktiert — Mittelwert der Gabbroide von Hlboká cesta; strichpunkt — Mittelwert der Diorite von Hlboká cesta.

Petrographie der Gabbroide von Hlboká cesta

Diese genetisch problematischen Gesteine bilden Aufschlüsse in Lehm an der Strassenkreuzung Hlboká cesta und Čapkova cesta; in Schutt wurden sie auch auf dem Kalvarienberg über der Strasse Pražská cesta, sowie an anderen Stellen in Bratislava gefunden. Dem Aussehen nach identische Proben befinden sich auch in der Umgebung von Peterklin (Bereich Pezinok—Rybníček). Wir sehen diese Gabbroide als granitisiertes Produkt eines prägranitischen Magmatismus an, worauf auch einige (K/Ar-Analysen von Amphibolen [z.B. Probe A-25 ergab einen Wert von 480 Mio. Jahren] hinweisen. Doch auch das Studium der Spurenelemente in diesem Amphibol zeigte seine

ausgeprägte Andersartigkeit von Amphibolen typischer Diorite (B. Cambel — P. Pitoňák, 1980).

Obwohl der Kontakt der Gabbroide zu den Dioriten verlehmt ist, gelang es randständige, feinkörnige Typen von Gabbroiden festzustellen, die mit Hinsicht auf das vorausgesetzt höhere Alter der Gabbroide als „baked margin“ (E. B. Beriley, 1947) also einen verbackenen metamorphosierte Rand angesehen werden können. Gerade in diesen feinkörnigeren Partien erscheint eine grössere Menge von Biotit und vor allem leukokrater Fazies dieser Gesteine sind normalen Dioriten sehr ähnlich. Typische Gabbroide von Hlboká cesta sind schwarze bis schwarzgrüne Gesteine, auffallend durch eine ausgezeichnete Kristallonomität des fast isometrischen grobkörnigen Amphibols. Das Gefüge der Gesteine ist richtungsloskörnig.

Als Amphibol I sehen wir idiomorphe, bis zu 1 cm grosse, oft isometrische grüne Amphibole aktinolithischen Charakters an, die in einigen Fällen Kerne (Relikte) schmutzig-braungrünen Amphibols enthalten. Manchmal befindet sich an dem Kontakt zu Plagioklas ein klarer hellgrüner Saum, der eine Äusserung der ursprünglichen Zonalität, jedoch auch der Interaktion des Amphibols mit dem Plagioklas darstellen kann. Der Amphibol bildet manchmal in dem Plagioklas identisch orientierte Inselchen; diese Beziehung interpretieren wir als Korrosion des Amphibols durch jüngeren Plagioklas.

Amphibol II ist um zwei Ordnungen kleiner (0,2 mm) als Amphibol I, wobei sich ihr gegenseitiges Verhältnis in breiten Grenzen verändert. Amphibol II könnte zwar bei einer routinemässigen mikroskopischen Beobachtung feinkörnigere Amphibole I, bzw deren korrodierte Reste repräsentieren, statistische Messungen des Winkels 2V haben jedoch gezeigt, dass sich diese Amphibole unterscheiden (I. = 80°, II. = 71°) es sich also um ein auch chemisch unterschiedliches Mineral handelt.

Pyroxen wurde nur in Probe A-52 festgestellt, wo er kleine (0,2 mm) Einschlüsse in jüngeren Mineralen bildet. Mit seinen optischen Eigenschaften entspricht er Diopsid mit $2V = 55^\circ$ und $Z/c = 45^\circ$. Mit Hinsicht darauf, dass er oft Amphibolkörnchen umschliesst (umwächst) sehen wir ihn als ein jüngeres Mineral als den Amphibol an und setzen seine Entstehung mit der Intrusion des Granitoids in Zusammenhang. Seine Entstehung kann auch das Resultat einer lokalen Veränderung des Chemismus sein, die durch die Anwesenheit von kalkigen karbonatischen Sedimenten in dem Komplex der Mantelgesteine oder infolge des Freiwerdens von Karbonaten der gabbroiden Gesteine z. B. bei der Zersetzung von Feldspäten in dem Zeitabschnitt vor dem Höhepunkt der Prozesse des Granitmagmatismus verursacht wurde. In den Gabbroiden wurden 2 Generationen von Plagioklas festgestellt, von denen die ältere völlig umgebildet und nicht identifizierbar ist. Mit Hinsicht auf den erwarteten primären Charakter der Gesteine, sowie auf die häufigen Zoizit-Körner in den Relikten, nehmen wir seine hohe Basizität an. Dieser Plagioklas wird von jüngerem Andesin — dessen Basizität nur gering um den Wert von An 30 schwankt, verdrängt. Da er sogar saurer ist als der Plagioklas der umgebenden Diorite nehmen wir an, dass er das Produkt der metasomatisch-anatektischen Tätigkeit des Granitoids ist.

Quarz, Schachbrettalbit und K-Feldspat können nicht als ursprüngliche Minerale der Gabbroide angesehen werden. Dies ergibt sich aus ihrer ungleichmässigen Distribution in den Gesteinen. Sie entstanden ebenfalls erst

bei der Intrusion des Granitoids. Biotit ist verhältnismässig selten und hell. Er entsteht auf Kosten von Amphibol. In feinkörnigeren Randpartien steigt sein Gehalt unter gleichzeitiger Verstärkung des Pleochroismus an. Orthit, Apatit, Epidot und Chlorit sind zum Unterschied von Dioriten selten und nicht typisch. Titanit ist zumeist jünger als Amphibol. Er bildet nur selten winzige Körnchen im Amphibol I, wo er ein primäres Mineral der Gabbroide sein kann.

Aus dem Angeführten ist klar, dass die Gabbroide von Hlboká cesta ein kompliziertes, polygenetisches Produkt der Einwirkung eines granitoiden Plutons auf ältere Gesteine sind. Obwohl eine zufriedenstellende Beschreibung der Einzelheiten ihrer Genese zur Zeit noch nicht möglich ist, ist es sicher, dass ihre Lösung und weitere Forschungen ohne Zweifel zahlreiche interessante Erkenntnisse bringen werden. Mit Hinsicht darauf, dass zu den normalen Dioriten auch feinkörnigere Übergangstypen existieren die in leukokrateren Partien auch mikroskopisch Dioriten sehr nahe stehen nehmen wir an, dass die Diorite auch aus Gabbroiden entstehen konnten, bzw. dass beide aus ähnlichen präexistenten Gesteinen entstanden sind, wobei ausgeprägte petrographische, mineralogische und geochemische Verschiedenheiten durch Veränderungen der Struktur der Sedimente, des Chemismus des Milieus (z. B. durch die Gegenwart karbonatischer Sedimente), oder infolge einer höheren Zersetzungsstufe der Minerale und der Freisetzung von CaCO_3 während des präintrusiven Zeitraumes verursacht wurden. Dies bezeugt auch die 2V-Messung des Amphibols II der Gabbroide, die seine höhere Eisenhaltigkeit im Vergleich zu Amphibol I bestätigt, also auch die chemische Verwandtheit zu Amphibolen aus Dioriten. Natürlich können wir nicht voraussetzen, dass die Diorite nur aus Gabbroiden entstanden sind, wir nehmen entgegengesetzt an, dass die Anzahl solcher Diorite nicht gross ist. Die Granitisationsprozesse betrafen den gesamten Komplex des Mantels, d. h. tonig-kieselige Sedimente mit unterschiedlichen Beimengungen von basischem pyroklastischem Material, hypoabyssale bis abyssale und Ergussformen des geosynklinalen Magmatismus, ja sogar vereinzelt dünne Lagen von Karbonaten, bzw. Sedimenten mit einer Karbonatkomponente, und alle diese Gesteine konnten sich an der Entstehung der Diorite beteiligt haben.

Petrographie der Diorite von Hlboká cesta

Die Diorite der Lokalität Hlboká cesta werden überwiegend von amphibolischen bis amphibolisch-biotitischen Quarzdioriten bis Tonaliten gebildet. Ihr petrographisches Studium bietet nur wenige Unterlagen zur Lösung ihrer Genese, da es bei dem heutigen Zustand des Aufschlusses nicht gelungen ist, Gesteine zu finden die nachweislich Relikte der präexistenten Muttergesteine sein könnten. Die Forschungen von B. Cambel (1956) in einer entlang der Hlboká cesta angelegten Rille erwiesen jedoch die Existenz von Hornblenditen bis Gabbroiden mit leukokrateren anatektischen Schlieren, welche die gesuchten Relikte sein könnten. Wir sind jedoch der Auffassung, dass sich die Entwicklung der primären Gesteine zu Dioriten hier in einem wesentlich fortgeschritteneren Stadium befindet als in dem Fall der „Diorite“

von Peterklin und ihr ursprünglicher Charakter in dem Einschnitt Hlboká cesta fast völlig verwischt ist.

Makroskopisch sind die Diorite zumeist mittelkörnige, schwarzgraue Gesteine mit einer sichtbaren Porphyroblastese der Feldspate. Ihr Gefüge ist zumeist richtungslos körnig. Häufig sind bereits makroskopisch sichtbare Inhomogenitäten auch im Rahmen einer Probe, wobei die Kontakte der einzelnen Varietäten diffus, mehr oder minder kontinuierlich ineinander übergehen. Grundstruktur ist die Dioritstruktur.

Die Basizität der messbaren Plagioklaskörner entspricht Andesin (An 35—42). Die Feldspäte weisen Anzeichen einer Zonalität auf. Amphibol ist hypidiomorph bis xenomorph, säulig, bis 5 mm lang. Typisch ist seine bläuliche Färbung in der Richtung Z. Er ist oft biotitisiert. Biotit tritt als sichtliches Produkt der Biotitisation von Amphibol auf oder ist bereits ein Produkt, das zur Zeit des Erstarrens der Granitoide des Massivs entstand. Seine braune Färbung indiziert eine verhältnismässig niedrige Entstehungstemperatur im Vergleich zu den z. B. rötlichen Biotit der Probe A-55 aus Calja. Er wird in Pennin umgebildet. Epidot und Orthit sind sehr charakteristische und häufige Minerale der Diorite von Hlboká cesta und ihre Entstehung ist fast synchron. Epidot befindet sich oft in reaktiver Beziehung zu Plagioklas und bildet örtlich Adern des anchimonomineralen Gesteins.

Petrographie der Diorite von Peterklin

Bei der petrographischen Untersuchung der Diorite aus dem Gebiet von Peterklin waren wir gezwungen, uns vor allem auf Proben aus dem Schutt zu stützen, es ist also vorerst nicht möglich, die Beziehungen zu den umgebenden Gesteinen befriedigend zu beschreiben. Die studierten Diorite können im Vergleich mit den Dioriten von Hlboká cesta als bedeutend variabler bezeichnet werden, sie sind schwächer homogenisiert und enthalten häufig Einschlüsse von Relikten primärer Gesteine. Der am häufigsten auftretende Typ ist hier amphibolischer Diorit mit Biotit oder Chlorit mit einer ausgeprägten Blastese der Feldspate und ist den Dioriten von Hlboká cesta ähnlich. Dieser Typ enthält häufig Einschlüsse eines feinkörnigen amphibolischen Gesteins, das oft deutliche Porphyroblasten von Plagioklas und Amphibol enthält. Diese Gesteinstelle im „Diorit“ sahen wir als Xenolithe bis Restite (K. R. Měhnert, 1953) an. Sein Kontakt zu dem Diorit ist verhältnismässig unscharf (Übergangszone 1—2 cm breit). Die angeführten feinkörnigen Gesteine, die in den Dioriten einen Xenolith-Charakter besitzen, sind manchmal zu einem dioritähnlichen Gestein rekristallisiert und diese Partien bilden dann in ihm Adern und diffuse Lagen. Wir nehmen an, dass diese Paläosom darstellenden Gesteine ursprünglich einen tuffitischen Charakter besaßen mit verschiedenem Gehalt an basischem vulkanoklastischem Material, was durch einige Tatsachen bezeugt wird. Durch ihre mineralische Zusammensetzung sowie gefügemässig und petrographisch nähern sie sich metamorphisierten tuffitischen Gesteinen, die sich im direkten Hangenden der Diorite befinden. Wichtig ist auch der Umstand, dass in der Umgebung des Vorkommens der Diorite von Peterklin besonders häufig hybride Granitoide mit zahl-

reichen Einschlüssen von Xenolithen von Gneis—Parametamorphiten vorkommen, dies bezeugt deutlich ihre, den Dioriten analoge Genese.

Der tuffitische Charakter der präexistenten Gesteine — d. h. ein Gemisch von basischem vulkanoklastischem und tonig-kieseligem Material in unterschiedlichem Verhältnis erklärt sehr gut nicht den Uustand, dass trotz des höheren Amphibolgehaltes solche Diorite oft visuell nicht von den umgebenden hybriden Granitoiden zu unterscheiden sind und auch mikroskopisch, bis auf den variierenden Amphibolgehalt nicht grundlegend von ihnen abweichen.

Wir sehen es als notwendig an von den oben beschriebenen, durch die Proben A-44 und A-57 repräsentierten meistverbreiteten Dioriten, die in bedeutend geringerem Ausmass vertretenen Typen zu unterscheiden, die durch Hornblendit 37/79 und Leukodiorit A-56 vertreten sind. Obwohl sich diese petrochemisch verschiedenen Typen in dem Gehalt an dunklen Mineralen extrem unterscheiden (Unterschied des Amphibolgehaltes 94 % bei Hornblendit und 16 % bei Leukodiorit), befinden sich beide Typen manchmal in einem verhältnismässig scharfen Kontakt mit einer ca 3—4 cm breiten Übergangszone nebeneinander. Beide Gesteine unterscheiden sich strukturell grundsätzlich von den meistverbreiteten Dioriten des Bereiches von Peterklin: während für Leukodiorit eine kumuloblastophyrische Struktur mit Kumulationen von Amphibol, Epidot, Chlorit, Titanit, Apatit und Erzmineral in einer völlig umgebildeten Feldspatmasse charakteristisch ist, wird Hornblendit fast ausschliesslich von hypidioblastischen Amphibolkörnchen gebildet. Wir sind der Ansicht, dass Hornblendit entweder den grobkörnigeren Metabasiten der Kleinen Karpaten entspricht, oder ein lokales Produkt der Mobilisierung und Rekristallisation von Amphibol in schmalen Zonen oder Nestern ist, in denen sich die Zufuhr von metamorphen Lösungen abspielte, welche die Bildung von porphyroblastischen Amphibolen ermöglichte. Leukodiorit kann genetisch der Paramaterial—Komponente des primären vormetamorphen Gesteins entsprechen, oder kann als Produkt der Zufuhr von Feldspatmaterial in den gebildeten oder primär existierenden Hornblendit interpretiert werden. An einigen Stellen wurden auch Gesteine gefunden, die makro- und mikroskopisch den Gabbroiden von Hlboká cesta sehr ähnlich sind, manchmal mit sehr raschen diffusen Übergängen in leukokrate Typen von Dioriten und Granodioriten.

Da wir im Verhältnis zu der grossen Variabilität der Gesteine eine relativ geringe Anzahl von Dünnschliffen gründlich studiert haben, ist es nicht möglich einen so komplizierten Komplex wie es das Massiv von Dioriten von Peterklin ist, erschöpfend zu charakterisieren. Als grundsätzlichsste Unterschiede von den Dioriten von Hlboká cesta betrachten wir: die grosse Variabilität von Typen mit raschen gegenseitigen Übergängen; einen bedeutend höheren Gehalt von Chlorit auf Kosten von Biotit; eine verhältnismässig häufige flächig eingeregeltere Textur der Gesteine; häufige idiomorphe zonale Feldspate.

Zum Abschluss des petrographischen Teiles können wir konstatieren, dass die Resultate des Studiums der dioritischen Gesteine sehr deutlich die enorme Dynamik und Kompliziertheit ihrer Entstehung, die keinesfalls durch solche relativ ruhige Prozesse wie es die Kristallisationsdifferentiation u. ä. sind, erläutert werden kann. Wir haben es hier gerade entgegengesetzt mit

einer sehr heterogenen, ungleichgewichtigen Assoziation von Gesteinen zu tun. Präexistente Muttergesteine der Diorite waren nachweislich Produkte des vorgranitischen basischen Magmatismus und Vulkanismus, wechselnd mit verschiedenartigen tonig-kieseligen und örtlich auch kalkigen Gesteinen, die sich unter dem Einfluss des granitoiden Magmas [durch Granitisation, Anatexis, metasomatische Prozesse und Umschmelzung] sowie auch infolge der Differentiations—Erstarrung der Schmelze zu Dioriten umwandelten. Die grosse Variabilität der Gesteinstypen ist durch die verhältnismässig kurzzeitige, oder thermodynamisch nicht zu intensive und stabilisierte Assimilationswirkung des Granitplutonismus auf die unterschiedlichen Gesteine des Mantels verursacht.

Geochemischer Teil
Gehalte petrogener Elemente in den studierten
Gesteinen

Bei der geochemischen Bearbeitung des Problems der dioritischen Gesteine gingen wir von den in Tabelle 2 angeführten Analysen aus. Als Repräsentanten der Metabasite wählten wir 7 Analysen von Amphiboliten der Kleinen Karpaten aus der Arbeit B. Cambel — P. Pitoňák (1980) aus. Die Beziehung der Gehalte der petrogenen Elemente der einzelnen Gesteinstypen sind aus Abb. 5 ersichtlich in welcher diese Elemente zu dem Solidifikationsindex SI korreliert sind.

Die Gehalte an SiO_2 in den studierten Gesteinen sind verhältnismässig ausgeglichen, dieser Umstand ist vor allem deshalb interessant, dass die Gabbroide von Hlboká cesta mit Hinsicht auf den hohen Gehalt an dunklen Mineralen bedeutend weniger SiO_2 enthalten sollten. Eine Erklärung sehen wir in einem unerwartet hohen Gehalt an jungem Quarz (bis 10 %) und in dem aktinolitischen

Die Gehalte an SiO_2 in den studierten Gesteinen sind verhältnismässig ausgeglichen, dieser Umstand ist vor allem deshalb interessant, dass die Gabbroide von Hlboká cesta mit Hinsicht auf den hohen Gehalt an dunklen Mineralen bedeutend weniger SiO_2 enthalten sollten. Eine Erklärung sehen wir in einem unerwartet hohen Gehalt an jungem Quarz (bis 10 %) und in dem aktinolitischen

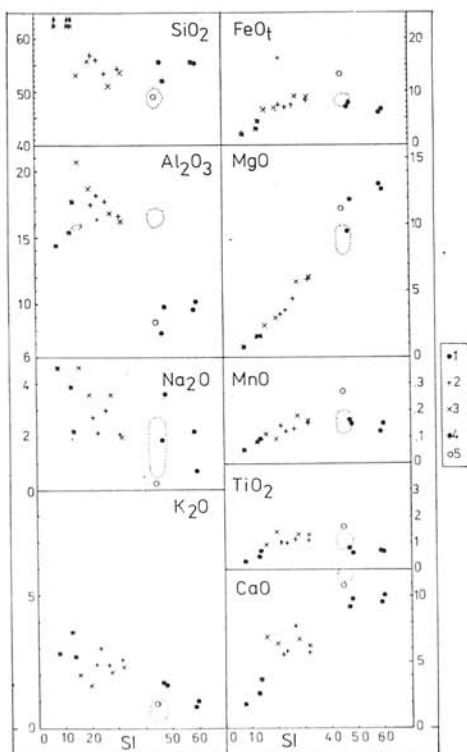


Abb. 5. Abhängigkeit des Gehaltes der petrogenen Elemente der studierten Gesteine von dem Solidifikationsindex SI. $[SI = \text{MgO} : (\text{MgO} + \text{FeO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})]$. 1 — Gabbroide von Hlboká cesta; 2 — Diorite von Hlboká cesta; 3 — Diorite von Peterklin; 4 — Granitoide aus der Umgebung der Diorite von Peterklin; 5 — Hornblendit 37/79; gestrichelt ist orientativ das Feld von Metabasiten der Kleinen Karpaten (B. Cambel — P. Pitoňák, 1980; — 7 Analysen) bezeichnet.

Tabelle 2
Chemische Analysen der Gesteine

	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	CaO	MgO	Ni ₂ O	K ₂ O	H ₂ O ⁺	H ₂ O ⁻	Summe
A - 14	57,21	1,01	17,52	4,82	3,12	0,14	5,57	3,32	2,72	2,38	1,51	0,40	99,72
A - 15	56,59	0,98	18,19	4,94	2,52	0,12	5,77	3,59	2,11	2,97	1,55	0,35	99,68
A - 58	54,47	1,08	16,67	4,86	3,76	0,15	5,75	5,87	2,07	2,59	1,76	0,55	99,58
HC - 3	53,66	1,14	17,82	3,52	4,17	0,13	7,78	4,43	3,00	2,41	1,86	0,38	100,30
A - 25	55,15	0,69	10,41	3,74	3,36	0,15	10,06	12,58	0,70	1,01	1,41	0,31	99,57
A - 52	52,26	0,63	9,81	3,79	4,22	0,15	9,82	11,86	3,61	1,57	1,20	0,58	99,50
A - 53	55,69	0,77	12,08	3,73	3,79	0,16	9,14	9,52	1,90	1,69	1,03	0,27	99,77
HC - 1	55,57	0,72	9,60	3,17	3,24	0,12	9,54	13,17	2,23	0,79	1,12	0,24	99,51
A - 44	51,01	1,31	16,85	6,41	3,26	0,18	6,70	5,72	3,64	2,13	2,33	0,12	99,66
A - 55	55,82	1,39	18,72	3,09	4,09	0,09	6,41	2,98	3,59	1,63	1,37	0,31	99,49
A - 56	53,24	0,90	20,75	5,18	1,85	0,11	6,95	2,44	4,62	1,95	1,49	0,41	99,89
A - 57	53,73	1,31	16,37	4,53	4,40	0,16	6,42	5,91	2,00	2,29	2,00	0,56	99,68
37/79	48,97	1,65	8,62	5,46	8,19	0,27	10,85	11,29	st.	0,94	2,33	0,55	98,92
HC - 4	66,93	0,48	15,47	2,40	1,19	0,08	2,57	1,66	3,91	3,63	1,17	0,29	99,78
HC - 6	72,13	0,28	14,38	1,63	0,64	0,05	1,68	0,78	4,56	2,78	0,70	0,11	99,90
7/78	65,45	0,68	17,68	2,09	2,57	0,09	3,78	1,55	2,17	2,71	0,64	0,34	99,75

Charakter des Amphibols. Die Al_2O_3 -Gehalte sind sehr unausgeglich. Interessant ist der bedeutend höhere Gehalt an Al_2O_3 in den Metabasiten der Kleinen Karpaten im Vergleich zu den Gabbroiden, die wir als grobkörnigeres vormetamorphes Äquivalent der Metabasite ansehen. Wir gehen auch davon aus, dass die Amphibole der gabbroiden Gesteine bedeutend geringere Al_2O_3 -Gehalte und auch saurere Feldspate (An 31–34) haben.

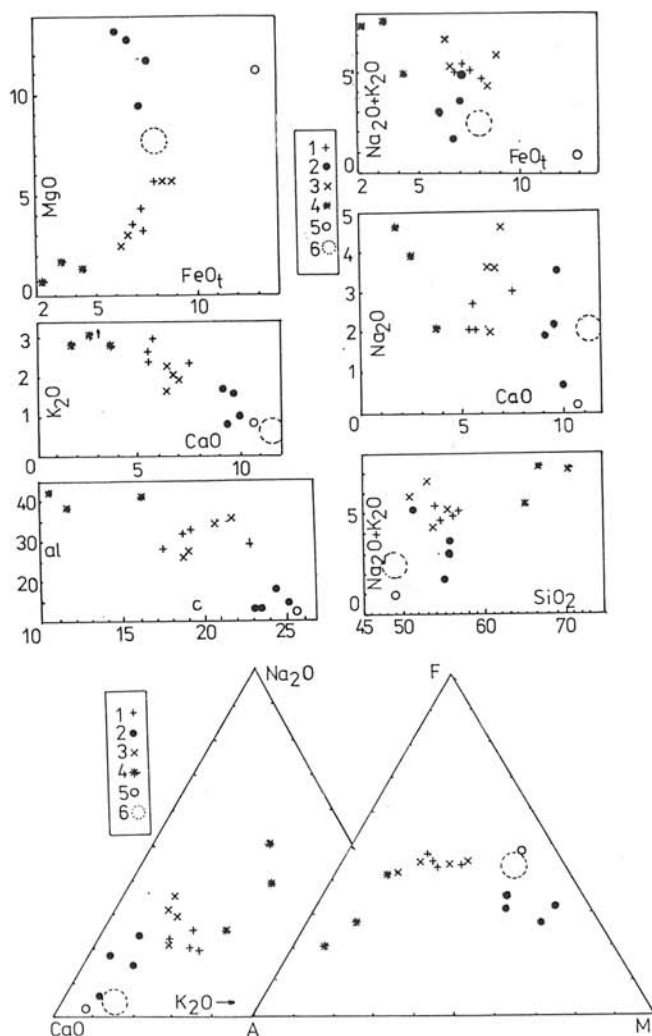


Abb. 6. Korrelationsdiagramme einiger Makroelemente in den studierten Gesteinen. 1 — Diorite von Hlboká cesta; 2 — Gabbroide; 3 — Diorite von Peterklin; 4 — Granitoide aus der Umgebung der Diorite von Hlboká cesta; 5 — Hornblendit 37/79; 6 — orientative Angabe über Metabasite der Kleinen Karpaten [Mittelwert von 7 Analysen aus der Arbeit B. Camel — P. Pitoňák, 1980]. Unten: Ternärdiagramme Na_2O — K_2O — CaO und A F M (A = $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$; F = $\text{FeO}+0,9 \text{ Fe}_2\text{O}_3$; M = MgO).

Die Alkalien—Gehalte haben eine ausgeprägt negative Korrelation zu Si. Die grosse Streuung der Gehalte von Na₂O in allen Gesteinstypen, hauptsächlich in den Dioriten von Peterklin und in den Gabbroiden ist durch die festgestellte Albitisation bedingt. Ausserordentlich interessant ist die Beziehung von Si zu den Gehalten an FeO, MnO und TiO₂. Bei allen Oxiden besteht eine deutliche positive Korrelation zu Si in den Dioriten, den umgebenden Granitoiden und in Hornblendit und ein deutlich abweichender Charakter der Gabbroide, die verhältnismässig wenige dieser Elemente enthalten, wodurch die Besonderheit der Genese dieser Gesteine gegenüber den übrigen Dioriten deutlich dokumentiert wird. Eine gewisse Ähnlichkeit der Felder der Metabasite der Kleinen Karpaten und der Gabbroide von Hlboká cesta in diesen Diagrammen kann hingegen eine Bestätigung ihrer Konsanguinität sein.

Die Gehalte an CaO und MgO sind in deutlicher direkter Abhängigkeit von dem Si. Die Metabasite haben einen markant niedrigeren Gehalt an MgO (bis 9,5 %) im Vergleich zu den Gabbroiden und zu Hornblendit (bis 13,5 %), wobei sich auch in der Arbeit B. Cambel — G. Kupčo (1965) keine Metabasite mit einem MgO-Gehalt über 11,5 % befinden. Der erhöhte MgO-Gehalt zusammen mit dem verringerten Al₂O₃-Gehalt bildet einen ziemlich markanten Unterschied zwischen den Metabasiten und den Gabbroiden, Hornblendit inbegriffen. Darin beruht die Spezifität der Gabbroide von Hlboká cesta im Vergleich zu den Metabasiten.

Auf Abb. 6 befinden sich Korrelationsdiagramme der Makroelemente der studierten Gesteine und in dem unteren Teil der Abbildung sind Ternärdiagramme angeführt. Aus den Korrelationsdiagrammen geht hervor, dass die einzelnen Gesteinstypen gesonderte Felder in den Diagrammen einnehmen, dies bezeugt die Berechtigung der Ausgliederung der Gesteine in die von uns entworfenen Gesteinsgruppen. Dies gilt auch im Falle des Ternärdiagramms Na₂O — K₂O — CaO und des F A M-Diagramms. Die ausgeprägteste negative Abhängigkeit besteht zwischen CaO und K₂O, Na₂O + K₂O und FeO₄. Entgegen den vorhergehenden Na₂O und CaO ist die negative Abhängigkeit durch eine grosse Streuung der Na₂O-Komponente gekennzeichnet. Aus allen Diagrammen ist die Verwandtheit der Gabbroide, Metabasite und des Hornblendits deutlich mit Ausnahme von FeO₄ in Hornblendit.

Gehalte petrogener Elemente in Amphibolen

Die verwendeten Analysen von Amphibolen befinden sich in Tabelle 3; als Repräsentanten der Amphibole aus Metabasiten haben wir den Mittelwert aus 11 Analysen von Amphibolen aus Amphiboliten der Kleinen Karpaten aus der Arbeit B. Cambel — P. Pítoňák (1980) gewählt. Die optisch kontrollierte Reinheit der Amphibole bewegte sich in einem Bereich von 98—100 %.

Alle analysierten Amphibole waren grün, die Amphibole aus den Gabbroiden waren heller, bei den Dioriten kam ausser einer intensiveren Färbung auch ein bläulicher Farbton in der Richtung Z hinzu. Die häufigsten Einschlüsse, bzw. Umbildungen stellten Biotit, Apatit, Titanit, Chlorit und Epidot dar, doch mit Hinsicht auf ihren geringen Gehalt sowie die Methode der Separation sehen wir ihren Einfluss als unbedeutend an.

Tabelle 3
Chemische Analyse der Amphibole

	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO ₃	FeO	MnO	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O +	H ₂ O -	Summe
A — 14	45,71	1,09	10,34	13,02	10,11	0,12	6,65	8,93	1,18	1,07	0,05	1,32	0,38	99,97
A — 15	44,19	1,16	10,84	7,82	11,60	0,20	11,07	9,81	1,09	1,16	0,16	0,84	0,08	100,02
A — 58	48,32	0,84	8,41	10,13	8,54	0,09	8,81	11,45	1,10	0,84	0,03	1,12	0,40	100,08
A — 25	49,26	0,95	8,03	4,42	6,28	0,24	11,66	15,94	0,93	0,48	0,10	1,63	0,09	100,01
A — 52	52,41	0,78	7,21	6,75	5,52	0,07	9,74	14,33	1,01	0,56	0,05	0,96	0,52	99,91
A — 53	51,76	0,65	6,30	7,02	5,77	0,10	9,55	15,23	0,92	0,58	0,04	1,40	0,72	100,04
A — 44	44,02	1,30	10,01	6,88	10,73	0,33	11,37	11,53	0,90	0,99	0,14	1,80	0,04	100,04
A — 55	46,49	1,16	6,96	9,53	10,40	0,10	10,71	11,88	1,07	0,46	0,16	0,98	0,18	100,08
A — 56	45,28	1,07	6,77	11,05	9,54	0,10	11,03	10,48	1,18	0,71	0,16	1,68	0,88	99,93
A — 57	44,55	1,03	6,83	11,45	8,71	0,15	11,68	10,12	1,18	0,86	0,12	2,42	0,88	99,98
Mittelwert von 11 Amphibolen aus Metatasiten der Kleinen Karpaten (B. Cambel — P. Pitoňák, 1980)														
	47,37	1,35	10,33	3,16	9,77	0,16	11,82	11,91	1,63	0,24	0,06	2,02		
Chemische Analyse der Biotite														
A — 55	34,94	2,84	13,17	2,62	17,67	0,14	1,40	11,42	0,25	7,60	0,25	1,58	0,00	93,88
A — 58	35,42	1,83	15,62	5,09	12,03	0,13	1,15	13,94	0,16	8,44	0,16	1,72	0,28	95,97
A — 14	36,84	2,01	14,61	5,39	13,29	0,23	2,64	11,57	0,28	6,48	0,42	3,60	0,30	97,66
A — 57	33,72	1,95	14,28	7,00	13,80	0,17	2,11	13,70	0,16	5,15	0,32	5,36	0,48	98,20

Die studierten Amphibole sind im Sinne der Klassifikation von B. E. Leake (1978) Ca-Amphibole: $(Na + Ca)_B = 1,34$. Aus dem Klassifikationsdiagramm des zitierten Autors auf Abb. 7 resultiert, dass die Amphibole der Gabbroide aktinolithische gemeine Amphibole sind, die Proben A-15 und A-44 tschermakische und die übrigen gemeine Mg-Amphibole sind. Es muss bemerkt werden, dass der Si-Gehalt in den Amphibolen der Gabbroide A-52 und A-53

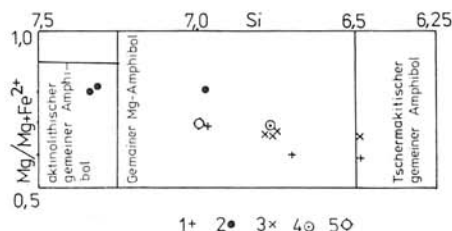


Abb. 7a. Klassifikationsdiagramm der Amphibole [B. E. Leake, 1978]. 1 — Amphibole der Diorite von Hlboká cesta; 2 — Amphibole der Gabbroide; 3 — Amphibole der Diorite von Peterklin; 4—5 Mittelwerte der Amphibole aus Metabasiten der Kleinen Karpaten [B. Cambel — P. Pitoňák, 1980]; 4 — Mittelwert aus 7 Analysen feinkörniger Amphibole; 5 — Mittelwert aus 4 Analysen grobkörniger Amphibole [aus Metagabbren].

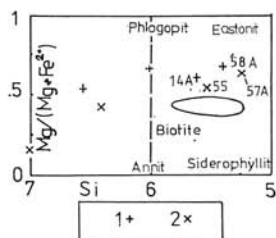
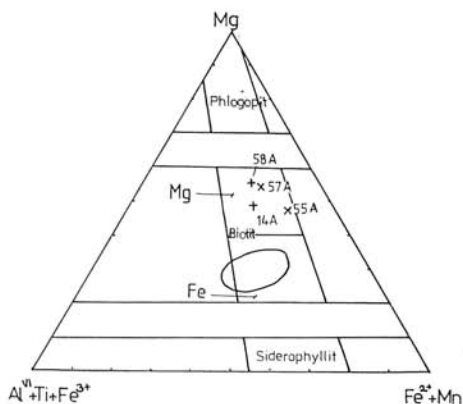


Abb. 7b. Klassifikationsdiagramme der Biotite nach Deer — Howie — Zussman (1965). Erläuterungen: 1 — Biotite aus Dioriten von Hlboká cesta; 2 — aus Dioriten von Peterklin.

Abb. 7c. Nach M. D. Foster (1960). Erläuterungen: A — 58 biotitisch-amphibolischer Quarzmeladiorit von Hlboká cesta; A — 55 biotitischer Quarzdiorit mit Amphibol — Pezinok, Bohrung KV-2 (73—75 m); A — 57 amphibolischer Quarzdiorit — Peterklin Pezinok; A — 14 biotitischer Tonalit mit Amphibol bei dem Kalvarienberg, Bratislava.



höher als 7,0 ist, was nach B. E. Leake (1971) der Maximalwert für magmatogene Amphibole von Gabbren ist und daher in gewissen Masse ihre magmatogene Entstehung verunsichert. Der Mg-Gehalt der Amphibole aus Gabbroiden ist bedeutend höher als jener von Amphibolen aus Dioriten und Metabasiten. Der höhere Si-Gehalt der Amphibole von grobkörnigen Metabasiten [Metagabbren] und daher seine Nähe zu Amphibolen aus Gabbroiden hängt mit einem geringeren Al-Gehalt im Vergleich zu den feinkörnigeren Amphibolen der Metabasite der Kleinen Karpaten, die wir mit einer stärkeren metamorphen Beanspruchung der feinkörnigeren Amphibole erklärt haben [B. Cambel — P. Pitoňák, 1980], zusammen.

Die Variationen der chemischen Zusammensetzung der Amphibole der studierten Gesteine sind aus Abb. 8 ersichtlich, in welcher die Abhängigkeit des Gehaltes der petrogenen Elemente der Amphibole von dem Solidifikationsindex SI dargestellt ist. Aus dem Diagramm ist der im Vergleich zu den übrigen Amphibolen abweichende Charakter der Amphibole aus Gabbroiden deutlich sichtbar, wobei Unterschiede hauptsächlich in den Gehalten an SiO_2 , MgO und FeO bestehen, entgegen den Gehalten an TiO_2 und CaO , die annähernd gleich sind. Die Amphibole der Diorite von Hlboká cesta enthalten im Vergleich zu den Amphibolen der Diorite von Peterklin durchschnittlich mehr Al_2O_3 und weniger CaO , doch ist diese Gesetzmässigkeit nicht eindeutig. Die Amphibole der Metabasite der Kleinen Karpaten haben erhöhte Gehalte an Al_2O_3 , Na_2O und zum Teil auch CaO und TiO_2 . Diese Werte stellen einen Indikator ihrer starken Metamorphose dar (B. E. Leake, 1962; A. Miyahiro, 1976). Amphibole aus Dioriten die sich in dem Milieu der Granitoide befinden, weisen gegenüber den vorhergehenden Gesteinstypen erhöhte Gehalte an Eisen und K_2O und geringere Gehalte an MgO und SiO_2 auf. Eine bedeutende negative Korrelation der Beziehungen von SI zu FeO , und ähnlich eine positive zwischen SI und SiO_2 sowie SI und MgO kann bei allen von uns studierten Amphibolen am besten mit kristallchemischen Beziehungen in der Struktur der Amphibole erklärt werden.

Auf Abb. 9 sind die Beziehungen der petrogenen Elemente in dem Gestein und in den Amphibolen dargestellt.

Aus dem Diagramm ist ersichtlich, dass die Amphibole in den studierten Gesteinen Konzentratoren von Co, Ti, Fe, Mg und zum Teil auch Mn sind.

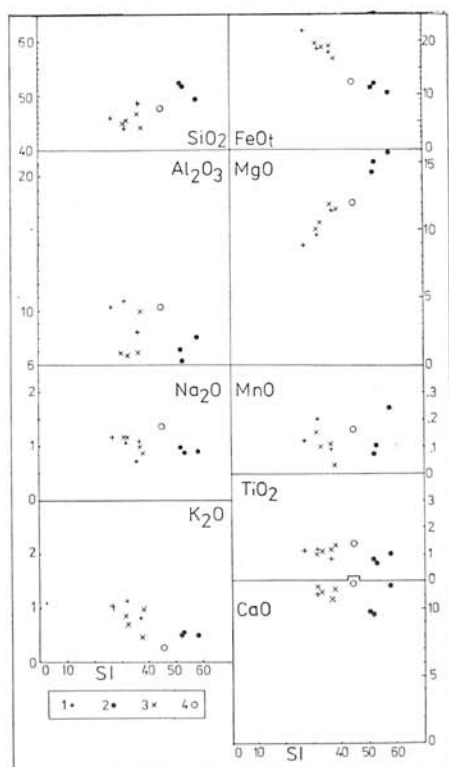


Abb. 8. Abhängigkeit des Gehaltes der petrogenen Elemente der Amphibole von dem Solidifikationsindex $\text{Si} / \text{SI} = \text{MgO} : (\text{MgO} + \text{FeO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$. 1 — Amphibole der Diorite von Hlboká cesta; 2 — Amphibole der Gabbroide; 3 — Amphibole der Diorite von Peterklin; 4 — orientative Angabe über Amphibole aus Metabasiten der Kleinen Karpaten [Mittelwert aus 11 Analysen aus der Arbeit B. Camel — P. Pitoňák, 1980].

Spurenelement-Gehalte in den studierten Gesteinen und deren Mineralen

Die Spurenelement-Gehalte der studierten Gesteine befinden sich auf Tabelle 4 und die der Amphibole und Biotite auf Tabelle 5. Mit Hinsicht auf den begrenzten Umfang der Arbeit, können wir keine komplette Auswertung und Erläuterung der Geochemie der Spurenelemente in den studierten Gesteinen und deren Mineralen geben; dies wird das Thema eines weiteren Studiums bilden. Wir weisen nur auf einige interessante, aus Abb. 10 dedu-

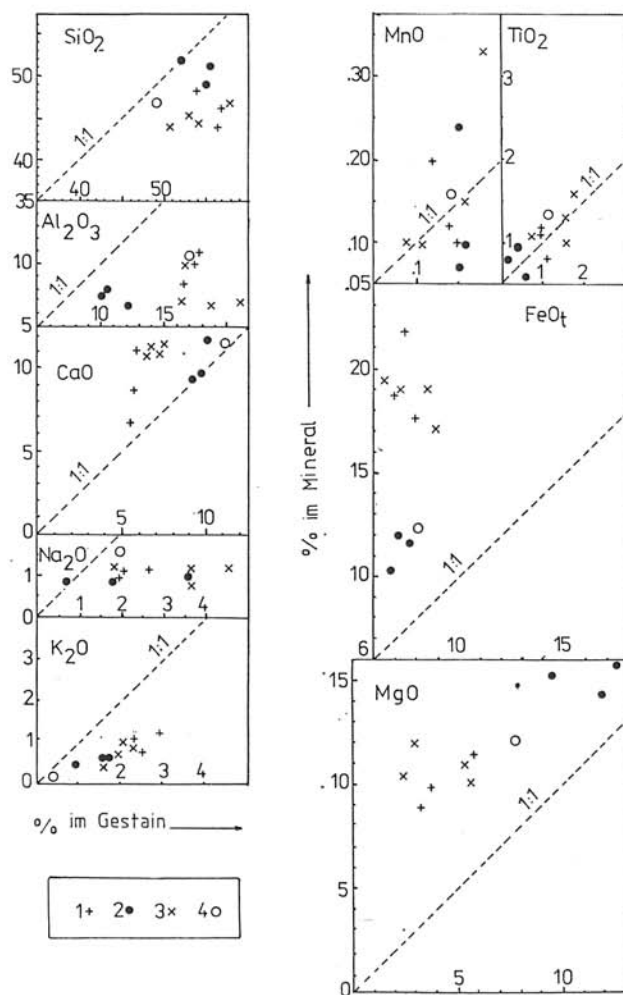


Abb. 9. Beziehungen zwischen dem Gehalt der petrogenen Elemente in dem Gestein und in dem aus dem selben Gestein separierten Amphibol. 1 — Diorite von Hlboká cesta; 2 — Gabbroide; 3 — Diorite von Peterklin; 4 — Metabasite der Kleinen Karpaten [7 Analysen von Gestein und 11 Analysen von Amphibolen aus der Arbeit B. Cambel — P. Pitoňák, 1980].

Tabelle 4
Spektrochemische Analyse der Gesteine

	B	Pb	Ga	V	Cu	Ni	Zr	Co	Y	Sc	Cr	Sr	Ba
A-14	15,5	17,8	18,6	186	10,2	7,4	182	17	32	25,7	31,6	1910	2190
A-15	17	17	17	204	24	4,6	102	17,4	34	19,5	9	1150	3160
A-58	10,4	15	17	209	8	4	107	20,4	24	34	15	980	2140
A-25	14,8	9,3	10,4	239	46	102	56	35,5	15	55	288	309	178
A-52	15	17,8	12,6	224	63	72	59	34	16	57	340	510	980
A-53	14,8	15,5	15	200	49	46	102	29,5	31,6	42	316	460	610
A-44	16,9	35	26,3	234	35	18,6	85	21	28	23,4	46	1620	2820
A-55	14,5	12,3	28,2	174	26,3	5,6	101	21	14	12	30	930	1260
A-56	13	33	20,4	148	26,3	6	91	12	12,6	7,8	30	2450	1320
A-57	17	21	19,5	182	18,6	7	120	19	23,4	19,5	29,5	1290	3400
37/79	10,7	8,7	25	239	39	40	63	35,5	48	68	129	191	219
7/78	13,5	23	18	61	5	2	288	8,3	25	6	7,8	1020	2340
Mittelwert aus 21 Analysen von Amphiboliten der Kleinen Karpaten (B. Cambel — L. Kamenický — J. Medved, 1979)													
	—	—	7	276	39	126	97	44	30	35	304	244	142

Tabelle 5
Spektrochemische Analyse der Amphibole

	B	Pb	Ga	V	Cu	Ni	Zr	Co	Y	Sc	Cr	Sr	Ba
A-14	13	11,5	24	340	42	5	56	27,5	59	182	31,6	126	204
A-15	3,3	14,5	37	450	16	8	71	32	63	141	38	93	890
A-58	11	14,5	28	350	8	5	37	34	40	132	32	104	186
A-25	7,1	7,6	16	214	32	117	32	42	32	81	890	112	110
A-52	13	8	10,7	263	27,5	83	28	37	16,6	102	560	214	102
A-53	12,6	9	12,6	275	40	61	25	41	21	87	390	132	101
A-44	16,2	46	39	295	30	15	69	33	66	101	72	204	257
A-55	10	7,2	20	251	11	7	50	23	65	101	55	132	95
A-56	13	29	29	340	38	17,8	76	28	37	51	101	910	257
A-57	11	19	26,3	350	18	11,5	56	32	32	117	61	410	650
Mittelwert aus 8 Spektralanalysen von Amphibolen aus Metabasiten der Kleinen Karpaten (B. Cambel — P. Pitoňák, 1980)													
	4,2	4,2	17,6	293	62,5	73,5	76	56	37,9	75,9	434	31	634
Spektrochemische Analyse der Biotite													
A-14	12,6	9,5	51	282	21	7,4	27	29,5	11,5	23,4	17	28	5900
A-58	14	11,7	40	400	18	10,4	30	54	6	8,5	24	23	8300
A-55	9	5,6	52	420	4,5	8,5	35	28	4,3	7	43	20	6000
A-57	8,7	15	47	263	11	18	29	41	6,6	8	45	59	5100

zierbare Resultate hin. Aus der angeführten Abbildung ist der unterschiedliche Charakter der Gabbroide und ihrer Amphibole (Zeile e, f) im Vergleich zu normalen Dioriten und ihren Amphibolen ersichtlich. Die Gabbroide enthalten deutlich mehr Ni, Co, Cr, Sc und weniger Zr, Ba, Sr, während die

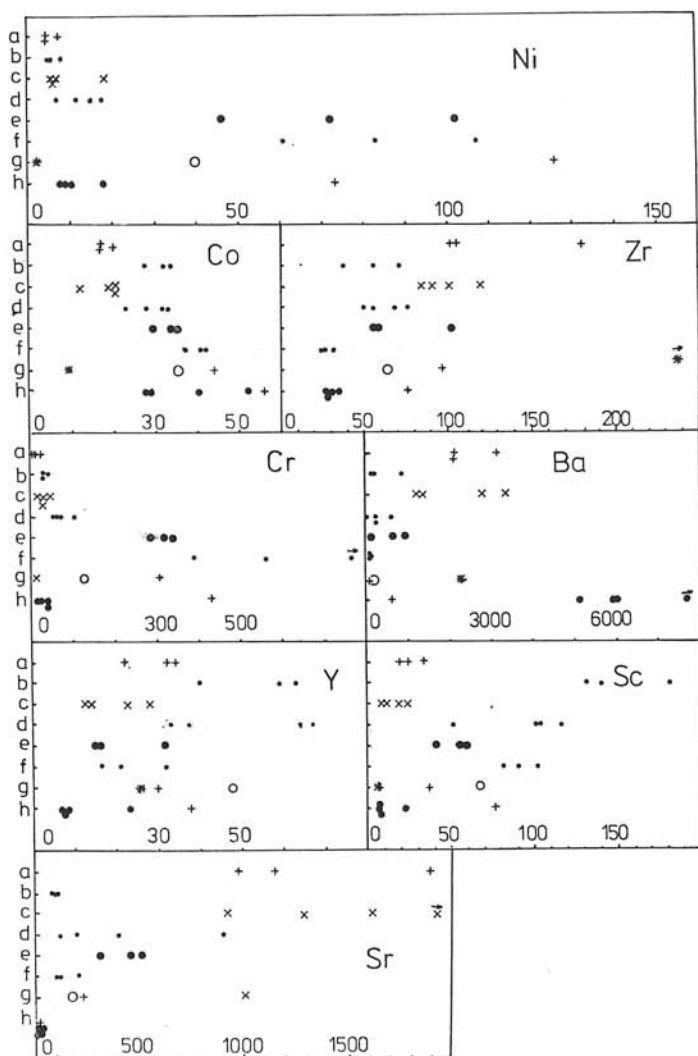


Abb. 10. Spurenelement—Gehalte in den einzelnen Proben (in g/t). Zeilen (a—b) — Hlboká cesta, a — Diorite, b — ihre Amphibole, (c—d) — Peterklín, c — Diorite, d — ihre Amphibole (e—f) — Gabbroide, e — Gesteine, f — ihre Amphibole. (g) — o = Hornblendit 37/79, * = Granitoid 7/78, + = Mittelwert aus 21 Amphiboliten der Kleinen Karpaten [B. Cambel — L. Kamenický — J. Medveď, 1979] (h) — . = Biotite aus Dioriten, + = Mittelwert von 11 Amphibolen aus Metabasiten der Kleinen Karpaten [B. Cambel — P. Pitoňák, 1980].

Amphibole der Gabbroide mehr Ni, Cr, Co und weniger Zr, Ba, Y und Sc im Vergleich zu den Dioriten enthalten. Interessant ist der ausserordentlich hohe (0,5—0,8 %) Gehalt von Ba in den Biotiten der Diorite und in den Dioriten

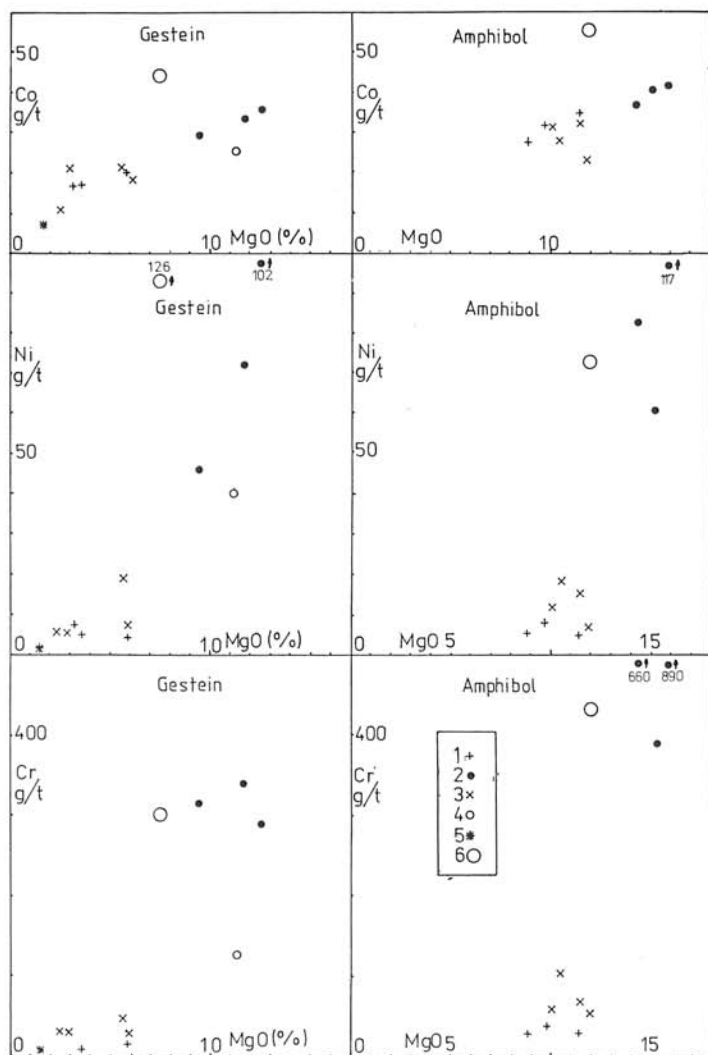


Abb. 11. Korrelationsdiagramme von MgO (in %) zu Co, Ni und Cr (in g/t) der studierten Proben. In dem linken Teil befinden sich die Beziehungen in den Gesteinen, in dem rechten Teil die Beziehungen in den aus ihnen separierten Amphibolen. 1 — Diorite von Hlboká cesta; 2 — Gabbroide; 3 — Diorite von Peterklin; 4 — Hornblendit 37/79; 5 — Granitoide aus der Umgebung der Diorite von Hlboká cesta; 6 — Mittelwert aus 21 Analysen von Amphiboliten der Kleinen Karpaten (B. Cambel — L. Kamenický — J. Medved, 1979), bzw. aus 11 Analysen von Amphibolen aus Metabasiten der Kleinen Karpaten (B. Cambel — P. Pitoňák, 1980).

selbst, sowie der höhere Ni- und Co-Gehalt in dem Biotit im Vergleich zu den koexistierenden Amphibolen. Eine zuverlässige Interpretation dieser Werte bedarf jedoch weiterer analytischer Angaben. Die Beziehungen zwischen den

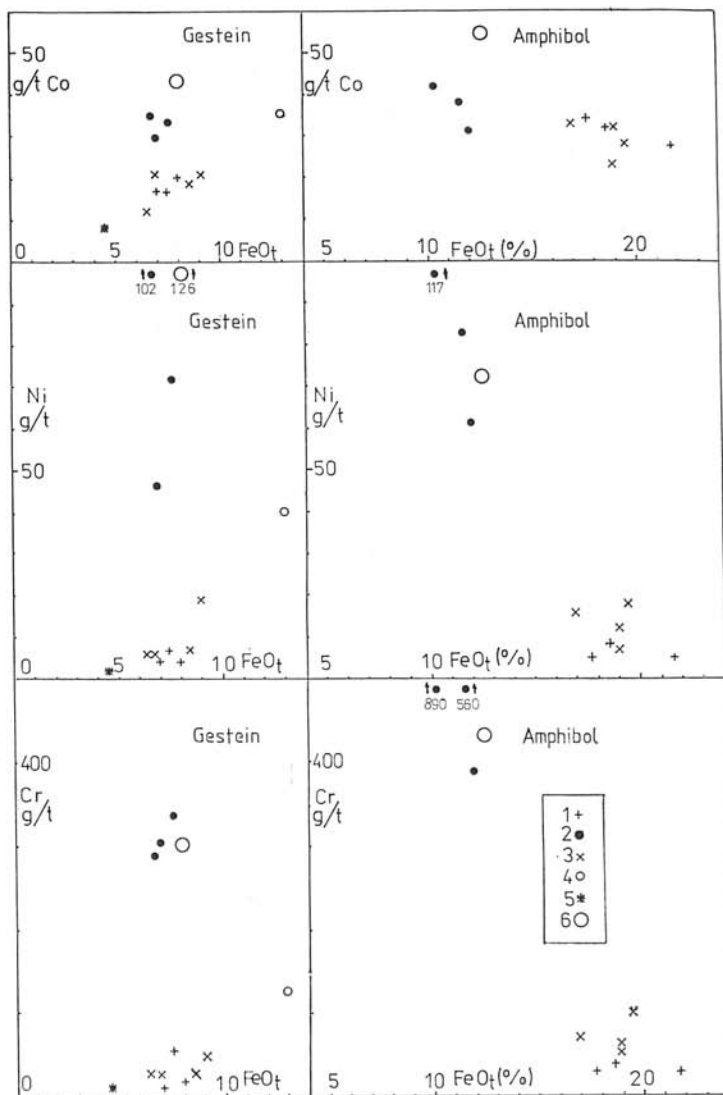


Abb. 12. Korrelationsdiagramme von FeO_t (= $\text{FeO} + 0.9 \text{Fe}_2\text{O}_3$) in % zu den Gehalten von Co, Ni und Cr (in g/t) in den studierten Proben. In dem linken Teil befinden sich die Beziehungen in den Gesteinen, in dem rechten Teil die Beziehungen in ihren Amphibolen. 1, Diorite von Hlboká cesta; 2, Gabbroide; 3, Diorite von Peterklin; 4, Hornblendit 37/79; 5, Granitoide aus der Umgebung der Diorite von Hlboká cesta; 6, Mittelwert aus 21 Analysen von Amphiboliten der Kleinen Karpaten (B. Cambel — L. Kamenický — J. Medveď, 1979), bzw. aus 11 Analysen von Amphibolen aus Metabasiten der Kleinen Karpaten (B. Cambel — P. Pitoňák, 1980).

Gehalten der Spurenelemente und der grundlegenden Elemente in den Gesteinen und den Amphibolen zeigen Abb. 11 und Abb. 12. Aus den Diagrammen auf Abb. 11 ist zu sehen, dass jede von uns studierte Gruppe ihre cha-

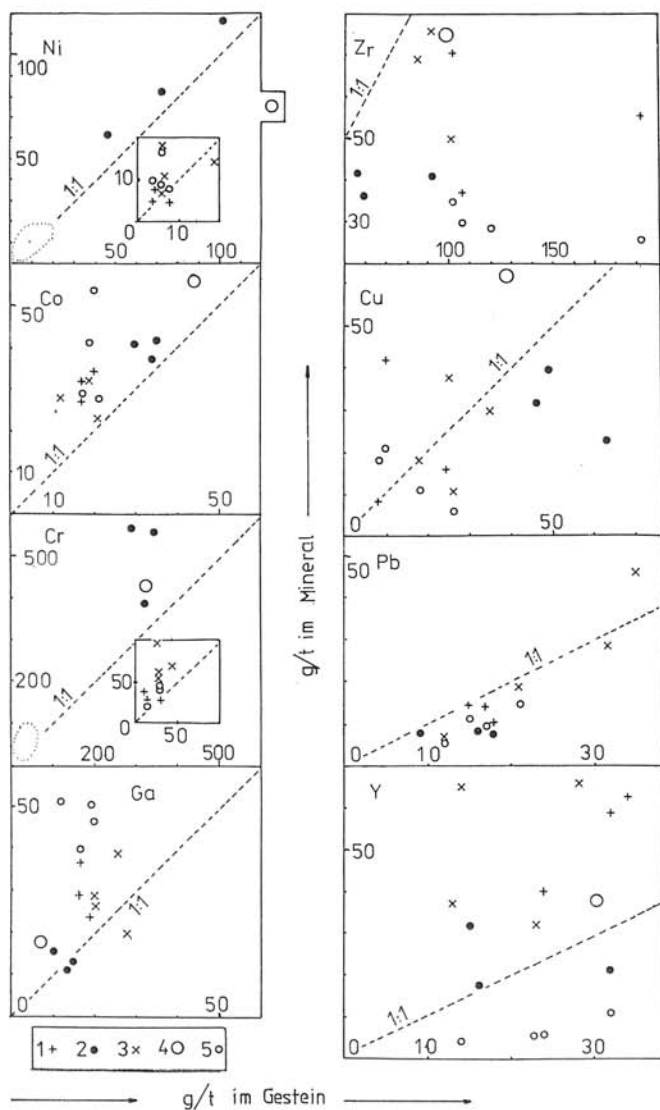


Abb. 13. Beziehungen zwischen den Gehalten der Spurenelemente in den Gesteinen und in ihren Mineralen (in g/t). 1 — Diorite und Amphibole von Hlboká cesta; 2 — Gabbroide und Amphibole; 3 — Diorite und Amphibole von Peterklin; 4 — orientative Angabe über Metabasite [21 Analysen von Amphibolen aus der Arbeit B. Cambel — L. Kamenický — J. Medved, 1979) und ihre Amphibole (11 Analysen aus der Arbeit B. Cambel — P. Pitoňák, 1980); 5 — Diorite und Biotite.

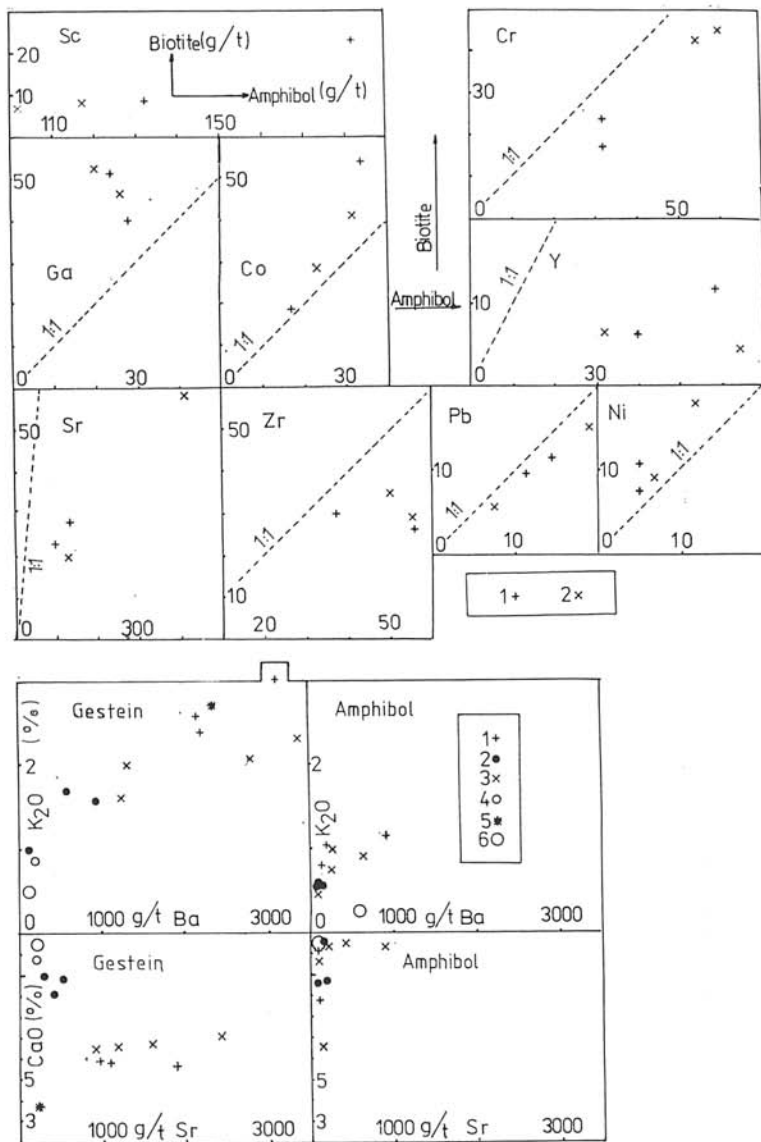


Abb. 14. Obere Diagramme: Distribution von Spurenelementen zwischen Biotit und dem koexistierenden Amphibol. 1, in Dioriten von Hlboká cesta; 2, in Dioriten von Peterklin. Werte in g/t. Untere Diagramme: Korrelationsdiagramme von K₂O (in %) zu Ba (in g/t) und von CaO (in %) zu Sr (in g/t) in den studierten Proben. Erläuterungen: 1 — Diorite von Hlboká cesta; 2 — Gabbroide; 3 — Diorite von Peterklin; 4 — Hornblendit 37/79; 5 — Granitoide aus der Umgebung der Diorite von Hlboká cesta; 6 — Mittelwert aus 21 Analysen von Amphiboliten der Kleinen Karpaten (B. Cambel — L. Kamenický — J. Medved, 1979), bzw. aus 11 Analysen von Amphibolen aus Metabasiten der Kleinen Karpaten (B. Cambel — P. Pitoňák, 1980).

rakteristische Lokalisation in den Flächen des Diagramms einnimmt, und dass eine positive Korrelation zwischen Mg und den Mikroelementen vorherrscht. Auch aus diesen Diagrammen geht hervor, dass die Metabasite zu den gabbroiden Gesteinen gegenseitig eine nähere Stellung einnehmen als zu den Dioriten. Dies gilt sowohl bei den Gesteinen wie auch bei den Amphibolen.

Die positive Korrelation auf Abb. 12 ist bei Gesteinen schwächer ausgeprägt im Vergleich zu den Diagrammen auf Abb. 11, und es ist interessant, dass bei Amphibolen die Korrelation von FeO_1 zu den Mikroelementen einen eher schwach negativen Charakter aufweist (bei den Verhältnissen von Co/FeO_1 , Ni/FeO_1 , Cr/FeO_1). Dies hängt wahrscheinlich von anderen Faktoren der Isomorphie in den Gesteinen als in dem Amphibol ab. Eine gewisse Rolle kann der erhöhte Fe-Gehalt in den Amphibolen aus Dioriten und die erhöhten Mg-Gehalte in den Amphibolen aus Gabbren spielen. Die angeführten Veränderungen des Gehaltes von Fe und Mg in Amphibolen unterschiedlichen Typs verursachen die Veränderung des Charakters der Korrelation von Ni, Co, Cr zu Eisen und Magnesium. Dabei kommt es auch zu einer Änderung der Vertretung der Mikroelemente, vor allem Ni und Co für Fe oder Mg.

Auf Abb. 13 befinden sich Diagramme zur Darstellung der Distribution von Mikroelementen in Gesteinen und in Mineralen die aus ihnen separiert wurden. Aus den Diagrammen ist ersichtlich, dass die Elemente Ni, Co, Cr, Ga in den Amphibolen und Zr, Pb in dem Gestein stärker vertreten sind. Die Gehalte von Kupfer und Yttrium sind manchmal in dem Gestein, manchmal in dem Amphibol höher. Es handelt sich um akzessorische Vorkommen von Mineralen der angeführten Elemente in dem Amphibol sowie in dem Gestein.

Auf der letzten Abbildung 14 sind Diagramme angeführt, welche die Distribution der Mikroelemente in Biotiten und Amphibolen andeuten, die aus den gleichen Gesteinen aussepariert wurden. Die Elemente Zr, Sr, Ca, Pb, Y, Cr akkumulieren sich stärker im Amphibol, Ga, Co und Ni in den Biotiten. Der erhöhte Gehalt von Ni und Co bezeugt, dass in Biotit beide Elemente mehr diadoch mit Eisen verbunden sind.

Das Diagramm der Abhängigkeit von Ba und Sr von Kalium in Gesteinen und Amphibolen bestätigt die positive Korrelation von Ba zu K — in Gesteinen sowie in Amphibolen. Bei Kalzium ist eine so evidente positive Korrelationsabhängigkeit zu Ba und Sr nicht gegeben.

Abschluss

Die vorgelegte Arbeit ist ein weiterer Beitrag zur Lösung der Frage der dioritischen Gesteine in den granitoiden Massiven der Westkarpaten. Das Problem wurde an dem Beispiel des Vorkommens von „Dioriten“ in dem Bereich der Kleinen Karpaten studiert. Die Autoren wiesen darauf hin, dass ältere Hypothesen über die Entstehung der Diorite in Granitoiden des Bereiches der Kleinen Karpaten auf dem Wege einer Kristallisationsdifferenziation des Granit—Magmas, revidiert werden müssen. Die Autoren führten Beweise mineralogisch-petrographischen und geochemischen Charakters an, an Hand derer die sog. Diorite als Produkte der Assimilation, Anatexis und der metasomatischen Einwirkung des Granitplutonismus auf die Gesteine des schie-

ferigen Mantels angesehen werden müssen. Die superkrustale Schichtenfolge der hangenden Gesteine hat eine variable lithologische Zusammensetzung, in welcher tonig-kieselige Sedimente, Diabas-, bzw. basaltoide Tuffe und Tuffite, extrusive und intrusive Gesteine des basischen vorgranitischen Magmatismus dominieren. Da es sich um ein unzureichend aufgeschlossenes Terrain handelt, ist es zur Zeit nicht möglich den Mechanismus der Entstehungsprozesse der Diorite detailliert zu klären. Die grössten Probleme bereitet die Interpretation des Ursprungs der Gabbroide der Lokalität Hlboká cesta, deren chemischer und mineralogischer Charakter von den sog. Dioriten abweichend ist und sich geochemisch stärker den Metabasiten (Amphiboliten) nähert. Eine optimale Erläuterung der Entstehung dieser Gesteine ist der Einfluss des granitoiden Magmas auf basische intrusive Gesteine des Schiefer-Schichtkomplexes, die als Äquivalente der ursprünglichen Gesteine der Metabasite der Kleinen Karpaten angesehen werden können.

Die Arbeit bringt zahlreiche Angaben über die stoffliche Zusammensetzung der basischen Gesteine in den Granitoiden, ihre petrographische, mineralogische und geochemische Charakteristik.

Die Hauptgründe, weshalb die Verfasser die Diorite als Produkte einer Anatexis und nicht als Produkte einer Differentiation in situ ansehen, sind folgende:

1. Die Granitoide der Kleinen Karpaten sind differentiationsmässig gering variabel und petrographisch relativ einheitlich und durch eine Differentiation in situ könnten keine kleine (ordnungsmässig 100 m) voneinander getrennte Dioritkörper entstehen.

2. Die petrographische Variabilität der Dioritkörper und ihr Vorkommen in Zonen hybrider Gesteine in der Nähe des Kontaktes von Granitoiden mit Gesteinen des schieferigen metamorphen Mantels mit einem Gehalt an Metabasiten. Die Gesteine weisen zahlreiche Merkmale einer Assimilation der schieferigen Gesteine auf und haben anatektische Strukturen.

3. Die Diorite sind Bestandteil der Granitoide, dies bezeugt ihre gegenseitige Beziehung und die Durchdringung beider Gesteinstypen durch leukokrate aplitoide Differentiate und Pegmatite, sowie die Durchdrungenheit des Granit-Magmas durch dioritische Gesteine.

Dokumentation der studierten Proben zu Tab. 1, 2, 3, 4, 5

A — 14 biotitischer Tonalit mit Amphibol*

Bratislava, Gipfelpunkt des Strasseneinschnittes Brnenská cesta unter dem Kalvarienberg

A — 15 amphibolischer Tonalit mit Biotit

Bratislava, Hlboká cesta bei der Kapelle unter den Stiegen

A — 53 biotitisch-amphibolischer Quarz-Meladiorit

Bratislava, Hlboká cesta bei dem Beton-Schacht

HC — 3 biotitisch-amphibolischer Quarz-Meladiorit

Bratislava, Hlboká cesta bei dem Beton-Schacht

A — 25 amphibolischer Melatonalit

Bratislava, an der Kreuzung Hlboká cesta und Čapkova cesta

A — 52 amphibolischer Quarz-Melamonzodiorit mit Diopsid

Bratislava, Hang des Kalvarienberges über der Strasse Pražská ulica, Schutt

* Als kritische Grenze des Mineralgehaltes bestimmten wir 10 %, d. h. Tonalit A — 14 enthält über 10 % Biotit und unter 10 % Amphibol.

- A — 53 amphibolischer Melatonalit
 Bratislava, Kalvarienberg, bei der Kurve der Strasse Banícka ulica, Schutt
 HC — 1 amphibolischer Melatonalit
 Bratislava, an der Kreuzung Hlboká cesta und Čapkova cesta
 A — 44 chloritisch-amphibolischer Monzodiorit
 Pezinok, Peterklin, ca 700 m NNO von K. 574, Wegeinschnitt
 A — 55 biotitischer Quarzdiorit mit Amphibol
 Pezinok, Cajla, Bohrung KV-2, 73—75 m
 A — 56 amphibolischer Leukodiorit
 Pezinok, Peterklin, ca 150 m NW von K. 556, Schutt
 A — 57 amphibolischer Quarzdiorit
 Pezinok, Peterklin, ca 300 m W von K. 556, Schutt
 37/79 chloritischer Hornblendit
 Pezinok, Peterklin, ca 500 m NNW von K. 556, Schutt
 HC — 4 Granodiorit
 Bratislava, NW—Ende Hlboká cesta in dem Niveau der Kirche
 HC — 6 Granodiorit
 Bratislava, Hlboká cesta bei der Stiege zu der Kapelle
 7/78 biotitischer Granit, feinkörnig (hybrid)
 Bratislava, Hlboká cesta, Xenolith in grobkörnigerem Granitoid bei der Kirche

Übersetzt von L. Osvald.

SCHRIFTTUM

- ANDRIAN F. — PAUL, K. M., 1864: Die geologischen Verhältnisse der Kleinen Karpathen und der angrenzenden Landgebiete in nordwestlichen Ungarn. Jahrbuch der k.k. geologischen Reichsanstalt, (Wien), 14, S. 325—367.
 BERILEY, E. B., 1947: Filled and baked edges as criteria of relative age. Geol. Mag., (London), 84, s. 126—128.
 BUDAY, T. — CAMBEL, B. — MAHEL, M., 1962: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR 1:200 000. List Wien—Bratislava. Geofond Bratislava, 248 S.
 CAMBEL, B., 1950: O metamorfizme kryštalinika Malých Karpát. Geologický zborník Slovenskej akadémie vied (Bratislava), 1, S. 167—184.
 CAMBEL, B., 1950: Amfibolické horniny v Malých Karpatoch. Geologické práce, Zošity (Bratislava), 29, 70 S.
 CAMBEL, B. — BAGDASARJAN, G. P. — VESELSKÝ, J. — GUKASJAN, R. CH., 1979: Novyje dannye opredelenija vozrasta porod Slovakii Rb/Sr i K/Ar metodami i vozmožnosti ich interpretacii. Geologický zborník — Geologica carpathica (Bratislava), 30, 1, S. 45—60.
 CAMBEL, B. — KUPČO, G., 1965: Petrochemie und Geochemie der metamorphen Hornblendegesteine aus der Kleinkarpatenregion. Náuka o Zemi (Bratislava), 1, ser. Geol. 104 S.
 CAMBEL, B. — KAMENICKÝ, L. — MEDVEĎ, J., 1979: Contents of some microelements in basic metamorphites of the Tatraparides. Geologický zborník — Geologica carpathica (Bratislava), 30, 2, S. 131—156.
 CAMBEL, B. — PITOŇÁK, P., 1980: Geochémia amfibolov z metabázitov Západných Karpát. Acta geol. geogr. Univ. Comen. (Bratislava), S. 40—90.
 CAMBEL, B. — VALACH, J., 1956: Granitoidné horniny v Malých Karpatoch, ich geológia, petrografia a geochémia. Geologické práce, Zošity, (Bratislava), 42, S. 115—268.
 DEER, W. A. — HOWIE, R. A. — ZUSSMAN, J.: 1965: Rock-forming minerals. Izd. Mir, Moskva, 2, 403 S., 3, 316 S.
 FOSTER, M. D., 1960: Interpretation of the composition of trioctahedral micas. U.S. Geol. Surv. Prof. Pap. (Washington), 354 B, S. 11—48.
 GOKHALE, N. V., 1968: Chemical composition of biotites as a guide to ascertain the origin of granites. Bull. Soc. Geol. Finland, 40, 5, S. 401—420.
 KORNUBER, G. A., 1857: Über den Diorit im „Tiefen Weg“. Verh. f. Nat. Pressburg, Sitzungber (Bratislava), 2, 2, 7.

- KOUTEK, J. — ZOUBEK, V., 1936: List Bratislava 4758. Knih. Stát. geol. úst. sv. 18, Praha.
- KUNO, H. in HESS, H. H. — POLDERVART, A., 1968: Differentiation of Basalt Magmas. Basalts. J. Wiley and Sons. New York — London — Sydney, 862 S.
- LANG, M. et al., 1978: Horniny teletínských lomů. Studie ČSAV [Praha], 3, 110 S.
- LEAKE, B. E., 1965: The relationship between composition of calciferous amphibole and grade of metamorphism. In: PITCHER, W. — FLINN, G. W. (eds.): Controls of metamorphism. Edinburgh, S. 299—310.
- LEAKE, B. E., 1971: On aluminous and edenitic hornblendes. Mineral. Mag. [London], 38, S. 389—407.
- LEAKE, B. E., 1978: Nomenclature of amphiboles. Amer. Mineralogist [Washington], 63, 11—12, S. 1023—1052.
- MAHEL, M., 1972: Geologická mapa Malých Karpát. Geologický ústav D. Štúra [Bratislava].
- MEHNERT, K. R., 1953: Zur Ablage der Gesteinsmobilisation in tiefen Grundgebirgen [ohne Zufuhr]. Geol. Rundschau, 42, S. 4—11.
- MEHNERT, K. R. — BUSCH, W., 1966: Dioritbildung durch Remobilisation Thermals mineral. Petrogr. Mitt. TMPM, Springer Verlag Wien — New York, 3—4, S. 246—265.
- MIYASHIRO, A., 1976: Metamorphism and metamorphic belts. Moskva, Izd. Mir, 535 S.
- PALIVCOVÁ, M., 1966: Dioritization of Metabasites of the Spilitekeratophyre Association of the Contact of the Central Bohemian Pluton the „Islets“ zone and the Moldanubicum Paleovolcanites of the Bohemian Massif. Praha, S. 61—74.
- PALIVCOVÁ, M., 1975: Peceradské gabro — příklad tělesa appinitické série v středocheském plutonu. Studie ČSAV (Praha) 12, 164 S.
- PALIVCOVÁ, M. — KLOMÍNSKY, J., 1980: Putevoditel k eskursii 1980 „Magmatizm i mineralisacija českého Massiva“, Praha, 49 S.
- PERČUK, L. L., 1970: Ravnovesija porodoobrazujuščich mineralov. Izd. Nauka, Moskva, 391 S.
- PETŘÍK, I., 1980: Biotites from Granitoid Rocks of the West Carpathians and their Petrogenetic Importance. Geologický zborník — Geologica carpathica [Bratislava], 31, 1—2, S. 215—230.
- PLUTONIC ROCKS. Classification and nomenclature recommended by the IUGS, Subcommission on the systematics of igneous rocks. Geotimes [Washington], October 1973, S. 26—30.
- RICHARZ, P. S., 1908: Der südliche Theil der Kleinen Karpathen und die Heinburger Berge. Jahrbuch der k.k. geologischen Reichsanstalt, [Wien], LXII.
- WONES, D. R. — EUGSTER, H. P., 1965: Stability of biotites experiment, theory and application. Amer. Mineralogist, [Washington], S. 1228—1273.

Zur Veröffentlichung empfohlen
von M. PALIVCOVÁ

Manuskript eingegangen am
12. Oktober 1980