

STEFANIA DAVIDOVÁ*

CHARAKTERISTIK DER PEGMATITE DER KLEINEN KARPATEN

(Abb. 1—22)

Kurzfassung: In den Pegmatiten der Kleinen Karpaten wurden auf Grund von Feld- und Laboruntersuchungen acht paragenetische Komplexe — Zonen ausgegliedert. Sechs von ihnen: die aplitoide, die Oligoklas-Quarz-Biotit-Zone, die ungleichmäig körnige Feldspat-Quarz-Glimmer-Zone, die Schrift-pegmatitzone, die Zonen von Blockmikrolin und Blockquarz, werden als primär durch die Kristallisation der Pegmatitschmelze entstanden angeschen und zwei Zonen sehr geringer Verbreitung, mit Fächer-Muskovit und die Albitzone werden für metasomatisch gehalten. Die Pegmatite gehören dem Schrift- und dem Block-Typ an. In der Arbeit wird auch die mineralogische Zusammensetzung, der Charakter des Kontaktes mit den Nebengesteinen und die Auftrittsform verfolgt. Im Abschluss werden die Entstehungsbedingungen des Pegmatits diskutiert.

Резюме: В пегматитах Малых Карпат было установлено на основании полевых и лабораторных исследований 8 парагенетических комплексов — зон. 6 из них (аплитоидная, олигоклаз-кремень-биотитовая, неравномерно зернистая полевошпатовая-кремне-слюстистая, письменного пегматита, блокового микроклима и блокового кремня) считаются первично возникшим путем кристаллизации пегматитового расплава, а две (вейрный мусковит и альбитовая) очень мало расширены и считаются метасоматическими. Пегматиты относятся к двум парагенетическим типам. Далее изучался минералогический состав, характер контакта с окружающими породами и характером появления. В заключении обсуждаются условия возникновения.

Den Gegenstand der Studie bilden Pegmatite, die in dem südlichen und südöstlichen Teil des Kristallins der Kleinen Karpaten auftreten. Genetisch und zumeist auch räumlich sind sie mit intrusiven Gesteinen des Granodioritkomplexes des Bratislava-Massivs verbunden. Die in folgender Arbeit angeführten Erkenntnisse wurden auf Grund von Feldstudien und Labor-Beobachtungen erarbeitet. Die Feldstudien wurden durch die Bedecktheit des Terrains behindert, so dass die Dichte der entnommenen Proben (siehe Abb. 1) nicht der Dichte der Pegmatityvorkommen entspricht, sondern durch die Lage von Steinbrüchen und Aufschlüssen bedingt wurde. Aus diesem Grunde sind die am intensivsten untersuchten Stellen die Gebiete Koliba, Steinbruch Briežky bei Bratislava und die Umgebung der Ortschaften Lamač, Jur und Rača.

Die Pegmatite der Kleinen Karpaten riefen wegen wirtschaftlichen Bedeutungslosigkeit und dem winzigen Gehalt an seltenen Mineralen kein Interesse der Geologen hervor und zum Studienobjekt wurden sie nur am Rande. Im Zusammenhang mit geologischen Untersuchungen in dem Gebiet der Kleinen Karpaten wird das Vorkommen von Pegmatiten durch einige ältere Verfasser erwähnt (siehe die Arbeit J. Válač 1954). Eine detaillierte Kartierung der Pegmatityvorkommen finden wir in der Karte von J. Koutecký und V. Zoubek (1936b). Die vorwiegend in dem südöstlichen und südlichen Teil des Bratislava-Massivs auftretenden Pegmatite erwähnt B. Campbell (1954b).

* RNDr. S. Davidová, Lehrstuhl für Mineralogie und Kristallographie der Naturwissenschaftlichen Fakultät der Komensky-Universität, Bratislava, Gottwaldovo nám. 2.



Abb. 1. Schematische geologische Karte nach T. Buday, B. Cambel, M. Mahef (1962) mit bezeichneten Entnahmestellen der Pegmatitproben. 1 — Tertiär, 2 — Mesozoikum, 3 — Paläozoikum und Proterozoikum, Perm — Arkosen, Konglomerate und Porphyroide. Varistische Granodiorite: 4 — lenkokrater Granit, 5 — zweiglimmerige Granite bis Granodiorite, mittelkörnig Bratislava-Typ., 6 — amphibolische und biotit-amphibolische Diorite mit Quarz, Silur-Devon; 7 — Harmonia-Serie — Phyllite, Fleckschiefer, Hornsteine, kristalline Kalke, 8 — Phyllite, Glimmerschiefer, Paragneise, graphitische Phyllite mit tuffitischen Lagen aktinolithischer Schiefer, 9 — Amphibolite, 10 — Lokalitäten der Pegmatite.

Die Untersuchung der Pegmatite der Kleinen Karpaten wurde im J. 1954 von J. Válač a durchgeführt. Er befasste sich in seiner Arbeit vor allem mit der Beschreibung der Pegmatitgebiete, der Texturen und der mineralischen Zusammensetzung. Bei der Beschreibung der einzelnen Pegmatite bestimmte er primäre, durch Kristallisation, die Quarz-Feldspat-Glimmer-Zone, Mikroklinzone und Quarz-Zone. Zu den primären stellt er die a) biotitische, b) aplitische, c) Schriftgranit-Zone, Fächer-Muskovit-Zone, die Quarz-Feldspat-Glimmer-Zone, Mikroklinzone und Quarz-zone. Zu den metasomatischen gliedert er die Albit- und die Muskovit-Zone. Auf Grund der textur- und paragenetischen Klassifikation von K. A. Vásov a gliedert er die Pegmatite der Kleinen Karpaten in vier paragenetische Typen.

B. Cambel, J. Válač (1956) betrachten die Pegmatite des studierten Gebietes als typische Kluft-Pegmatite, entstehend durch Kristallisation des Rest-Magmas, mit

häufigen Umbildungen im Inneren der Zonen, wobei die Einwirkungen der Pegmatitschmelze auf die Nebengesteine geringfügig sind. Die vereinzelten Vorkommen von Pegmatiten in dem Modra-Massiv erläutern sie dadurch, dass dieses Massiv basischer und sehr arm an flüchtigen Komponenten ist, so dass hier die primären Voraussetzungen für die Entstehung einer Pegmatitschmelze nicht gegeben waren.

Das Kristallin der Kleinen Karpaten erstreckt sich in dem südlichen Teil des Gebirges, zwischen Horné Orešany und Bratislava. Es besteht aus metamorphytierten sedimentären Gesteinen und einem Granitoid-Komplex.

Die grundlegenden Gesteine des schieferigen Kristallins entstanden durch die Einwirkung einer kombinierten regionalen und Tiefen-Kontakt-Metamorphose und werden durch verschiedene Phyllite, Glimmerschiefer, Schiefer, eine geringere Menge von Gneisen, Amphiboliten und Migmatiten vertreten (B. Campbell 1950, 1952, 1954b). Die räumliche Verteilung der Komplexe ist auf der schematischen, nach T. Buday, B. Campbell und M. Mahef (1962b) zusammengestellten geologischen Karte dargestellt.

Im Zusammenhang mit den mächtigen, von der varistischen Orogenese hervorgerufenen tektonischen Bewegungen kommt es zu der Intrusion des Granitoid-Komplexes. Sein Alter wird als postmittelkarbonisch angesehen, da seine Apophysen die Kristallinschiefer der Harmonia-Serie, deren Alter von J. Chlupáč in A. Matějka, M. Máška, V. Zoubek (1960) auf Grund von Fossilien als devonisch bestimmt wurde, durchdringen. Das varistische Alter der Intrusion wurde auch von J. Kantor (1959) durch die Bestimmung des absoluten Alters von Muskovit und Orthoklas aus den Pegmatiten mit Hilfe der K/Ar-Methode bestätigt.

Die granitoiden Gesteine der Kleinen Karpaten sind intrusiv. Die Intrusion verlief im Abschluss der varistischen Faltung (J. Koutecký, V. Zoubek 1936a; B. Campbell 1954b). Als spätorogen wird sie auch von A. Matějka, M. Máška, V. Zoubek (1960) angesehen.

Der granitoiden Komplex bildet den südöstlichen Teil des Gebirges der Kleinen Karpaten und bildet $\frac{2}{3}$ des, von vormittelkarbonischen Serien aufgebauten Gebietes. Zwischen Pezinok und Pernek wird er durch eine Zone metamorphierter Gesteine in den südwestlichen Teil — das Bratislava-Massiv — und den nördlichen — das Modra-Massiv — getrennt. Obwohl beide Massive genetisch sehr eng zusammenhängen, sind sie durch gewisse Unterschiede gekennzeichnet (B. Campbell, J. Valach 1956).

Nach B. Campbell und J. Valach (1956) verlief die Erstarrung des Granodioritmassivs in höheren Zonen der Erdrinde in einer bedeutenden Entfernung von dem Entstehungsort des Magmas. Aus diesen Grund ist die Differentiation des Massivs wenig markant und auch das Ausmass der metasomatischen Umwandlungen ist geringfügig.

Die granitoiden Gesteine des Kristallins der Kleinen Karpaten bestehen in überwiegendem Masse aus Graniten, zweiglimmerigen bis biotitischen Granodioriten. Die mittel- bis feinkörnigen Gesteine gehen oft in Porphyrfazies über. Von leukokraten Fazies treten pegmatitoide und aplitoide Granite auf. Von Gangformen Aplite und Pegmatite. Die basischeste Varietät bilden Diorite, die von J. Koutecký und V. Zoubek (1936a) als intrusive Differentiate angesehen werden, und B. Campbell (1950) erklärt ihre Entstehung durch eine Anatexis und Resorption der basischen Gesteine durch das granitoiden Magma. Unter die metasomatischen Derivate wurden Albítite und Hämatit-Albitite gegliedert, die in dem Modra-Massiv auftreten. Die petrographische Charakteristik der angeführten Gesteine befindet sich in der Arbeit B. Campbell, J. Valach (1956).

Das morphologische und geologische Auftreten der Pegmatite

Die Gestalt, Grösse und Lagerung der Pegmatite hängt von zahlreichen Faktoren, wie Entstehungsart, physikalisch-chemische Eigenschaften, Menge der Pegmatitschmelze, Charakter des Nebengesteine, Zeitpunkt der Entstehung und thermodynamische Bedingungen ab.

Die Pegmatite der Kleinen Karpaten konzentrieren sich in dem Endokontakt des intrusiven Massivs in der Nähe des Kontaktes mit den Gesteine der Hülle. Nur wenig Pegmatit dringt in die Gesteine der Hülle. Diese Platzierung der Pegmatite ist wahrscheinlich durch die Entstehung von Rissen und Klüften des Rand-Teiles des erstarrenden Massivs und der Mobilität der in den oberen Teil des Massivs steigenden Pegmatit-Schmelze bedingt.

Die studierten Pegmatite treten im allgemeinen in zwei, durch allmähliche Übergänge verbundenen morphologischen Formen auf.

a) Gangformen sind häufiger. Sie sind durch ein Schwanken der Mächtigkeit von einigen cm bis zu 1 m und in den angeschnittenen Stellen bis zu 2—3 m charakterisiert. Sie kennzeichnet sich durch häufiges Auskeilen und eine grosse Anzahl von Apophysen (Abb. 2). In Gneisen verlaufen die Pegmatitgänge auch quer zu der Schieferigkeit. Der Kontakt mit dem Nebengestein ist zumeist scharf. Das Streichen der Gänge ist NO-SW (B. Cambel, J. V. Laach 1956).

b) Nestartige Formen der Pegmatite überwiegen in den Randpartien des Granodiorits und in der Nähe des Kontaktes mit Gesteinen der Hülle (Steinbruch bei der Ortschaft Jur und bei dem Berg Briežky). Oft beobachten wir Übergänge der Gang- in Nest-Formen (Abb. 3). Ihre Gestalt ist verschieden, isometrisch und auch unregelmässig. Sie



Abb. 2. Gabelung eines Pegmatitganges, Steinbruch Briežky bei Bratislava, Foto S. Dávidová.

erreichen grössere Mächtigkeiten als die Gänge. Ihre Mächtigkeit schwankt von 2 bis 10 m. Der Kontakt mit dem Nebengestein ist überwiegend scharf mit unregelmässiger Begrenzung.

Die Zonalität der Pegmatitvorkommen. Die horizontale Zonalität der räumlichen Anordnung der Pegmatite in dem studierten Gebiet kann wegen der starken Verdecktheit nicht verantwortungsvoll bestimmt werden. Die untersuchten Pegmatitvorkommen liegen entfernt voneinander und sind unregelmässig angeordnet, wodurch die Kontinuität der Verfolgung der Zonalität gestört wird; diese wird nach N. A. S o l o d o v, Ju. J. F i l i p o v (1965) am besten in mittleren Entfernungen von dem magmatischen Herd in einem Umkreis von 1–3 km bestimmt.

Der Charakter der vertikalen Zonalität widerspiegelt sich am besten in der Klassifikation von K. A. V l a s o v (1952, 1961). Änderungen der Mineralparagenese des Pegmatits in vertikaler Richtung führen zu einer Änderung des Pegmatit-Typs.

In dem untersuchten Gebiet wurde eine vertikale Zonalität im Rahmen eines Pegmatitkörpers nicht beobachtet. Die Existenz einer vertikalen Zonalität kann zum Teil aus der Existenz einiger Pegmatit-Typen angenommen werden. J. V a l a c h (1954) bestimmte bei den Pegmatiten der Kleinen Karpaten 4 genetische Typen, die auf Grund der Arbeiten von K. A. V l a s o v (1952) ausgegliedert wurden. Unter den gegebenen Verhältnissen der Feldstudien und Labor-Untersuchungen gliederte ich in dem Studiengebiet nach der oben angeführten Klassifikation von K. A. V l a s o v (1952, 1961) nur 2 paragenetische Typen aus, und zwar

- I. Schrift-Typ — gleichmässig körnig
- II. Block-Typ.



Abb. 3. Pegmatitgang der Oligoklas-Quarz-Biotit-Zone. Im oberen Teil Übergang in nestartige Form. Steinbruch Briežky bei Bratislava. Foto Š. Dávidová.

Typ I wird von mittel- bis grobkörnigem Pegmatit hypautomorpher, weniger Schrift-Struktur repräsentiert. Er bildet selbständige Pegmatitgänge oder tritt als Randpartie des Blockpegmatits auf. Er wurde in allen untersuchten Gebieten festgestellt.

Typ II, der Block-Typ, wird von einigen paragenetischen Mineral-Komplexen gebildet. Seltene Minerale Nb, Be und Ta, im allgemeinen an diesen Typ gebunden, wurden nicht festgestellt. Die Verdrängung äussert sich durch die Gegenwart von Glimmer, der einen Glimmer-Quarz-Komplex bildet und durch Albit, welcher in der Form kleiner Adern auftritt. Er besitzt eine geringere Verbreitung als Typ I.

Der völlig differenzierte III. Typ, welcher durch die Gegenwart grosser Massen von rosarotem Quarz und einem Komplex von Verdrängungsmineralen gekennzeichnet ist, sowie die übrigen Typen, wurden in dem untersuchten Gebiet nicht beobachtet.

Der Kontakt der Pegmatite mit den Nebengesteinen

Der Grossteil der Pegmatitvorkommen der Kleinen Karpaten tritt in den Muttergesteinen der Intrusion, überwiegend in zweiglimmerigem Granodiorit auf. Nur stellenweise dringen sie in die Gesteine der Hülle, in Amphibolite und Gneise, durch.

Die Grenzen der Pegmatite an dem Kontakt mit den Nebengesteinen besitzen zweierlei Charakter. Es überwiegt ein scharfer Kontakt (Abb. 2, 3) wobei die Kontaktfläche gerade oder unregelmässig ist. Der Kontakt wird entweder von einer aplitoiden Zone (Abb. 2) oder durch eine Oligoklas-Quarz-Biotit-Zone (Abb. 4) gebildet.

Ein allmählicher Übergang zwischen Pegmatit und Nebengestein wurde vereinzelt beobachtet.

Bei dem Studium der Pegmatite wurden Änderungen des Granodiorits in Abhängigkeit von der Entfernung des Kontaktes mit dem Pegmatit verfolgt. Änderungen

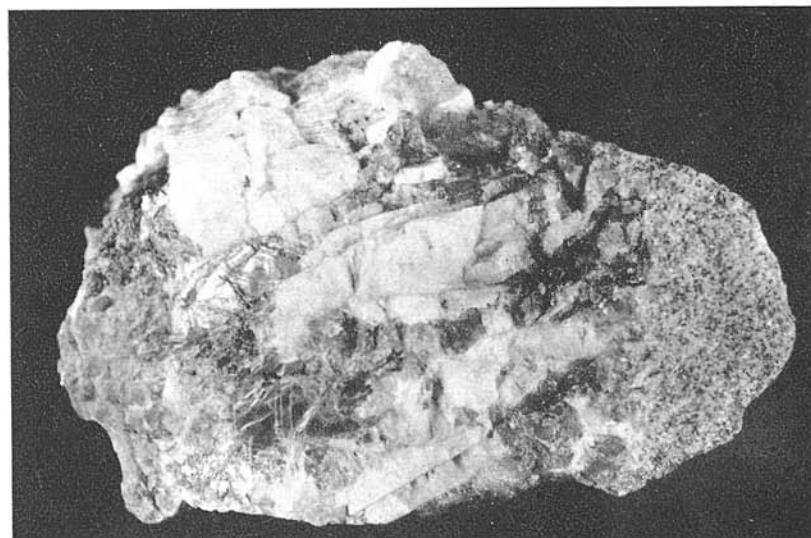


Abb. 4. Kontakt der Oligoklas-Quarz-Biotit-Zone des Pegmatits mit zweiglimmerigem Quarz-Granodiorit. Steinbruch Briežky bei Bratislava. Probe Nr 203. Verkl. auf ca 0.7. Foto L. Osvárd.

Abb. 5. Muskovitisation von Plagioklas. Zweiglimmeriger Quarz-Granodiorit in der Nähe des Kontaktes mit dem Pegmatit, Probe Nr. 203. Vergr. 45 X, Nic. X, Foto L. Osvárd.



wurden im Granodiorit nur bei Gegenwart grösserer Pegmatitkörper, vor allem von Nest-Formen beobachtet und wurden konkret in dem Steinbruch Briežky verfolgt.

Makroskopisch ändert sich in Richtung zum Pegmatit die Farbe und die mineralische Zusammensetzung des Granodiorits. Die graue Färbung geht in eine braungraue über. Der Gehalt an versprengtem Biotit sinkt und es steigt der Gehalt an Muskovit oder an grauem Mikroklin.

Mikroskopisch beobachten wir die Umbildung einiger ursprünglicher Komponenten und die Entstehung von neuen. Als erster ändert sich Biotit. Sein Pleochroismus wird

T a b e l l e 1. Chemische Analysen der zweiglimmerigen Granodiorite und Aplit der Kleinen Karpaten

	L 4*	29/3	11/3	Aplit		
				22/3	4/4	IV, 2*
SiO ₂	69,78	71,98	73,39	73,93	74,20	69,50
TiO ₂	0,07	0,12	0,03	0,02	0,02	0,20
Al ₂ O ₃	14,98	14,46	14,21	14,92	14,08	13,07
Fe ₂ O ₃	1,75	1,19	0,74	0,76	0,59	0,43
FeO	0,80	0,85	0,40	0,52	0,22	0,27
MnO	0,15	0,15	0,04	0,12	0,18	0,70
U ₃ O ₈	1,07	0,79	0,60	0,59	0,60	0,94
CaO	3,58	1,23	1,14	0,68	0,82	0,66
K ₂ O	2,28	3,91	4,84	4,16	3,75	6,16
Na ₂ O	5,32	4,52	3,44	3,19	4,79	6,64
P ₂ O ₅	0,18	0,09	0,16	0,07	0,15	0,51
- H ₂ O	0,20	0,05	0,03	0,03	0,02	0,50
+ H ₂ O	0,28	0,57	0,35	0,48	0,31	0,44
Σ	99,81	99,91	99,38	99,47	99,83	99,82

* Übernommen von B. Cambrel, J. Valtach (1956).

L 4 — nicht umgebildeter zweiglimmeriger Granodiorit — Steinbruch Briežky, 29/3 — Granodiorit aus 30 cm Entfernung von dem Kontakt mit Pegmatit — Steinbruch Briežky, 11/3 — Granodiorit aus 15 cm Entfernung von dem Kontakt mit Pegmatit — Steinbruch Briežky, 22/3 — Aplit aus der aplitoiden Zone — Steinbruch Briežky, 4/4 — Aplit aus der aplitoiden Zone — Steinbruch Zelezná Studienka, IV, 2 — Aplit nordwestlich von Jur.

T a b e l l e 2.

Werte der zweiglimmerigen Granodiorite und Apliten nach A. N. Zavarickij

	I. 4	20/3	11/3	22/3	4/4	IV. 2
s	77,09	79,49	80,92	79,72	80,92	71,20
a	14,59	15,15	14,15	12,40	15,34	15,71
c	2,44	1,46	1,35	0,78	0,96	1,17
b	4,88	3,90	3,58	7,10	2,78	11,92
f	39,41	48,64	28,41	16,67	30,52	—
m'	30,07	33,39	27,68	13,39	40,38	12,09
é	30,52	—	—	—	—	—
a'	—	17,97	43,91	69,95	29,41	—
n	77,93	63,67	51,87	53,76	65,96	83,61
n'	—	—	—	—	—	81,83
t	0,08	0,12	0,03	0,02	0,02	0,22
φ	24,55	25,08	16,97	8,56	17,37	2,78

Werte der zweiglimmerigen Granodiorite und Apliten nach P. Niggli

	I. 4	20/3	11/3	22/3	4/4	IV. 2
al	38,39	43,41	46,89	50,94	46,00	36,08
fm	16,43	14,81	10,23	11,49	10,07	11,97
e	16,70	6,73	6,87	4,21	4,86	3,32
alk	28,78	35,05	36,01	33,36	39,07	48,63
si	303,97	367,22	411,71	429,04	412,23	326,28
ti	0,24	0,46	0,13	0,07	0,07	0,70
p	0,34	0,18	0,37	0,17	0,33	1,01
k	0,22	0,36	0,48	0,46	0,34	0,38
mg	0,43	0,41	0,49	0,45	0,57	0,55
π	0,14	0,09	0,09	0,06	0,06	—
γ	0,31	—	—	—	—	0,22
α	8,65	16,65	25,11	17,81	27,03	4,44
η	0,30	0,41	0,49	0,45	0,57	0,43
Q	49,84	53,24	56,61	59,23	55,26	42,01
L	42,77	42,24	39,80	34,69	41,69	38,87
M	7,39	4,52	3,59	6,08	3,05	19,12

schwächer und es erscheint in ihm Sagenit. Näher zu dem Kontakt setzt die Verweisschichtung fort bis er sich in Muskovit umbildet. Bei Plagioklas kommt es zu einer Serizitisation die in Richtung zum Kontakt stärker wird, bis sie in eine Muskovitisation übergeht (Abb. 5). Infolge dieser Umbildungen kommt es in dem Granodiorit zu einer Zunahme von Muskovit.

Anderswo beobachten wir anstatt der Zunahme des Muskovit-Gehaltes eine Zunahme an Kalifeldspat, welcher auch in dem ursprünglichen Granodiorit zugegen ist. B. Caubel, J. Válaček (1956). Die Körner des Kalifeldspates vergrössern sich in Richtung zum Kontakt hin. An dem Kontakt mit Plagioklas entsteht Mirmekit, welcher von einem Albitsaum um den Plagioklas begleitet wird (S. Dávidová 1967).

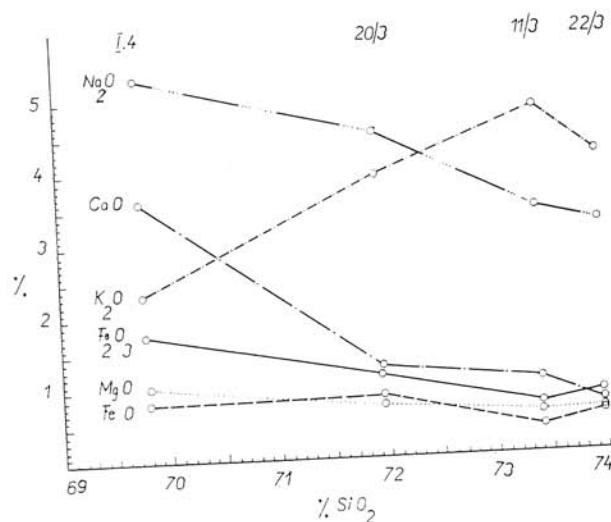


Abb. 6. Differentiationsdiagramm der Oxide. Änderung des Gehalten von FeO , MgO , Na_2O , CaO , K_2O und SiO_2 in Abhängigkeit von der Entfernung des Granodiorits von dem Pegmatit.

Die beobachteten Änderungen widerspiegeln sich auch in der Veränderung des Chemismus des Granodiorits (Tab. 1 und 2, Diagramm Abb. 6).

Der Gehalt an SiO_2 und K_2O steigt in Richtung zum Kontakt, was der Zunahme von Muskovit, Mikroklin und der erhöhten Mineralkisation entspricht. Das Sinken des Gehalts von Fe_2O_3 , FeO , MgO , CaO entspricht der Umbildung von Biotit und Plagioklas.

Auf Grund der oben angeführten Angaben kann, obwohl die Unterschiede der Oxid Gehalte nicht gross sind, darauf geschlossen werden, dass der umgebende Granodiorit, wenn auch in geringem Masse, den Chemismus des Pegmatits beeinflusste. Die Pegmatit schmelze wurde während ihres Durchdringens durch das Nebengestein SiO_2 und K_2O ärmer und reicherte sich um Fe_2O_3 , FeO , MgO und CaO an, welche sich in den späteren Entwicklungsphasen des Pegmatits an der Bildung von Biotit, Almandin und Plagioklas beteiligen, die in den Randzonen des Pegmatits überwiegen und manchmal auch in den Granodiorit eindringen (Abb. 7).

Ähnliche Änderungen wurden auch in dem Gebiet des Berges Koliba beobachtet, wo ein nestartiger Pegmatitkörper in einer basischer Varietät eines intrusiven Gesteins liegt, welches durch die Umarbeitung einer versunkenen Scholle durch die Intrusion entstanden ist (B. Campbell, J. Valach 1956).

Pegmatityorkommen in Amphiboliten wurden vereinzelt in dem Gebiet von Železná Studienka beobachtet. Es sind dies 10 bis 60 cm mächtige Gänge. Amphibolit unterliegt an dem Kontakt mit dem Pegmatit nur verhältnismässig geringen Umbildungen die sich in den Änderung der Farbe und der mineralischen Zusammensetzung äussern. Die schwarze Färbung des Amphibols wird schwächer und geht in Rostbraun über. mikroskopisch beobachten wir eine Biotitisation des Amphibols (Abb. 8). Zunahme von Muskovit und Quarz. Die schwache Umbildung des Amphibols wird wahrscheinlich durch die geringe Menge der durchdringenden Pegmatitschmelze, ihre niedrigere Tem-

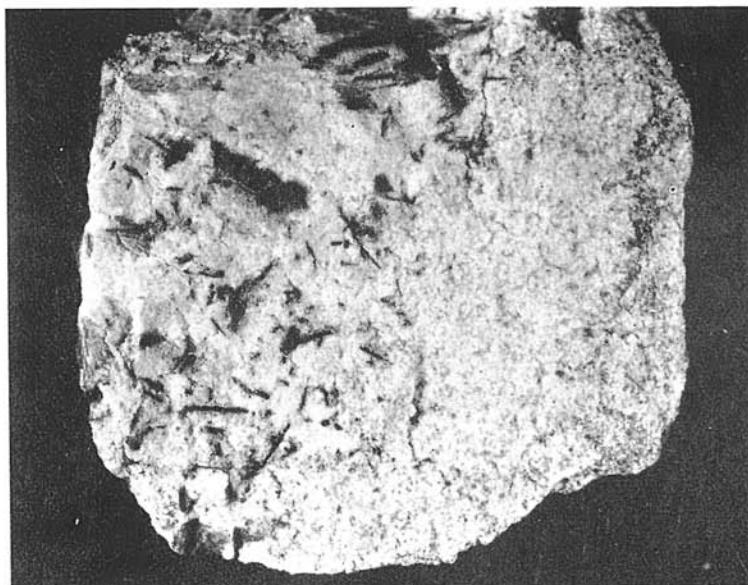


Abb. 7. Leistenförmiger Biotit, die aplitoide Pegmatitzone und den zweiglimmerigen Quarz-Granodiorit durchdringend. Berg Koliba, Bratislava. Verkl. auf ca 0,7. Foto L. Osvárd.

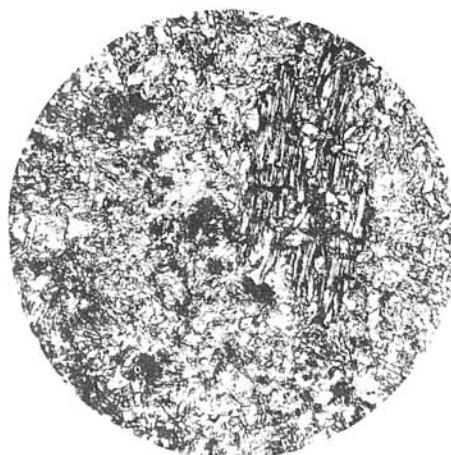


Abb. 8. Umbildung von Amphibol in Biotit. Umgebildeter Amphibolit. Amphibolit-Steinbruch in dem Tal des Baches Bystrica, nördlich von Železná Studienka. Probe Nr. 72. Vergr. 44 X. Nie. Foto L. Osvárd.

peratur und das kalte Milieu des Amphibolits; wodurch die Schmelze schnell erstarrt verursacht.

Ein Auftreten der Pegmatite in biotitischen Gneisen wurde in der Gegend von Jur und Lámané beobachtet. Pegmatite mit Gang-Charakter und Mächtigkeit von 10 bis 50 cm durchdringen die Gneise in der Richtung der Schieferung oder quer zu dieser.

In dem untersuchten Gebiet wurde an den Kontaktten der Pegmatite mit den umgebenden Gesteinen keine Entstehung von seltenen Mineralen festgestellt.

Textur-paragenetische Verhältnisse der Pegmatite der Kleinen Karpaten

Die Zonalität der Pegmatite ist in der Literatur in bedeutendem Masse bearbeitet worden (E. N. Kameron, R. Džans, A. N. Mak-Nejr, J. J. Pejdž 1951, K. A. Vlasov 1952, 1961, A. A. Beus 1951, 1954, N. A. Solodov 1962 u. a.). Die einzelnen Verfasser gebrauchen unterschiedliche Benennungen für gewisse Mineralkomplexe, die nach der mineralischen Zusammensetzung und der Struktur eine Zone darstellen, wobei die Ansichten auf den Terminus Zone nicht völlig einheitlich ist. A. A. Beus (1951) versteht unter Zone die räumliche Verbreitung eines bestimmten Mineralkomplexes in dem Pegmatit, der in einem bestimmten Stadium des Pegmatit-Prozesses entstanden ist. N. A. Solodov (1962) weist darauf hin, dass nicht jeder paragenetische Mineralkomplex eine Zone bildet und die Definition dahingehend erweitert werden müsse, dass die Zone eine mehr oder minder zusammenhängende Hülle um den Pegmatitkern bildet. Aus dem angeführten geht hervor, dass die Zone nicht nur ein struktureller und quantitativer sondern auch genetischer Begriff ist.

Jede Zone ist charakterisiert durch a) Struktur, b) mineralische Zusammensetzung, c) Lage in dem Pegmatitkörper.

In den Pegmatiten der Kleinen Karpaten sind folgende Zonen ausgesgliedert worden: 1. aplitoide Zone, 2. Oligoklas-Quarz-Biotit-Zone, 3. ungleichmässig körnige Feldspat-Quarz-Glimmer-Zone, 4. Schriftpegmatit-Zone, 5. Blockmikroklin-Zone, 6. Blockquarz-Zone, 7. Fächermuskovit-Zone, 8. Albitzone.

Bei den ersten sechs Zonen sehen wir eine gesetzmässige Abwechslung einer Zone durch die andere vom Rand zu der Mitte des Pegmatits, oder ein Auftreten in der Form von Nestern. Die letzten beiden Zonen weisen kompliziertere Beziehungen in der räumlichen Anordnung auf. Die Zone des fächerartigen Muskovits tritt zumeist asymmetrisch an dem Kontakt der aplitoiden und der Schriftpegmatit-Zone auf. Die Albitzone bildet kleine Adern, welche die Blockmikroklin-Zone und die Schriftpegmatit-Zone durchkreuzen. An der Bildung der einzelnen Pegmatite beteiligen sich nur einige der angeführten Zonen. Bei keinem der Pegmatitkörper wurden alle acht Zonen beobachtet. Kleine Pegmatitkörper sind nicht-zonal, gebildet zumeist von einer Feldspat-Quarz-Glimmer-Zone.

Bei dem I. Typ der Pegmatite im Sinne der Klassifikation von K. A. Vlasov (1961) ist die aplitoide und die ungleichmässig körnige Feldspat-Quarz-Glimmer-Zone entwickelt. Bei dem II. Typ tritt an dem Rand vereinzelt die aplitoide Zone auf, häufiger die Oligoklas-Quarz-Biotit-Zone welche in die Feldspat-Quarz-Glimmer-Zone übergehen, nach welcher manchmal die Schriftpegmatit-Zone oder die Blockmikroklin-Zone folgt. Bei verdickten Teilen der Körper können wir auch einen Quarzkern beobachten. In diesem Typ kommt sporadisch auch die Fächermuskovit-Zone und die Albit-Zone vor, die gemeinsam nicht beobachtet wurden. Der Bau der Zonen ist unregelmässig, sie keilen oft aus oder bilden Nester.

Die geologisch-petrographische Charakteristik der Zonen

Aplitoide Zone

Tritt an dem Kontakt mit dem Nebengestein vereinzelt auf, bildet Säume um die in Pegmatite eingeschlossenen Xenolithe. Die Mächtigkeit schwankt von 0 bis 30 cm und

hängt von der Gesamtmächtigkeit des Pegmatits ab. Zur Mitte des Pegmatits geht sie allmählich in die Feldspat-Quarz-Glimmer oder die Schistpegmatit-Zone über.

Makroskopisch ist das Gestein mittel- bis kleinkörnig (nach der Einstufung von H. Schneider erhöhn 1961 S. 324) weiss, manchmal bei Gegenwart von Granaten mit rosarotem Farbton, manchmal bei erhöhtem Mikroklin-Gehalt mit einem grauen Farbton. Die Struktur der aplitoiden Zone ändert sich von panxenomorph am Rand in hypautomorph zum Zentrum.

Mineralische Zusammensetzung:

Plagioklas bildet 30 bis 35% des Gesamtvolumens der Zone. Die xenomorphen, vereinzelt hypautomorphen Körner gehören nach ihren optischen Eigenschaften und der chemischen Zusammensetzung (S. Dávidová 1967) zu Albit-Oligoklas mit 7–16% An-Komponente. Verwachsen sind sie nach dem Albit- weniger nach dem Karlsbader und vereinzelt nach dem Periklin-Gesetz. Die Umbildungsprozesse haben verschiedene Stufen erreicht. Es überwiegt Serizitisation vor Saussuritisation und Mikroklinisation.

Ein überwiegender, 38 bis 42 Vol.-% bildender Bestandteil der aplitoiden Zone ist Quarz. Er ist xenomorph begrenzt bis amöbenartig, mit einer ausgeprägt undulöser Löschung.

Kalifeldspat bildet 8–15% des Volumens. Er wird durch zwei Typen dargestellt. Den ersten bilden Körner ohne mikroskopisch sichtbare Verwachsungen mit den Perithiten, die wir nach der Klassifikation von O. Andersen (1929) in J. Rosenvquist (1950) und der morphologisch-genetischen Klassifikation von S. A. Rudenko (1954) als Film-Pethite der Entmischung benennen können. Der Kalifeldspat des zweiten Typs zeigt den Charakter interstitieller Ausfüllungen zwischen den Körnern von Plagioklas, Kalifeldspat und Quarz. Verwachsungen nach dem Albit- und dem Periklin-Gesetz äussern sich im Mikroskop durch eine Gitterung, deren Grenzen diffus sind. Die Kalifeldspäte sind ohne Umbildungen.

Das meistverbreitete akzessorische Mineral ist Granat, welcher stellenweise bis zu 7% des Gehaltes der aplitoiden Zone bildet. Er ist versprengt oder in Streifen angeordnet. Die Grösse der Körner steigt nicht über 1 mm. Die häufigste Kristallgestalt ist (110), manchmal verzwilligt, mit sehr gering entwickelter (211). Auf Grund der chemischen Zusammensetzung und der physikalischen Eigenschaften wurde er in die Almandin-Spessartin-Reihe mit 56–60% Almandin- und 27–30% Spessartin-Komponente eingereiht (S. Dávidová 1968).

Die Muskovit-Menge ist indirekt abhängig von dem Gehalt an Kalifeldspat. In der aplitoiden Zone der in Amphiboliten und basischeren Varietäten der intrusiven Gesteine (Koliba, Briežky) auftretenden Pegmatite wurde Muskovit nicht beobachtet. Kleine Schuppen treten zumeist in Aggregaten oder Adern auf und sind nur selten dispergiert.

Biotit kommt in der aplitoiden Zone in ganz geringer Menge vor und wurde in Gegenwart von Granaten nicht beobachtet. Er ist oft stark chloritisiert.

In der aplitoiden Zone beobachten wir im Verhältnis zu den übrigen Zonen die meisten Akzessorien. Es überwiegt Apatit mit einer kurz-säulenförmigen Entwicklung mit Maximalgrössen von 0.2×0.5 mm. Zirkon bildet ebenfalls kurz-säulenförmige Kristalle, zumeist in Biotit eingeschlossen, umgeben von pleochroischen Höfen. Korund wurde nur an der Lokalität Železná Studienka beobachtet.

Bei drei Proben der aplitoiden Zone wurde ihr Chemismus verfolgt. Die Ergebnisse der chemischen Analysen sind in Tab. 1, 2, gemeinsam mit den Umrechnungen nach A. N. Zavarickij und P. Niggli angeführt. Nach der Nigglichen Klassifikation gehört der Aplit Nr 223 und 44 aus den Steinbrüchen Briežky und Železná Studienka zu dem normalen Alkali-Kalk-Magma, in die Gruppe der trondhjemitischen Magmen.

Der Aplit IV, 2 NW von Jur gehört zu einem Alkali-übersättigten Magma, und zwar einem Magma der Soda-Reihe, in die Evisit-Gruppe der Magmen.

Ungleichkörnige Feldspat-Quarz-Glimmer-Zone

Ist in den Pegmatiten der Kleinen Karpaten die meistverbreitete Zone. Sie bildet den bedeutendsten Teil der Pegmatite des I. Typs. Bei den Pegmatiten des II. Typs bildet sie vereinzelt eine Randzone oder folgt nach den Randzonen.

Makroskopisch ist es ein grob- bis grosskörniges Gestein mit etwa 1–2 cm grossen Bestandteilen. In Richtung zum Zentrum vergrössern sich die Körner in grösseren Pegmatitkörpern auf 3–4 cm.

Die mineralische Zusammensetzung ist sehr ähnlich wie bei der aplitoiden Zone. Die Struktur ist hypautomorph körnig und pegmatitoid.

Unter den Feldspäten überwiegt Plagioklas weisser Färbung, hypautomorpher Begrenzung oft von Quarz über dem Kalifeldspat verwachsen. Verwachsungen nach dem Albit- und manchmal auch dem Periklin-Gesetz besitzen einen polysynthetischen Charakter. Lamellen sind oft zu Blöcken gruppiert (Abb. 9). Nach der chemischen Zusammensetzung und den optischen Eigenschaften ist es ein Albit-Oligoklas mit 7–14% An-Komponente (S. Dávidová 1967). An dem Kontakt mit K-Feldspat bildet sich um den Plagioklas ein saurerer Saum und oft beobachten wir Myrmekit (Abb. 10). Plagioklas schliesst Apatit, Granat und bei Pegmatiten die sich in Amphiboliten befinden auch Amphibol ein. Die Serizitisation erreicht verschiedene Stufen. Bei stark umgebildeten Plagioklasen entstehen auch Minerale der Epidot-Zoisit-Gruppe.

K-Feldspat bildet xenomorphe Körner, makroskopisch weisser, grauer, selten rosaroter Färbung. Nach den optischen Eigenschaften, der Triklinitässtufe können wir ihn als maximalen Mikroklin bezeichnen (S. Dávidová in Druck), welcher zumeist Perthite enthält. Bei den nicht-gitterartigen, überwiegen fein-spindelförmige vor Film-Perhit und



Abb. 9. Sekundäre Deformations-Zwillingsbildung von Plagioklas aus der Feldspat-Quarz-Glimmer-Zone des Pegmatits. Probe Nr. 102. Vergr. 9 X, Nic. X, Foto L. Osvárd.



Abb. 10. Myrmekit in der Mitte mit inverser Zwillingsbildung von Plagioklas nach dem Albit-Gesetz. Feldspat-Quarz-Glimmer-Zone. Probe Nr. 33. Vergr. 44 X, Nic. X, Foto L. Osvárd.

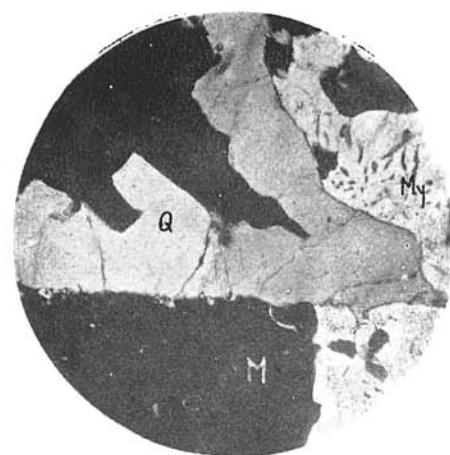


Abb. 11. Pegmatitoider Quarz (Q); Myrmekit (My) und Mikroklin (M) durchdringend. Feldspat-Quarz-Glimmer-Zone. Probe Nr 65/2. Vergr. 35 X, Nic. X, Foto L. Oswald.



Abb. 12. Mikroklinisation von Oligoklas, entlang der Spaltungsklüfte verlaufend. Oligoklas-Quarz-Biotit-Zone. Probe Nr. 23. Vergr. 45 X, Nic. X, Foto L. Oswald.

bei den gitterartigen grob-spindelförmige Segregationsperthite vor fein-spindelförmigen. Von Umbildungen wurden Kaolinisation und Serizitisation beobachtet.

Nenomorph begrenzter Quarz durchwächst zumeist Feldspat. In Plagioklasen bildet er buchtartige, amöbenartige und kammförmige Formen (Abb. 11), in Kalifeldspäten Stäbchen. Zur Mitte der Pegmatitkörper überwiegt der angeführte Charakter des Quarzes und geht allmählich in Schriftpegmatit über.

Die Vertretung von Muskovit schwankt, wobei seine Menge zum Zentrum des Pegmatits abnimmt und K-Feldspat zunimmt.

Biotit tritt selten auf und unterliegt immer einer starken Chloritisation und Baueritisation.

Von Akzessorien wurden Zirkon, Titanit und Amphibol festgestellt.

Oligoklas-Quarz-Biotit-Zone

Ist im Grunde ein Teil der Feldspat-Quarz-Glimmer-Zone, von welcher sie sich durch veränderte Entstehungsbedingungen unterscheidet. Infolge der Auereicherung an CaO, Fe₂O₃ und der Verarmung an SiO₂ und K₂O entsteht in ihr Biotit und Plagioklas. Die Oligoklas-Quarz-Biotit-Zone wurde als selbständige ausgegliedert auf Grund der a) unterschiedlichen chemischen und mineralischen Zusammensetzung, b) grossen Ausdehnung und c) selbständigen Auftretens.

Sie tritt zumeist in Pegmatiten des zweiten Typs auf und überwiegt in nestartigen, in basischeren Granodioriten (Briežky, Koliba) vorkommenden Formen, wo sie eine Randzone bildet. Die Mächtigkeit der Zone schwankt von 10 cm bis zu 1 m. Zum Zentrum des Pegmatits geht sie in die Zone des Schriftpegmatits oder in die Feldspat-Quarz-Glimmer-Zone über.

Makroskopisch wird sie von Plagioklas- und Biotit-Riesenkrystallen von 10—40 cm Grösse gebildet. Der Plagioklas ist von Quarz durchwachsen. Die Dimensionen der

Körner verändern sich im Rahmen der Zone nicht und ihre Grösse richtet sich nach der Mächtigkeit des Pegmatitkörpers.

Plagioklas ist die stark überwiegende Komponente und bildet um 70 % des Gesamt-volumens der Zone. Es ist ein Albit-Oligoklas mit 9 bis 16 % An-Komponente.

Zur Mitte nehmen Verwachsungen mit Quarz zu. Örtlich wird er von Mikroklin verdrängt (Abb. 12).

Um 20 % der Zone bildet Quarz, welcher die Räume zwischen den Plagioklaszonen ausfüllt oder mit diesem verwächst.

Im Durchschnitt 7 % des Umfangs der Oligoklas-Quarz-Biotit-Zone wird von Biotit gebildet, welcher durch eine lang-leistenartige Entwicklung auffällig ist. Die Leisten erreichen maximal 4 × 40 cm, wobei ihre Dicke 0,5 cm nicht überschreitet. Er ist hauptsächlich an dem Rand der Zone konzentriert, wo die Leisten allgemein senkrecht auf den Kontakt orientiert sind. Biotit ist oft in ein Gemenge von Muskovit, Serizit, Fe-Oxide und vereinzelt auch Chlorit umgebildet.

Muskovit kommt vereinzelt vor. Immer zwischen Biotit-Schuppen, und manchmal bildet er automorph begrenzte Kristalle von der Grösse einiger cm. Ausser der Spaltbarkeit nach (001) besitzt er eine ausgezeichnete Spaltbarkeit nach (110).

Kalifeldspat tritt sporadisch, immer als Produkt der Verdrängung von Plagioklas, auf. In grösserem Umfang erscheint er an dem Kontakt mit der folgenden Zone.

An akzessorischen Mineralen ist die Oligoklas-Quarz-Biotit-Zone sehr arm. Sporadisch finden wir in dem Biotit Zirkon- und Apatiteinschlüsse.

Schriftpegmatit-Zone

Befindet sich öfter in den Pegmatiten des zweiten Typs. Sie folgt auf die Feldspat-Quarz-Glimmer- oder die Oligoklas-Quarz-Biotit-Zone. Der Übergang zwischen den Zonen ist allmählich. Die Schriftpegmatit-Zone bildet selten einen zusammenhängenden Streifen, sondern Linsen und Nester in den umgebenden Zonen. Ihre Mächtigkeit reicht nicht über 50 cm und sie bildet um 1/7 des Volumens der Pegmatitkörper.

Der überwiegende Teil der Zone besitzt eine Schrift-Struktur, welche von zwei Durchwachstungstypen gebildet wird

1. Plagioklas + Quarz (Abb. 13)
2. Mikroklin + Quarz (Abb. 14, 15)



Abb. 13. Schriftgranit, erster Typ, Plagioklas (P) nach dem Albit- und Periklin-Gesetz verzwilligt. Quarz (Q) bildet unregelmässig begrenzte Körner. Probe Nr 58 3. Vergr. 15 X, Nic. X, Foto L. Oswald.

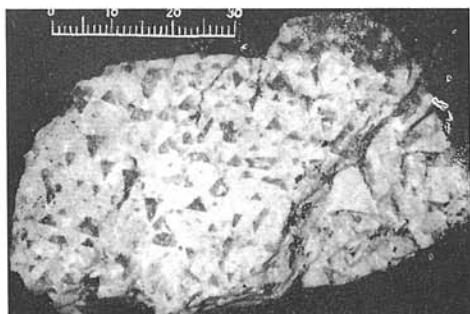


Abb. 14. Schriftgranit, zweiter Typ. Von Quarz-Mikroklin-Durchwachslungen gebildet. Schnitt senkrecht auf die Quarz-Ichthyoglypten. Probe Nr 94/2. Foto L. Osvárd.

Die Schrift-Struktur ist auch makroskopisch zu beobachten (Abb. 14).

Der Schriftpegmatit des ersten Typs tritt zumeist in Pegmatiten mit metasomatischen Mineralkomplexen auf (Lamač, Koliba).

Die Mineralzusammensetzung ist einfach, sie besteht aus weissem, von wasserklarem Quarz gesetzmässig durchwachsenem Plagioklas und stark umgebildeten Biotit. Der durchschnittliche Komponentengehalt ist nach planimetrischen Analysen wie folgt: Plagioklas 66, Quarz 33 und Biotit mit Akzessorien 1 Gew. %.

Nenomorphe Plagioklaskörner sind polysynthetisch nach dem Albit- und Periklinsgesetz verwachsen (Abb. 13). Die Basizität bewegt sich von 9 bis 12 % Au-Komponente (S. Dávídová 1967).

Quarz bildet keine typische Ichthyoglypten, sondern verschiedene unregelmässige busch- und kammförmige, Plagioklas durchwachsende Formen. In den meisten Plagioklaskörnern besitzen sie eine einheitliche Orientierung, vereinzelt können wir allerdings auch zwei Orientierungssysteme der Quarzkörper beobachten.



Abb. 15. Scharfe Beendung der Perthitverwachsungen an ihrem Kontakt mit Quarz-Ichthyoglypten. Schriftgranit des zweiten Typs. Probe Nr 94/2. Vergr. 5 X, Nic. X, Foto L. Osvárd.



Abb. 16. Quarz-Ichthyoglypten (Q) attackiert durch Perthit-Einwüchse von Plagioklas (P) der in Mikroklin (M) auftritt. Schriftgranit-Zone. Probe Nr 23/2. Vergr. 44 X, Nic. X, Foto L. Osvárd.

Abb. 17. Quarz-Ichthyoglypt mit Aggregat-aufbau, von segregations-metasomatischen Perthiten durchdrungen. Schriftgranit-Zone. Probe Nr 75 2. Vergr. 18 X. Nic. X. Foto L. Oswald.



Manchmal besitzt Quarz auch in mehreren, verschieden orientierten Plagioklaskörnern eine einheitliche Orientierung. Quarz ist durch Druck fast nicht gestört.

Der Schriftpegmatit des zweiten Typs, gebildet durch das Verwachsen von Mikroklin und Quarz, überwiegt in den Pegmatiten der Kleinen Karpaten über dem ersten Typ. Mikroklin bildet ca 10 cm grosse Körner, ist grau oder weiss gefärbt. Quarz bildet Ichthyoglypten, deren Grösse im Schnitt von 2 bis 0,2 mm schwankt. Das Verhältnis von Mikroklin zu Quarz beträgt 80 : 20.

Die Mikroklinkörner sind zum Teil nach dem Albit- und Periklin-Gesetz verwachsen, zum Teil ohne Verwachsungen. Der Übergang zwischen den Komponenten ist allmählich. In Mikroklin wurden immer Perthite beobachtet. Es überwiegen spindelförmige vor Film-Perthiten. An dem Kontakt zu Quarz-Ichthyoglypten sind sie scharf beendet (Abb. 15). Die Perthit-Spindeln an dem Kontakt mit der Block-Mikroklin-Zone vergrössern sich, und örtlich konnte eine Attackiertheit (Abb. 16) und ein Durchdringen von Quarz-Ichthyoglypten beobachtet werden (Abb. 17). Nach A. S. Rudenko (1954) können wir diese Perthite als segregations-metasomatisch bezeichnen.

Quarz bildet typische Ichthyoglypten einheitlicher Orientierung (Abb. 17) manchmal mit einem Aggregat-Aufbau.

Ausser dem Perthit-Verwachsungen bildenden Plagioklas, wurden in dem Mikroklin auch Plagioklas-Relikte gefunden, die manchmal eine mit den Perthit-Verwachsungen einheitliche Orientierung besitzen. Sie werden von einem saureren Albitsaum umgeben und sind verhältnismässig stark serizisiert.

Blockmikroklin-Zone

Wird von Mikroklin-Perthit-Blöcken gebildet. In der typischen Blockentwicklung ist sie bei den Pegmatiten des zweiten Typs, in nestartigen Formen oder Anschwellungen von Adern ausgebildet. Ausserdem werden von Feldspat einige cm mächtige Adern gebildet, die bis in den Granodiorit durchdringen. Die Mächtigkeit der Block-Mikroklin-Zone sowie auch die Grösse der Kristalle ist in direkter Abhängigkeit von der Mächtigkeit des Pegmatits. Die maximale beobachtete Mächtigkeit beträgt 1 m. Die Grösse der Kristalle 1–12 cm. Mit der Schriftpegmatit-Zone ist sie durch einen allmählichen Übergang verbunden. Gegen den Quarz-Kern ist sie scharf begrenzt.



Abb. 18. Spindelförmige Segregations-Perthite, orientiert nach (100). Mikroklin-Perthit aus der Block-Mikroklin-Zone, Schnitt nach (011). Probe Nr 17/3. Vergr. 35 X, Nie. X, Foto L. Oswald.



Abb. 19. Segregations-metasomatische Perthite (P) aus einem Mikroklin-Korn in ein anderes übergehend. Block-Mikroklin-Zone, Probe Nr 24/2. Vergr. 11 X, Nie. X, Foto L. Oswald.

Die Blockmikroklin-Zone ist im Grunde monomineral, gebildet von Mikroklin-Perthit grauer oder weißer Farbe.

Die K-Phase des grauen Mikroklin-Makroperthits wird von maximalem Mikroklin mit einer Triklininität von 0,90 bis 0,85 repräsentiert. Sie ist immer verwachsen und bildet eine typische Mikroklin-Gitterung (Abb. 18).

Die Na-Phase wird von segregations- bis segregations-metasomatischen Perthiten gebildet (Abb. 18, 19), die Spindeln, Adern bis Flecken bilden. Manchmal gehen die Perthite aus einem Mikroklinkorn in das andere über (Abb. 19). Sie sind oft nach dem Albit-Gesetz verwachsen. Basizität 3–12% An-Komponente (S. Dávidová in Druck).



Abb. 20. Schachbrettartiger Albit in Mikroklin-Perthit, Block-Mikroklin-Zone, Probe Nr 56/2. Vergr. 10 X, Nie. X, Foto L. Oswald.

Weisser Mikroklin ist Mikro- und Makro-Perthit (im Sinne der Klassifikation von K. Soldatos 1962), wo die K-Phase von maximalem Mikroklin mit einer Triklinität von 0,90 bis 1,00 und $2V \approx 78-88^\circ$ gebildet wird. Mikroskopisch ist er in der Regel verwachungsfrei oder wir beobachten Anfänge einer Gitternung.

Die Na-Phase wird durch film-perthitische, häufiger spindelartige und spindelgitterige Perthitverwachsungen repräsentiert.

In dem Gebiet Železná Studienka wurde eine Albitisation des Mikroklin's beobachtet (Abb. 20).

Blockquarz-Zone

Befindet sich überwiegend in den Pegmatiten des zweiten Typs. Sie bildet den zentralen Teil der angeswollenen Partien der Pegmatitkörper. Es ist keine zusammenhängende Zone, und dringt oft in Form von Ausläufern bis in die Schriftpegmatit-Zone ein. Die Grösse der Block-Quarz Nester schwankt, und hängt von der Mächtigkeit des Pegmatits ab. Die grössten Ausmasse von $50 \times 50 \times 50$ cm wurden auf dem Berg Kamzik beobachtet.

Die Zone des Block-Quarzes besteht im Grunde aus Quarz. In dem Gebiet von Lámač wurde in dem Quarz auch grobblättriger Muskovit beobachtet. Die Farbe des Quarzes ist wasserklar bis grauweiss.

Mikroskopisch sehen wir, dass die massive Blockquarz-Zone von einem Aggregat von ca 6 mm grossen Körnern gebildet wird.

Der Quarzkern war den späteren tektonischen Bewegungen gegenüber am empfindlichsten. Ihr Einfluss äussert sich nicht nur in einer undulösen Löschung, sondern auch in einem Zerbrechen der Quarzkörper.

Muskovit bildet ca 5 cm grosse Schuppen mit Perlenglanz die im Quarz verwachsen sind. Ausser der üblichen Spaltbarkeit nach (001) ist er auch nach (010) und (110) spaltbar. Dem Chemismus nach liegt er an der Grenze zwischen eisenarmen und eisenreichen Muskoviten (Š. Dávidová 1967).

Fächermuskovit-Zone

Am typischsten ist sie in dem Bereich von Lámač und Koliba entwickelt. Sie tritt an dem Kontakt der aplitoiden Zone und der Schriftpegmatit-Zone auf. Die Zone wird von



Abb. 21. Fächer-Muskovit, gebildet durch Verwachsungen von Muskovit und Quarz. Probe Nr. 703. Vergr. 18 X, Nic. X, Foto L. Osvád.

verästelt angeordneten Muskovit-Schuppen in Quarz gebildet. Die Struktur ist subgraphisch, gebildet durch Verwachsung von Quarz und Muskovit (Abb. 21).

Der Quarz ist weiss, mit xenomorph begrenzten, 1—2 cm grossen, optisch einheitlich orientierten Körner.

Die Grösse der Muskovit-Schuppen überschreitet $0.04 \times 0.1 \times 3$ mm nicht. Lange und schmale Muskovit-Leisten in einer fächerförmigen Anordnung sind gefiedert zusammengefügt. Die Muskovite der einen Fieder-Hälfte sind identisch orientiert. An dem Kontakt der Fiedern und in ihrer Mitte ist die Orientierung verschiedenartig. Durch seine chemischen und optischen Eigenschaften unterscheidet er sich von dem Muskovit der Block-Zone nicht.

Albit-Zone

Im Sinne der Präzisierung der Definition einer Zone in Pegmatiten durch N. A. S o l o d o v (1962) und E. N. C a m e r o n et al. (1951) sollte dieser paragenetische Mineralkomplex nicht Zone genannt werden, da er als kleine, in älteren Zonen verzweigte Adern auftritt. Ich gliedere sie trotz ihrer geringen Ausdehnung aus, da sie in Pegmatiten anderer Lokalitäten oft ausgebildet ist.

Die Albit-Zone befindet sich in Pegmatiten des ersten, sowohl wie des zweiten Typs. Sie bildet ca. 1 cm mächtige Adern, die makroskopisch schwer von ähnlichen Quarzadern zu unterscheiden sind. Vereinzelt bildet sie Lagen eines verdrängenden Komplexes. Die Adern durchkreuzen zumeist die Blockmikroklin-Zone (Abb. 22) manchmal die Schriftpegmatit-Zone oder die Feldspat-Quarz-Glimmer-Zone. In dem Quarz-Kern und der Oligoklas-Quarz-Biotit-Zone wurden sie nicht beobachtet.

Die überwiegende Komponente der Zone ist Albit. Das zweitverbreitete Mineral ist Granat. Quarz tritt zumeist in Lagen des verdrängenden Komplexes auf.

Albit bildet grob-tafelige, hypautomorph begrenzte Körner. Verwachsungen nach dem Albit- und dem Karlsbader Gesetz. Einfache Verwachsungen überwiegen vor polysynthetischen. Nach den optischen Angaben beträgt seine Basizität 0 bis 6% An-Komponente.

Granat ist ein auffälliges Mineral, er bildet automorph begrenzte Körner. Die meistverbreitete Kristallform ist der Tetragonrioktaeder, manchmal verbunden mit einem



Abb. 22. Albit-Ader, Mikroklin-Perthit durchdringend. Probe Nr 46/2. Vergr. 9 X. Nic. X. Foto L. Osváld.

schwach entwickelten rhombischen Dodekaeder. Die Flächen (211) sind oft in Richtung der Kanten (110) gerichtet. Nach den chemischen und physikalischen Eigenschaften gehört er zu der Almandin-Spessartin-Gruppe mit 51–54 % Almandin- und 33–34 % Spessartin-Komponente (S. Dávidová 1968).

Abschluss

Die Pegmatite der Kleinen Karpaten treten im dem südlichen und südöstlichen Teil des Bratislava-Massivs, vor allem in dem Endokontakt der varistischen Intrusion auf, auf die sie genetisch und zumeist auch räumlich gebunden sind. Sie bilden Gänge oder nestartige Gebilde mit einer schrafen Abgrenzung gegen die Nebengesteine. Zumeist ist das Nebengestein zweiglimmeriger Granodiorit.

Die Mineralzusammensetzung der Pegmatite ist sehr einfach. Pegmatite werden im Grunde von den meistverbreiteten geseinsbildenden Mineralen aufgebaut. Es sind dies Quarz, Mikroklin, Albit-Oligoklas, Muskovit, Biotit, von den Akzessorien wurden Granat-Almandin, Zirkon, Apatit, Korund? und Titanit beobachtet.

Die Minerale bilden paragenetische Komplexe-Zonen, die in der Gestalt mehr oder minder zusammenhängender Hüllen um die Mitte der Zone auftreten. Auf Grund des scharfen Kontaktes, des regelmässigen Wechsels der Korngrößenänderung, der Struktur und der Mineralzusammensetzung betrachte ich die ersten 6 Zonen als Kristallisationsprodukte der Pegmatitschmelze. Die Zone des Fächer-Muskovits und die Albit-Zone reihe ich nach der räumlichen Anordnung der Mineralzusammensetzung zu den metasomatischen.

Die Oligoklas-Quarz-Biotit Kontakt-Zone entsteht durch Kristallisation der Pegmatitschmelze, welche sich im Prozess des Durchdringens und der Kristallisation durch den Einfluss der Nebengesteine verändert. Sie kommt bei Pegmatitkörpern grösserer Ausmasse vor, so dass es zu thermischen und chemischen Einwirkungen auf das Nebengestein, und umgekehrt, kommen kann. Die Überhitzung des Nebengesteins äussert sich durch die Entwicklung von Riesenkristallen der Randzone, und die Veränderung des Chemismus durch die Entstehung von Biotit und Plagioklas.

In den einzelnen Zonen kommt es zu metasomatischen Ausserungen geringer Ausmasse, die in der Schriftpegmatit-Zone und in der unregelmässig-körnigen Zone verfolgt wurden. Nach den Kriterien zur Bestimmung von metasomatischem Quarz in Schriftgranit von F. K. Drescher-Kaden (1942) können wir einen Teil des Quarzes in der Schriftpegmatit-Zone, besonders in dem ersten Typ, als metasomatisch ansiehen. In der ungleichkörnigen Zone und der Oligoklas-Quarz-Biotit-Zone kommt es zu Mikreklinisation. Die Albitisation erreicht in den Pegmatiten der Kleinen Karpaten auch eine geringe Stufe und äussert sich in der Entstehung dünner Albit-Adern, vereinzelt in einem Verdrängungskomplex, und trägt vielleicht zu der Entstehung von metasomatischen Perthiten bei.

Die Pegmatitschmelze, durch deren Kristallisation die Pegmatite der Kleinen Karpaten entstanden sind, ist wahrscheinlich arm an seltenen Mineralen gewesen. Dies bezeugt ausser dem Fehlen von seltenen Mineralen, was mit der schwachen Entwicklung metasomatischer Zonen zusammenhängt, auch der Gehalt an Spurenelementen der gesteinsbildenden Minerale der Pegmatite (S. Dávidová 1967), sowie die Gegenwart von Biotit und Plagioklas, deren Gehalt nach N. A. Slobodová, Ju. I. Filipová (1965) die Existenz von Mineralen der seltenen Elemente ausschliesst. Auf den niedrigen Gehalt an seltenen Elementen in den Pegmatiten von Wolfsthal, die eine direkte Fortsetzung der studierten Pegmatite sind, weist E. Schroll et al (1965) hin. Die

Pegmatite dieses Gebietes weisen geringere Gehalte an Li, Sr, Zn, Sc, Y und Be auf als die Nebengesteine.

Die Kristallisationstemperatur der meistverbreiteten Zonen der Pegmatite der Kleinen Karpaten wurde mit der Methode des Zwei-Feldspat-Thermometers nach T. F. W. Barth (1951, 1962) auf 530 bis 580 °C bestimmt, was im Einklang zu Angaben in der Literatur von E. Spencer (1938), A. E. Fersman (1940), T. F. Barth (1956) und M. D. Krylova (1962) steht. Die bestimmte Temperatur liegt in dem Temperaturintervall, in welchem Mikrokline und Plagioklase mit einer maximalen Anordnung von Si, Al entstehen, zu denen auf Grund der röntgenometrischen und optischen Angaben auch die Feldspäte der studierten Pegmatite gehören (Š. Dávidová, in Druck).

Auf Grund des Auftretens von Mineralkomplexen können wir die Pegmatite der Kleinen Karpaten nach den Klassifikationen folgendermassen einreihen: Nach A. E. Fersman (1940) zu den Pegmatiten der reinen Linie, zum Typ der gewöhnlichen granathaltigen oder ohne besonderer Mineralisation und Muskovit-Pegmatiten. Nach K. A. Vlasov (1952, 1961) zu dem ersten schriftstrukturellen und dem zweiten block-paragenetischen Typ. Nach A. I. Ginzburg (1955) zu den einfachen Plagioklas-Mikroklin-Pegmatiten. Nach N. A. Slobodov (1961) zu den Oligoklas-Mikroklin-keramischen, und nach H. Schneiderhöhn (1961) zu den Glimmer- und Feldspat-Pegmatiten.

Nach der geologischen Position, dem Charakter des Kontaktes, der Mineralzusammensetzung, den Veränderungen der Struktur und der Korngrösse betrachte ich die Pegmatite des südlichen und südöstlichen Teiles der Kleinen Karpaten im Einklang mit der Ansicht von B. Campbell und J. Válač (1956) als Kristallisationsprodukte der Pegmatitschmelze, begleitet von schwachen metasomatischen Prozessen, die im Rahmen der Pegmatitkörper ablaufen, welche wir als metasomatisch, ihren Ursprung nach A. E. Fersman (1940) und A. A. Beus (1954), K. A. Vlasov (1956), L. B. Nedumov (1962) und Ju. S. Stepanov et al. (1963) in demselben Gehalt der Pegmatitschmelze habend, ansehen können.

Abschliessend danke ich Herrn Prof. B. Campbell, DrSc für die Einführung in das Gelände sowie Anmerkungen zu dem Manuskript, dem Leiter des Lehrstuhls, Herrn Prof. R. Lukáč für die Ermöglichung der Arbeit und Herrn J. Stanek für wertvolle Ratschläge bei der Bearbeitung des Materials.

Übersetzt von L. Oswald.

SCHRIFFTUM

- Barth T. F. W., 1951: The Feldspar Geologic Thermometers, N. Jb. Miner. Abh. 82, Stuttgart. — Barth T. F. W., 1956: Studies in gneiss and granite, I. Relation between the temperature and the composition of feldspar, I. Mat.-Naturv. Klasse I, Skrifter Norsk Vidensk. Akad., Oslo. — Barth T. F. W., 1962: The feldspar geologic thermometers, Norsk Geol. Tidsskr. 42, 2. — Beus A. A., 1951: O zonalnosti granitnykh pegmatitov, Izv. AN SSSR, Ser. geol. 6, Moskva-Leningrad. — Beus A. A., 1957: K voprosu o prischoženii zonalnosti granitnykh pegmatitov, Dokl. AN SSSR 97, 1, Moskva. — Buday T., Campbell B., Mahel M. und al., 1962: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape 1:200 000 Wien-Bratislava, Bratislava. — Buday T., Campbell B., Mahel M., 1962: Geologickej mapa 1:50 000, Archiv. Geol. ústav D. Štúra, Bratislava. — Campbell B., 1950: O metamorfizme kryštalínika Malých Karpat, Geol. sborn. Slov. akad. vied 1, 1, Bratislava. — Campbell B., 1952: Amfibolické horniny v Malých Karpatoch, Geol. práce 29, Bratislava. — Campbell B., 1954a:

Predbežná správa o výskume kryštalíniku Malých Karpát, Geol. práce, Zprávy 1, Bratislava, — Cambel B., 1954b: Geologicko-petrografické problémy v SZ časti kryštalíniku Malých Karpát, Geol. práce 36, Bratislava, — Cambel B., Válač J., 1956: Granitoidné horniny v Malých Karpatoch, ich geológia, petrografia a petrochémia, Geol. práce 42, Bratislava, — Dávidová Š., 1967: Mineralogia a geochemia pegmatitov Malých Karpát, Kandidátska disertačná práca, Bratislava, — Dávidová Š., 1968: Granaty z pegmatitov Malých Karpát, Draselné živec z pegmatitov Malých Karpát, Acta geol. et geogr. Univ. Com., Geologica 13, Bratislava, — Dávidová Š., 1970: Draselné živec z pegmatitov Malých Karpát, Acta geol. et geogr. Univ. Com., Geologica 21 (In Druck), Bratislava, — Drescher A., Kaden F. K., 1942: Beiträge zur Kenntnis der Migmatit und Assimilationsbildung sowie der syntetischen Reaktionsformen, Chem. Erde 40, Jena, — Fersman A. E., 1940: Pegmatity, Moskva, — Ginsburg A. I., 1955: Mineralogico-geochemičeskaja charakteristika litievyx pegmatitov, Trudy miner. musea 7, Moskva, — Kameron E., Džans R., Mak-Nejr A. N., Pejdž J. J., 1951: Vnútrenneje strojenje granitnyx pegmatitov, Moskva, — Kantor J., 1959: Prispěvok k poznaniu veku niektorých granitov a s nimi spätych ložísk Západných Karpát, Acta Geol. et Geogr. Univ. Com. 2, Bratislava, — Koutek J., Zoubek V., 1936: Správa o geologických studiích a mapování v okolí Bratislav, Věstu. St. geol. úst. 12, Praha, — Koutek J., Zoubek V., 1936: Geologická mapa 1:25 000, Archiv Geol. úst. D. Stúra, Bratislava, — Krylova M. D., 1962: K voprosu ob opredelenii temperatur obrazovaniya porod po metodu F. T. W. Barth, Geochem. 6, Moskva, — Matějka A., Máška M., Zoubek V., 1960: Tektonic Development of Czechoslovakia, Praha, — Nedumov I. B., 1962: Osobennosti genezisa redkometalnych pegmatitov odnogo iz polej Sibiri, Trudy In-ta Miner. geochim. i kristalochim. red. elem. 8, Moskva, — Bosenquist J. Th., 1950: Some investigations in the crystal chemistry of silicates II. The orientation of perthite lamellae in feldspars, Norsk. Geol. Tidskr. 28, Oslo, — Rudenko S. A., 1954: Morfologo-genetičeskaja klassifikacija perititovych srastanij, Zap. vsesoj. miner. obšč. 83, Moskva, — Schneiderhöhn H., 1961: Die Erzlagerstätten der Erde. II. Die Pegmatite, Stuttgart, — Schroll E., Tauber A. F., Wieden P., 1965: Nordliches und mittleres Burgenland. Die Granitsteinbrücke von Wolfsthal, Fortschr. Miner. 42, 1, Stuttgart, — Slepnev Ju. S., Melentjev G. B., Filippova Ju. I., 1963: Procesy mineraloobrazovaniya v redkometalnych granitnyx pegmatitach, formujuščiejsja v nespokojnoj tektoničeskoj obstanovke, Trudy in-ta Miner. geochim. i kristalochim. red. elem. 16, Moskva, — Soldatos K., 1962: Ueber die kryptoperthitische Albit-Ausscheidung in Mikroklinperthiten, Norsk. Geol. Tidskr. 42, Oslo, — Soldatov N. A., 1961: Glavnije tipy redkometalnych granitnyx pegmatitov, Trudy in-ta Miner. geochim. i kristalochim. red. elem. 5, Moskva, — Soldatov N. A., 1962: Zonafnosť redkometalnych granitnyx pegmatitov, Trudy in-ta Miner. geochim. i kristalochim. red. elem. 8, Moskva, — Soldatov N. A., Filippova Ju. I., 1965: Zonafnosť redkometalnych pegmatitovych púrkov i príčiny vznikovenia, Novye dannye po geologii geochimii i genezisu pegmatitov, Moskva, — Spencer E., 1938: The potash-soda feldspars. II. Some applications to petrogenesis, Mineral. Mag. 25, London, — Válač J., 1954: Žulové pegmatity Malých Karpát, Geol. shorn. Slov. akad. vied 1, Bratislava, — Vlasov K. A., 1952: Teksturno-paragenetičeskaja klasifikacija granitnyx pegmatitov, Izv. AN SSSR, ser. geol. 2, Moskva-Leningrad, — Vlasov K. A., 1956: Faktory obrazovaniya rozličnych tipov redkometalnych granitnyx pegmatitov, Izv. AN SSSR, ser. geol. 1, Moskva-Leningrad, — Vlasov K. A., 1961: Principy klassifikacii granitnyx pegmatitov i ich teksturno-paragenetičeskije tipy, Izv. AN SSSR, ser. geol. 1, Moskva-Leningrad.

Zur Veröffentlichung empfohlen von B. Cambel.