

Sbor. geol. věd	Geologie 40	Str. 35—61	12 obr.	7 tab.	4 přil.	Praha 1985 ISSN 0581-9172
--------------------	----------------	---------------	------------	-----------	------------	------------------------------

Gabroidy v mirovickém metamorfovaném ostrově

Gabbroids in the Mirovice metamorphic islet

Vlasta Ledvinková¹

Předloženo 3. ledna 1983

Ledvinková V. (1985): Gabroidy v mirovickém metamorfovaném ostrově. — Sbor. geol. věd, Geol., 40, 35—61. Praha.

V ý t a h : Hlubinné bazické vyvřeliny v širším okolí Mírotic jsou součástí středočeského plutonu a vystupují uvnitř granitoidů sázavského typu. Mineralogicky jsou charakteristické relativně vysokými podíly draselného živce a biotitu, chemicky vysokými podíly K₂O, které i při relativně vysoké bazicitě hornin je v převaze nad Na₂O, vysokým podílem MgO a P₂O₅. Těmito znaky se blíží horninám lamproidního charakteru. Podle pozice v klasifikačním systému vyvřelých hornin jde hlavně o melamonzonit, melamonzogabro a gabro.

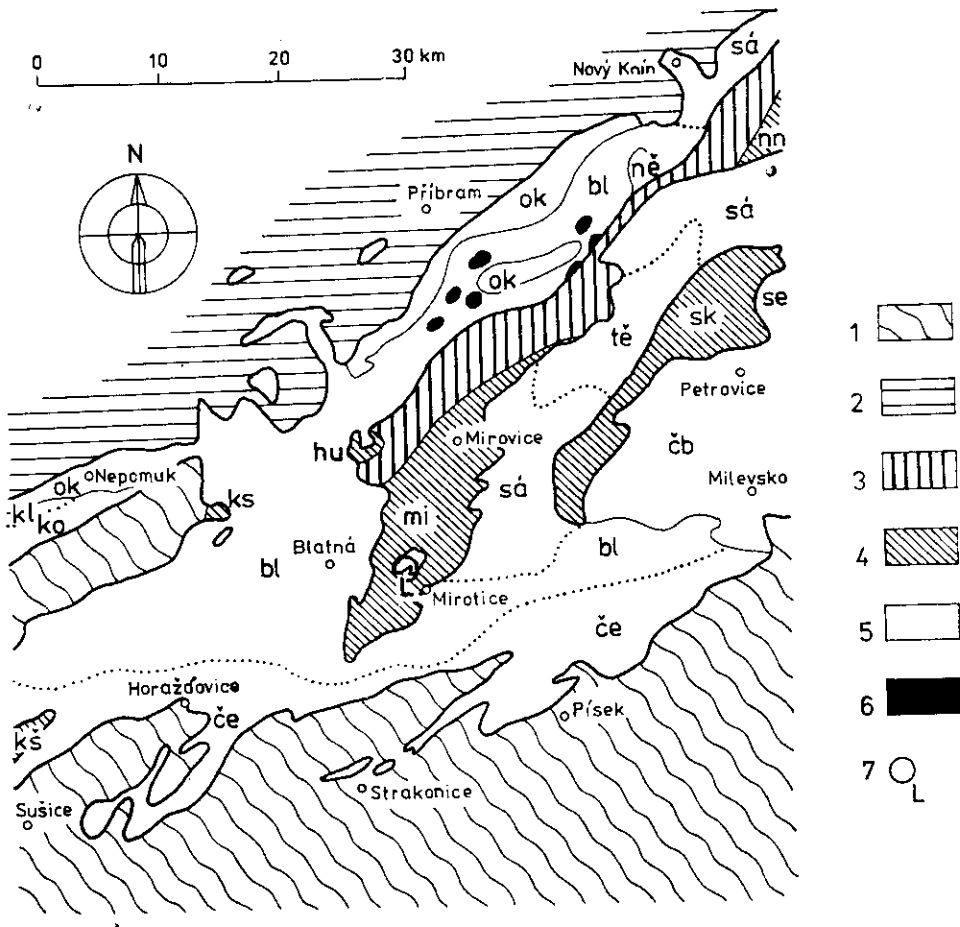
¹ Ústřední ústav geologický, Malostranské nám. 19, 118 21 Praha 1

Úvod

V rámci systematického výzkumu prováděného Ústředním ústavem geologickým v oblasti středočeského plutonu jsem se zabývala dosud málo prozkoumanými výskyty hlubinných bazických vyvřelin v jižní části mirovického ostrova. Typickým znakem této části ostrova jsou časté proniky granitoidů sázavského typu s hojnými uzavřeními, krami a tělesy dioritů a gaber (Ž e ž u l k o v á et al. 1978). Tyto horniny se vyskytují zejména z. od Mírotic v okolí Lučkovic (obr. 1).

Největší gabroidní těleso o rozměrech 350×150 m, protažené shodně s foliáci mirotických ortorul, leží sv. od Lučkovic a je odkryto lomem na okraji lesa u cesty jdoucí na Z od samoty Brejle. Částečně zahloubený lom o stěně dlouhé 25 m a vysoké 10 m je v současné době mimo provoz. Poslední těžbu zde provádělo družstvo Jihokámen. Materiál se používal jako dekorační kámen v kamenických dílnách v Příleповě; malá zásoba tohoto materiálu ještě v dílnách zůstala. Na několika dalších místech jsou stopy po těžebních pracích, zejména v podobě drobných příležitostných zálomů.

Bazickými horninami ve středočeském plutonu se zabývala řada autorů. Steinocher (1969) odhadl plochu těchto hornin na 20 km². Souhrnný přehled poznatků o těchto horninách lze nalézt v práci K n o t k a (1977). Jediná



1. Poloha studovaného území v širším geologickém rámci

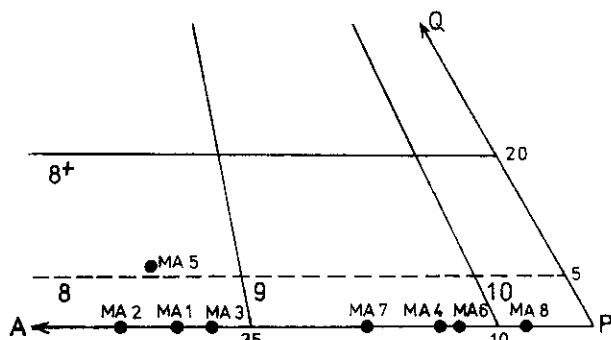
1 — moldanubikum; 2 — barrandienské proterozoikum a paleozoikum; 3 — jilovské pásmo; 4 — metamorfované ostrovy: nn — netvořicko-neveklovský, sk — sedlčansko-krásnohorský, mi — mirovický, hu — hudčický, ks — kasejovický, kš — kašovický; 5 — granitoidy střeodočeského plutonu: ok — okrajový, ně — něčinský, sá — sázavský a kozárovický, tě — těchnický, se — sedlčanský, čb — typ Čertova břemene, bl — blatenský, če — červenský, ko — kozlovský, kl — klatovský; 6 — gabroidy. Podle O. Kodyma jun. in J. Svoboda et al. (1966); 7 — studované území

stručná poznámka o tělese u Lučkovice, která je předmětem předložené práce. je ve studii URBANA (1933).

Petrografické typy

Horniny lučkovické oblasti se vyznačují velkou pestrostí, která se projevuje širokou zrnitostí škálou od drobnozrnných až po velmi hrubě zrnité. Modální složení hornin je rovněž variabilní. Z výsledků modálních analýz a podle klasi-

fikace A. Streckeiseena (1976) vyplývá, že složení kolísá od pyroxen-biotit-amfibolického melamonzonitu přes biotit-amfibolický melamonzonit s pyroxenem, biotit-pyroxen-amfibolické melamonzogabro až po biotit-amfibolické gabro (obr. 2). Všechny studované horniny lučkovické oblasti mají všesměrnou texturu. Struktura horniny je hypautomorfně zrnitá, často s porfyrickým vývojem amfibolu. Podle variací struktury a zrnitosti lze rozlišit následujících pět typů, lišících se také variabilitou modálního složení.



2. Postavení hornin lučkovické oblasti podle modálního složení v klasifikaci A. Streckeiseena (1976). Výřez z klasifikačního diagramu

Pole: 8 — monzonit; 8+ — kvarcmonzonit; 9 — monzodiorit, monzogabro; 10 — gabro, diorit, anortosit

Seznam analyzovaných vzorků:

MA — modální analýza, AMAM — chemická analýza amfibolu na elektronové mikrosondě, AMBI — chemická analýza biotitu na elektronové mikrosondě, AMPY — chemická analýza pyroxenu na elektronové mikrosondě, AMPL — chemická analýza plagioklasu na elektronové mikrosondě, CHA — chemické analýzy horniny.

Velmi hrubě porfyrický biotit-amfibolický melamonzonit s pyroxenem. 300 m jz. od lučkovického lomu, 750 m vjv. od obce Lučkovice (MA-1; AMAM-1, 2, 3, 4; AMBI-7; AMPY-1; AMPL-1; CHA-1).

Hrubě porfyrický pyroxen-biotit-amfibolický melamonzonit. 300 m jz. od lučkovického lomu, 750 m vjv. od obce Lučkovice. (MA-2; AMAM-5, 6; AMBI-6; AMPY-2, 3, 4; AMPL-2; CHA-2).

Středně zrnitý pyroxen-biotit-amfibolický melamonzogabro. Lučkovický lom, 900 m v. od obce Lučkovice (MA-3; AMAM-7, 8; AMBI-4; AMPY-5; AMPL-4; CHA-3).

Středně zrnitý biotit-pyroxen-amfibolický melamonzogabro. Lučkovický lom. (MA-4; AMBI-5; AMPY-6; CHA-4).

Středně zrnitý biotit-amfibolický melakvarcmonzonit s pyroxenem. 550 m jv. od lučkovického lomu. (MA-5; CHA-5).

Drobnozrný biotit-amfibol-pyroxenický melamonzogabro. Lučkovický lom. (MA-6; AMAM-9, 10; AMBI-3; AMPY-8; AMPL-3; CHA-6).

Drobnozrný biotit-amfibolický melamonzogabro s pyroxenem. Lučkovický lom. (MA-7; AMBI-2; AMPY-7; CHA-7).

Biotit-amfibolické gabro s jehlicovitým vývojem amfibolitu. Lučkovický lom. (MA-8; AMAM-11, 12; AMBI-1; AMPL-5; CHA-8).

Tabulka 1

Modální složení hornin ze studované oblasti

	MA-1	MA-2	MA-3	MA-4	MA-5	MA-6	MA-7	MA-8
křemen	—	—	—	—	5,3	—	—	—
K-živce	4,6	6,8	10,8	4,5	21,6	4,0	4,3	2,9
plagioklas	6,4	7,5	14,3	26,1	30,1	23,5	14,5	39,8
amfibol	65,3	55,9	32,2	47,1	30,7	22,8	49,0	39,5
biotit	16,0	16,2	19,8	8,7	7,1	13,2	23,1	11,4
pyroxen	4,1	9,9	17,1	10,2	1,7	30,8	4,0	—
apatit	2,1	1,9	2,1	2,0	1,5	2,5	3,0	1,4
ostat. akces.	0,7	0,9	2,3	1,2	1,6	2,4	1,7	0,8
sek. minerály	0,8	0,9	1,4	0,2	0,4	0,8	0,4	4,2
Σ	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0

a) Velmi hrubě porfyrický typ. — Hornina se vyznačuje již makroskopicky velmi nápadnými až 30 mm velkými, krátce sloupcovitými krystaly amfibolu. Ve výbruse má amfibol různé odstíny zelené barvy. Uzavírá hojně krystalky apatitu, bazický plagioklas (až An_{85}), ojediněle titanit a opakní minerály. Vyrostitice amfibolu bývají od středu značně biotitizovány. Monoklinický pyroxen je zachován pouze jako relikv v jádrech některých vyrostlic amfibolu. Základní hmota je tvořena plagioklasem bazicity An_{45-80} , draselným živcem, zeleným amfibolem se sklonem k automorfnímu omezení proti draselnému živci, v menší míře je přítomen biotit. Modálně tento typ odpovídá biotit-amfibolickému melamonzonitu s pyroxenem (modální analýza MA-1, příl. III-1).

b) Hrubě porfyrický typ. — Liší se od typu „a“ menší velikostí vyrostlic amfibolu (5–10 mm) a větším obsahem monoklinického pyroxenu, který tvoří relikty ve vyrostlicích amfibolu. V drobnozrnné základní hmotě tvoří pyroxen automorfně až hypautomorfně omezená zrnka. Modálně tento typ odpovídá pyroxen-biotit-amfibolickému melamonzonitu (MA-2, příl. II-1).

c) Stejnoměrně středně zrnitý typ. — Tento typ, odkrytý lučkovickým lomem, je nejrozšířenější varietou gabroidních hornin ve studované oblasti. V tomto masívním černošedém typu lze makroskopicky rozeznat zrna černého amfibolu, živce a malé množství biotitu. Všechny součástky jsou zhruba velikostně vyrovnané. V jádrech některých amfibolů jsou dobře patrné relikty klinopyroxenu. Též samostatné krystalky pyroxenu jsou zatlačovány amfibolem. Hnědý biotit tvoří nepravidelně omezené lupínky. Světlé minerály jsou zastoupeny plagioklasem An_{40-70} a xenomorfním draselným živcem. Z akcesorií je přítomen apatit, titanit, zirkon a ortit. Sekundární je malé množství prehnitu,

epidotu a ojedinělého pumpellyitu(?). Modálně odpovídá hornina pyroxen-biotit-amfibolickému melamonzogabru (MA-3, MA-4, příl. I-1).

Od popsaného typu se odlišuje minerálním složením stejnoměrně středně zrnitá hornina, tvořící světlejší partie ve středně zrnitém melamonzogabru v lučkovickém lomu a drobnější tělíška v. od tohoto lomu. Obsahuje nevelké množství křemene, který spolu s draselným živcem vyplňuje prostory mezi ostatními minerály a má méně pyroxenu. Ostatní minerály mají stejný charakter jako v melamonzogabru. Hornina podle modální analýzy (MA-5) odpovídá biotiticko-amfibolickému melakvarcomonzonitu.

d) Stejnoměrně drobně zrnitý typ. — Masivní hornina je tmavošedé barvy. V hornině je makroskopicky patrný černý amfibol, světle šedý živec, biotit v podružném množství. Všechny součástky jsou zhruba velikostně vyrovnané jako u předchozího typu. Nejhojnější mafit — v mikroskopu zelený amfibol — je hypautomorfní, poikilitický. Uzavírá v sobě hlavně apatit, biotit, vzácněji plagioklas (An_{90}), zirkon. Dalším mafitem je světle zelený pyroxen, který se vyskytuje v podobě relictů v amfibolu, nebo tvoří automorfní krystalky. Biotit vytváří xenomorfní tmavě hnědé šupinky. Světlé minerály jsou z největší části reprezentovány plagioklasem An_{40-60} . Draselný živec je xenomorfní a vyplňuje mezery mezi ostatními minerály. Z akcesorií je přítomen titanit, apatit, rudní minerál, zirkon. Sekundární je epidot, prehnit, vzácně se vyskytuje pumpellyit(?). Modálně tento typ odpovídá biotit-amfibol-pyroxenickému melamonzogabru (MA-6, příl. I-1).

Od tohoto typu se liší přibližně dvojnásobným množstvím biotitu a podružným množstvím pyroxenu drobnozrnitý typ, v malé míře zastoupený v lučkovickém lomu. Modálně odpovídá biotit-amfibolickému melamonzogabru s pyroxenem (MA-7).

e) Typ s jehlicovitým vývojem amfibolu. — Je to tmavošedá hornina, která je charakteristická dlouze prizmatickým až jehlicovitým vývojem černého amfibolu, dosahujícího délky až 10 mm při šířce 1 mm. V mikroskopu lze pozorovat hypautomorfní vývoj zeleného amfibolu. Amfibol poikiliticky uzavírá sloupečkovitý apatit, ojediněle biotit, bazický plagioklas An_{85} , rudní zrnka, zirkon. Amfibol bývá zdvojitý. Biotit tvoří nepravidelné šupinky, vyskytuje se v podřadném množství. Plagioklas An_{40-70} je automorfní. Xenomorfní draselný živec není tak hojný jako v ostatních typech. Modálně tento typ odpovídá biotit-amfibolickému gabru (MA-8, příl. II-2).

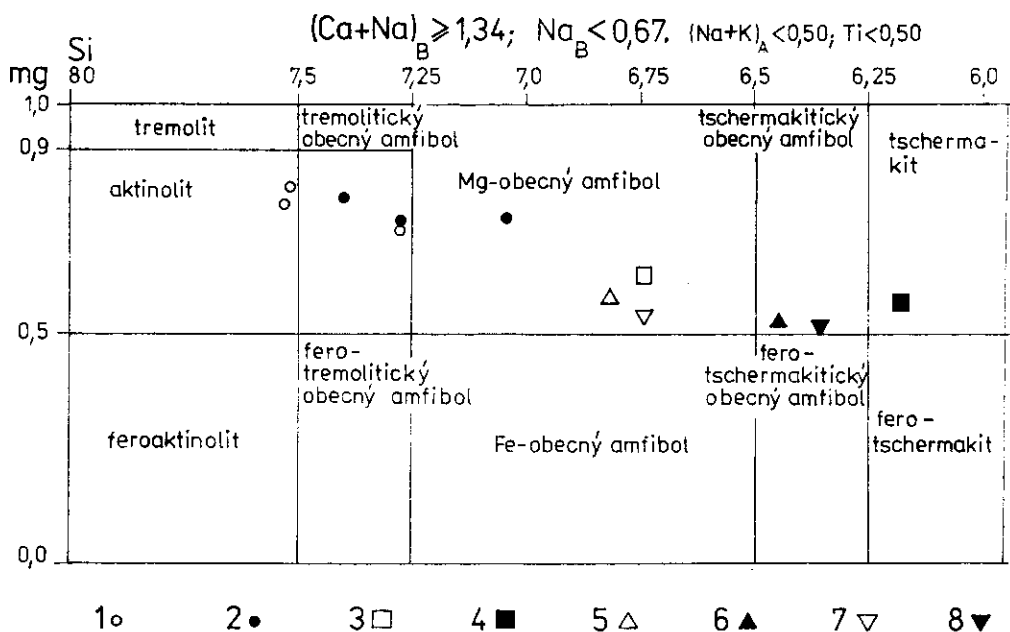
Horninotvorné minerály

Při výzkumu horninotvorných minerálů bylo vedle běžných optických vlastností ve výbruse sledováno hlavně jejich chemické složení pomocí elektronové mikrosondy. Analýzy byly prováděny na automatizovaném mikroanalýzátoru

ARL-SEMQ v Ústředním ústavu geologickém v Praze, s použitím programů modifikovaných Z. Kotrboou a R. Rybkou. Jako standardy byly použity přírodní minerály blízkého chemického složení. Údaje byly korigovány na chod přístroje a mrtvou dobu detektoru. Pomoc při analýzách poskytli: P. Jakeš, L. Jilemnická, Z. Kotrba a R. Rybka. Analýzy byly provedeny za standardních operačních podmínek.

Amfibol

Amfiboly jsou nejhojněji zastoupenými minerály ve studovaných horninách. Jejich množství kolísá od 30 do 65 %. Tvoří jednak vyrostlice, jednak jsou přítomny v základní hmotě. Vyrostlice jsou reprezentovány krátce sloupcovitými nebo izometrickými automorfně a hypautomorfně omezenými jedinci (přil. IV-1). Ve středně a drobně zrnitém typu jsou amfiboly omezeny většinou hypautomorfně až xenomorfně. Téměř dokonalou automorfii se vyznačují zrna obklopená K-živcem. V hrubě porfyrických typech bývají vyrostlice od středu biotitizovány. Někteřa zrna mají zachována pyroxenová jádra. Studované



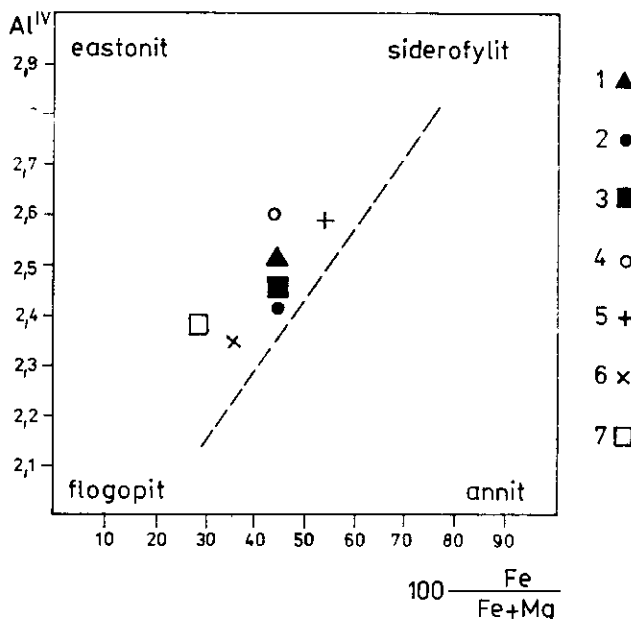
3. Klasifikační diagram Ca-amfibolů (podle B. E. Leaka 1978)

1 — okraj, 2 — jádro amfibolu velmi hrubě porfyrického biotit-amfibolického melamonzonitu s pyroxenem; 3 — okraj, 4 — jádro amfibolu z hrubě porfyrického pyroxen-biotit-amfibolického melamonzogabra středně zrnitého; 5 — okraj, 6 — jádro amfibolu z drobnozrnitého biotit-pyroxen-amfibolického melamonzogabra; 7 — okraj, 8 — jádro z biotit-amfibolického gabra s jehlicovitým vývojem amfibolu

amfiboly se vyznačují výrazným pleochroismem. Pro Z je tmavozelená barva, pro Y olivově zelená a pro X je světle zelená. Hodnoty $-2V$ se pohybují v rozmezí $66-78^\circ$. Výsledky chemických analýz z elektronové mikrosondy jsou uvedeny v tabulce 2. Veškeré železo je uvedeno jako FeO. Pro zařazení

4. Vztah mezi hlavními oktaedrickými (Mg, Fe) a tetraedrickými (Si, Al) komponentami v biotitech hornin lučkovické oblasti

1 — biotit z biotit-amfibolického gabra; 2 — biotit z drobnozrnného pyroxen-biotit-amfibolického melamonzogabra; 3 — biotit z drobnozrnného biotit-amfibol-pyroxenického melamonzogabra; 4 — biotit ze středně zrnitého pyroxen-biotit-amfibolického melamonzogabra; 5 — biotit ze středně zrnitého biotit-pyroxen-amfibolického melamonzogabra; 6 — biotit z hrubě porfyrického pyroxen-biotit-amfibolického melamonzonitu; 7 — biotit z velmi hrubě porfyrického biotit-amfibolického melamonzonitu s pyroxenem



amfibolů byl použit klasifikační diagram Le a k a (1978) (obr. 3). Podle této klasifikace patří studované amfiboly do skupiny vápenatých amfibolů $[(Ca + Na_B) \geq 1.34; Na_B < 0.67]$. Amfiboly hrubě a velmi hrubě porfyrických typů spadají do pole Mg-obecného amfibolu, aktinolitického obecného amfibolu a aktinolitu. Vyznačují se vysokým poměrovým číslem hořečnatosti mg $[Mg/(Mg + Fe^{tot.})]$ od 0,73 do 0,82, nízkou železnatostí, nízkým obsahem oktaedrického hliníku, nízkými obsahy Ti a alkálií. Amfiboly středně zrnitého melamonzogabra, drobnozrnného melamonzogabra a amfiboly biotit-amfibolického dioritu s jehlicovitým vývojem amfibolu spadají do pole obecného amfibolu, tšermakitického obecného amfibolu a tšermakitu. Tyto amfiboly se od amfibolů z hrubě porfyrických monzonitů liší poklesem hořečnatosti, vyšší železnatostí, vyšším obsahem oktaedrického hliníku a zároveň i vyššími obsahy titanu a alkálií.

Tabulka 2

Složení amfibolů z lučkovické oblasti

	AMAM-1	AMAM-2	AMAM-3	AMAM-4	AMAM-5	AMAM-6
SiO ₂	48,97	51,24	50,67	53,50	52,56	53,20
TiO ₂	0,41	0,35	0,62	0,56	0,68	0,14
Al ₂ O ₃	7,59	6,15	6,33	4,66	4,15	3,33
FeO	10,70	10,03	10,15	9,45	8,75	8,07
MnO	0,15	0,17	0,21	0,20	0,15	0,14
MgO	16,59	17,38	16,80	17,73	19,33	19,90
CaO	11,83	11,61	10,68	10,94	12,03	12,47
Na ₂ O	0,92	0,80	1,14	0,75	0,56	0,17
K ₂ O	0,74	0,55	0,51	0,39	0,33	0,36
Σ	97,90	98,28	97,10	98,16	98,53	97,70

Krystalochemické vzorce amfibolu na základě 23 O

	AMAM-1	AMAM-2	AMAM-3	AMAM-4	AMAM-5	AMAM-6
T Si	7,05	7,28	7,28	7,55	7,40	7,51
Al ^{IV}	0,95	0,72	0,72	0,45	0,60	0,49
C Al ^{VI}	0,54	0,31	0,35	0,32	0,09	0,06
Ti	0,04	0,04	0,08	0,08	0,07	0,01
Mg	3,56	3,68	3,60	3,78	4,05	4,19
Fe	0,86	0,97	0,97	0,82	0,79	0,74
B Fe	0,43	0,22	0,26	0,29	0,22	0,21
Mn	0,02	0,02	0,04	0,04	0,02	0,02
Ca	1,82	1,77	1,65	1,65	1,81	1,89
Na	—	—	0,05	0,01	—	—
A Na	0,26	0,22	0,16	0,18	0,15	0,10
K	0,14	0,10	0,08	0,08	0,05	0,03
Mg	0,75	0,73	0,75	0,77	0,80	0,82

Biotit

Biotit je přítomen ve všech typech studovaných hornin lučkovické oblasti. Jeho množství je značně proměnlivé. Velmi hojný je v porfyrických typech, kde často tvoří drobné šupinky ve vnitřních partiích vyrostlíc amfibolu. Vzácněji tvoří samostatné hypautomorfní lupínky. Biotit se vyznačuje výrazným pleochroismem; podle X světle žlutá, podle YZ tmavohnědá, někdy okrově hnědá. V některých lupíncích biotitu je možno pozorovat bezbarvé čočkovité útvary až žilky prehnutí na plochách bazální štěpnosti, místy také žlutý epidot. Vzácně je biotit spjatý s pumpellyitem(?).

Tabulka 2

AMAM-7	AMAM-8	AMAM-9	AMAM-10	AMAM-11	AMAM-12
41,22	45,70	43,30	46,32	41,57	44,65
1,44	1,02	1,69	1,22	1,93	1,28
14,47	8,59	11,89	9,40	11,65	9,40
15,57	15,18	17,12	15,92	17,45	17,26
0,30	0,40	0,38	0,40	0,28	0,36
11,55	14,16	10,74	12,52	10,25	11,29
9,93	10,81	10,60	10,59	10,84	10,53
1,18	1,28	1,21	0,98	1,31	1,07
1,25	0,93	1,48	1,11	1,45	1,14
96,90	98,07	98,43	98,51	96,73	96,97

AMAM-7	AMAM-8	AMAM-9	AMAM-10	AMAM-11	AMAM-12
6,19	6,75	6,45	6,81	6,35	6,74
1,81	1,25	1,55	1,19	1,65	1,26
0,75	0,25	0,54	0,44	0,45	0,41
0,16	0,11	0,19	0,13	0,22	0,14
2,58	3,12	2,39	2,74	2,33	2,54
1,51	1,52	1,88	1,69	2,00	1,91
0,44	0,36	0,26	0,27	0,23	0,27
0,03	0,05	0,05	0,05	0,04	0,05
1,60	1,71	1,77	1,67	1,78	1,70
—	—	—	0,01	—	—
0,34	0,37	0,37	0,22	0,39	0,31
0,24	0,17	0,29	0,22	0,28	0,22
0,57	0,62	0,52	0,58	0,51	0,54

Pro klasifikační zařazení biotitu bylo použito čtyřsložkového diagramu rozpočteného na eastonit, flogopit, siderofylit a annit (obr. 4). Projekční body biotitu se soustřeďují do pásu zhruba mezi flogopitem a siderofylitem, mírně posunutého k vrcholu eastonitu od trendové linie běžných magmatických hornin. Ve všech typech převládá Mg nad Fe.

Analýzy na mikrosondě, které stanovují sumární Fe, neumožňují použít ternárního klasifikačního diagramu podle Fosterové (1960); jestliže však zanedbáme mocenství Fe a zaneseme ho do uvedeného diagramu v sumární podobě jako Fe^{2+} , dojde tím pochopitelně k určitému zkreslení posunu bodů směrem ke spojnici $\text{Mg}-(\text{Fe}^{2+} + \text{Mn})$. Protože však analogicky podle výsledků

Tabulka 3

Složení biotitů z hornin lučkovické oblasti

	AMBI-1	AMBI-2	AMBI-3	AMBI-4	AMBI-5	AMBI-6	AMBI-7
SiO ₂	36,18	37,36	37,63	35,42	36,43	38,30	38,85
TiO ₂	2,80	2,51	3,32	3,10	1,99	3,72	2,48
Al ₂ O ₃	14,83	15,14	15,93	15,57	15,69	14,13	14,91
FeO	19,15	19,31	17,89	17,81	16,39	14,91	13,00
MnO	0,27	0,22	0,30	0,24	0,22	0,16	0,15
MgO	13,81	13,49	13,31	13,60	17,07	15,71	18,17
Na ₂ O	0,08	0,14	0,30	0,12	0,06	0,11	0,12
K ₂ O	8,32	8,48	9,13	9,68	7,95	9,13	9,36
Σ	95,43	96,65	97,67	95,53	95,79	96,17	97,08

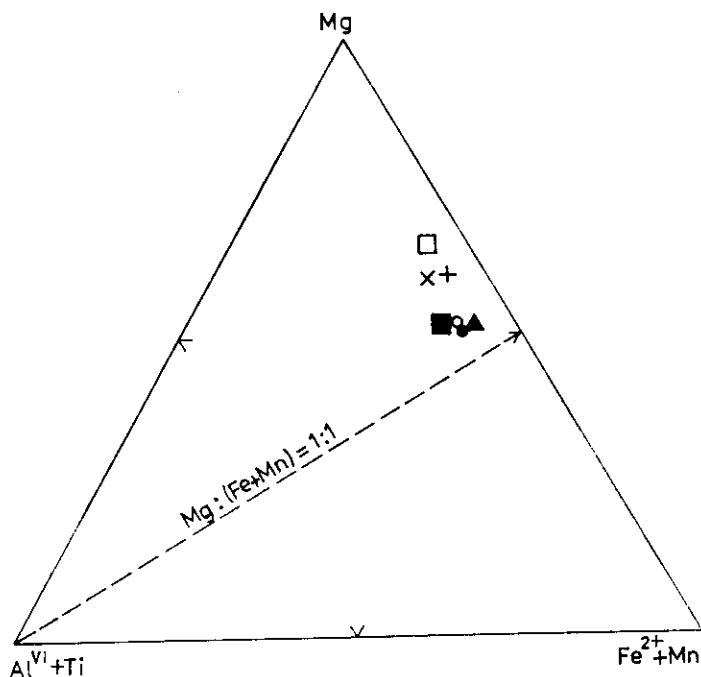
Krystalochemické vzorce biotitu na základě 22 O

	AMBI-1	AMBI-2	AMBI-3	AMBI-4	AMBI-5	AMBI-6	AMBI-7
Si	5,49	5,58	5,54	5,39	5,41	5,65	5,62
Al ^{IV}	2,51	2,42	2,46	2,61	2,59	2,35	2,38
Al ^{VI}	0,14	0,25	0,31	0,18	0,16	0,11	0,17
Ti	0,32	0,28	0,37	0,35	0,22	0,42	0,27
Fe	2,43	2,41	2,20	2,27	2,04	1,84	1,57
Mn	0,04	0,03	0,04	0,03	0,03	0,02	0,02
Mg	3,12	3,00	2,92	3,07	3,78	3,45	3,92
Na	0,02	0,04	0,05	0,04	0,02	0,03	0,04
K	1,61	1,62	1,75	1,87	1,51	1,78	1,73
Y	6,05	5,97	5,84	5,90	6,23	5,84	5,95
XX	1,82	1,62	1,80	1,91	1,53	1,81	1,77

chemických analýz biotitů gaber ze středočeského plutonu, provedených mokrou cestou, jak je uvádí Fiala a Vejnar (1976), vyplývá, že podíl Fe³⁺ v těchto biotitech je relativně nízký, můžeme s vědomím výše uvedené nepřesnosti diagram Fosterové (1960) použít. Z obrázku je zřejmé, že všechny analyzované biotity spadají nad linii Fe:Mg = 1 do pole hořečnatých biotitů (obr. 5).

Monoklinický pyroxen

Pro studium monoklinického pyroxenu bylo vybráno 8 vzorků z různých strukturních typů monzonitových a gabroidních hornin z lučkovické oblasti. Množství monoklinického pyroxenu v jednotlivých typech je značně proměn-



5. Ternární diagram oktaedrických kationtů v biotitech. Upraveno podle M. Fosterové (1960)
(Vysvětlivky k symbolům jsou stejné jako u obr. 4)

livé, zřejmě v závislosti na různém stupni nahrazení anfibolem (příl. IV-2). Nejhojněji je zastoupen v hrubě porfyrickém pyroxen-biotit-amfibolickém melamonzonitu. Tvoří krátce sloupcovité, vzácněji dlouze sloupcovité krystaly nebo izometricky omezená zrna, s různým stupněm automorfie, která závisí na obklopujícím prostředí. Automorfně omezená zrna bývají obklopená draselným živcem. Pyroxen je skoro bezbarvý nebo nazelenalý, téměř neplechroický. Pro zařazení analyzovaných pyroxenů bylo použito klasifikačního diagramu Poldervaarta a Hesse *in* Deer - Howie - Zussman (1974). V tomto klasifikačním diagramu spadají projekční body pyroxenů do pole augitu, salitu, endiopsidu, výjimečně až do pole diopsidu. Zákonitosti tohoto rozptylu se na jednotlivých petrografických odrůdách výrazně neprojevují (obr. 6).

Plagioklas

Množství plagioklasu ve studovaných horninách kolísá od 6,5 do 40 %. Plagioklas tvoří ve výbruse automorfně nebo hypautomorfně omezená zrna. Je jemně lamelovaný, někdy zonální. Bazicitu plagioklasů byla měřena na Fjodorově univerzálním stolku metodou Becke-Beckera. Několik vybraných vzorků

Tabulka 4

Složení pyroxenů z hornin lučkovické oblasti

	AMPY-1	AMPY-2	AMPY-3	AMPY-4	AMPY-5	AMPY-6	AMPY-7	AMPY-8
SiO ₂	54,73	53,74	55,59	54,80	52,59	54,12	53,73	54,31
TiO ₂	0,13	0,04	0,04	0,04	0,01	0,16	0,15	0,29
Al ₂ O ₃	2,14	2,53	0,71	1,58	0,91	1,85	1,58	1,27
FeO	6,51	5,16	6,15	5,41	6,98	9,09	10,71	5,80
MnO	0,24	0,20	0,26	0,32	0,34	0,51	0,58	0,29
MgO	16,12	16,80	14,98	16,03	15,78	15,25	14,33	15,82
CaO	20,95	21,27	21,69	21,56	24,38	19,46	18,87	21,99
Na ₂ O	0,34	0,19	0,33	0,19	0,30	0,48	0,38	0,29
K ₂ O	0,07	0,01	0,02	0,06	0,02	—	0,03	—
Σ	101,23	99,94	99,76	99,90	101,38	100,93	100,38	99,96

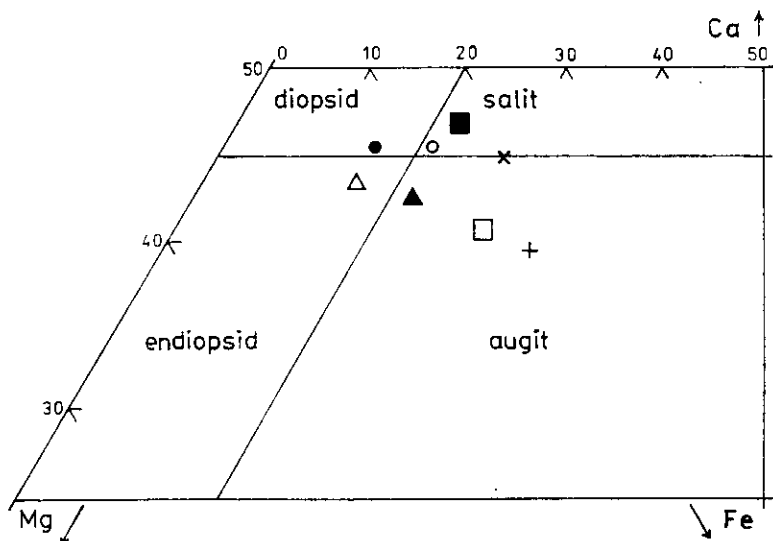
Krystalochemické vzorce pyroxenu na základě 6 O

	AMPY-1	AMPY-2	AMPY-3	AMPY-4	AMPY-5	AMPY-6	AMPY-7	AMPY-8
Si	1,98	1,96	2,04	2,00	1,94	1,98	1,99	1,98
Al ^{IV}	0,02	0,04	—	—	0,04	0,02	0,01	0,02
Al ^{VI}	0,07	0,07	0,03	0,07	—	0,06	0,06	0,06
Ti	0,001	0,004	—	0,001	0,003	0,005	0,01	0,01
Fe	0,20	0,16	0,19	0,12	0,21	0,28	0,33	0,18
Mn	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,02	0,01
Mg	0,87	0,91	0,82	0,87	0,86	0,83	0,79	0,86
Ca	0,81	0,83	0,85	0,84	0,96	0,76	0,75	0,86
Na	0,01	0,02	0,02	0,05	0,02	0,03	0,03	0,01
K	0,001	0,003	—	0,003	—	—	0,01	—
Fe	11,11	8,42	10,69	7,07	11,08	14,97	18,52	15,95
Mg	46,03	47,89	43,85	47,28	42,16	44,39	41,80	45,03
Ca	42,86	43,68	45,45	45,65	47,06	40,64	39,68	45,03

bylo též analyzováno pomocí elektronového mikroanalyzátoru (tab. 5). Bazicitu plagioklasů se pohybuje v širokém rozmezí. U středů plagioklasů kolísá od An₃₅ do An₈₅, okraje se vyznačují bazicitou od An₄₀ do An₆₀. Plagioklasy uzavřené v amfibolech dosahují bazicity až An₉₀. Jádra plagioklasu bývají postižena sericitizací různého stupně.

Draselný živec

Draselný živec tvoří xenomorfní výplně mezi ostatními minerály. Jeho množství se pohybuje od 2,90 % v biotit-amfibolickém gabru (typ „e“) do 20 %



1 ▲ 2 △ 3 ○ 4 ● 5 ■ 6 □ 7 + 8 ×

6. Výřez z klasifikačního diagramu monoklinických pyroxenů (A. Polder-vaart a H. H. Hesse 1951 in W. A. Deer et al. 1974)

1 — pyroxen z velmi hrubě porfyrického melamonzonitu s pyroxenem; 2 — pyroxen z hrubě porfyrického pyroxen-biotit-amfibolického melamonzonitu; 3 — pyroxen z hrubě porfyrického pyroxen-biotit-amfibolického melamonzonitu; 4 — pyroxen z hrubě porfyrického biotit-pyroxen-amfibolického melamonzonitu; 5 — pyroxen ze středně zrnitého pyroxen-biotit-amfibolického melamonzogabra; 6 — pyroxen z biotit-pyroxen-amfibolického melamonzogabra středně zrnitého; 7 — pyroxen z drobnozrnitého pyroxen-biotit-amfibolického melamonzogabra; 8 — pyroxen z drobnozrnitého biotit-pyroxen-amfibolického melamonzogabra

v kvaremonzonitu. Draselný živec je nepertitický. Tmavé minerály (pyroxen, amfibol), obklopené draselným živcem, projevují automorfní omezení. Podle pozice ve struktuře horniny patří draselné živce k nejmladším minerálům v hornině.

Akcesorické minerály

Apatit. — Jeho množství je velmi proměnlivé. Největší je v hrubě porfyrickém melamonzonitu, kde podle modální analýzy dosahuje 3,5 %. V porfyrických varietách tvoří jednak sloupečkovité až jehlicovité krystaly délky kolem 1 mm, jednak automorfní izometrické průřezy. Někdy jsou krystaly porušeny a rozlámány.

Titanit je přítomen ve všech studovaných výbrusech. Vyskytuje se v podobě nepravidelných zrn od velikosti 0,05–0,1 mm. Někdy vytváří nepravidelná laločnatá zrna o velikosti až 2 mm.

Zirkon je rovněž přítomen ve všech studovaných výbrusech. Jeho množství

Tabulka 5

Složení plagioklasů z hornin lučkovické oblasti

	AMPL-1	AMPL-2	AMPL-3	AMPL-4	AMPL-5
SiO ₂	59,59	62,24	50,78	54,00	57,18
TiO ₂	0,02	0,02	—	0,06	—
Al ₂ O ₃	25,09	24,45	34,00	30,03	27,86
FeO	0,09	0,04	0,34	0,22	0,15
CaO	8,23	5,73	14,27	11,22	8,38
Na ₂ O	5,94	7,74	2,02	4,46	4,76
K ₂ O	0,19	0,10	0,06	0,24	0,13
Σ	99,16	100,35	101,46	100,18	98,51

Krystalochemické vzorce plagioklasů na základě 32 O

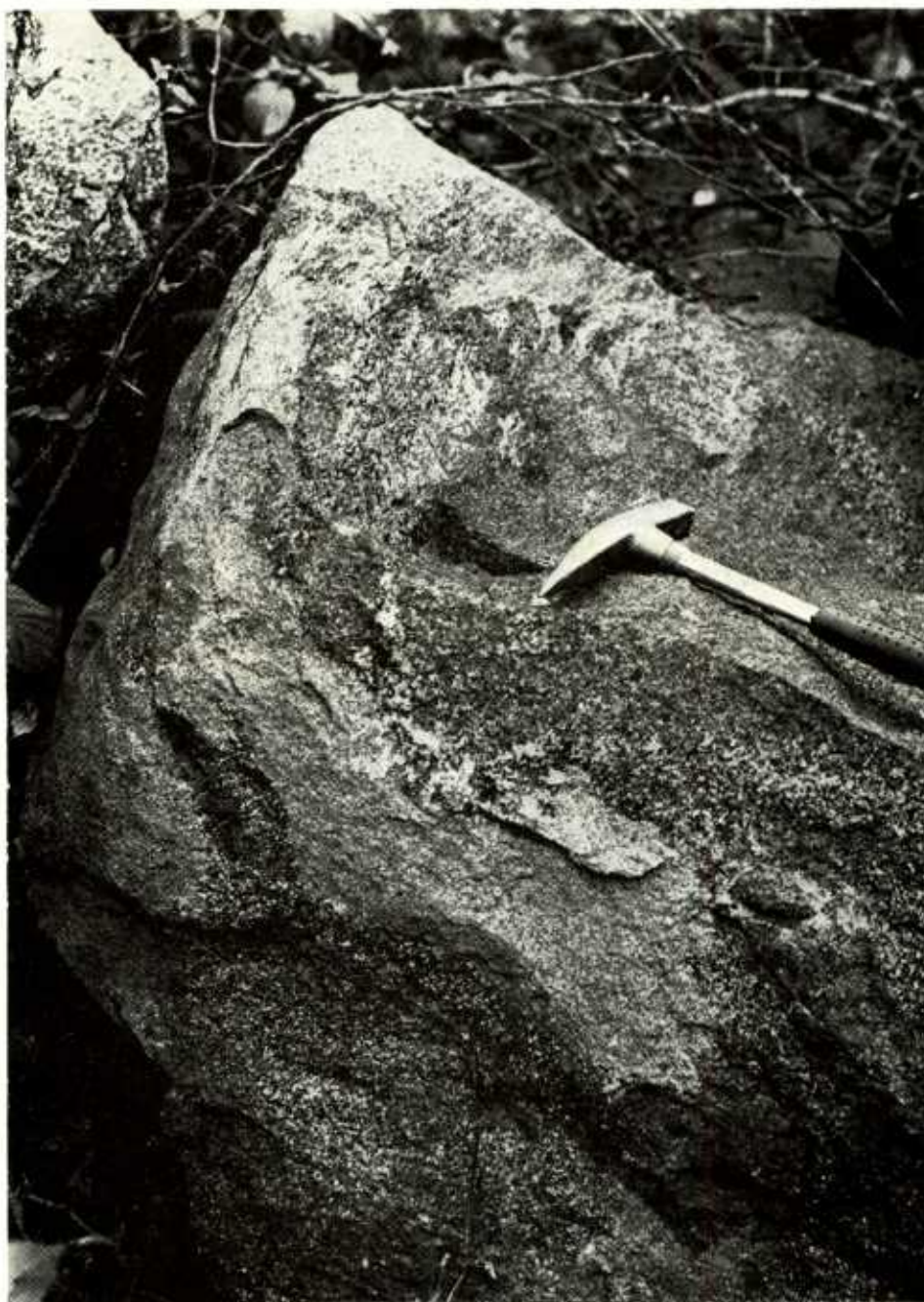
	AMPL-1	AMPL-2	AMPL-3	AMPL-4	AMPL-5
Si	10,69	10,98	9,07	9,75	10,31
Al	5,31	5,06	7,16	6,37	5,92
Ti	0,01	—	—	0,02	—
Fe	0,01	—	0,05	0,03	0,07
Ca	1,58	1,05	2,73	2,16	1,62
Na	2,06	2,67	0,69	1,55	1,66
K	0,04	—	0,01	0,05	0,03
Ab	56,0	71,8	20,1	41,2	50,2
An	42,9	28,3	79,6	57,5	48,9
Or	1,1	—	0,3	1,3	0,9

je velmi neupatrné. Tvoří nepravidelná zrnka, většinou uzavíraná v amfibolech. Vzácněji bývá omezen automorfně.

Rudní minerály. — Z oxidických je přítomen magnetit; ze sulfidických byl zastřežen pyrit a pyrhotin.

Sekundární minerály

Ze sekundárních minerálů se vyskytuje světle žlutozelený epidot, který tvoří nepravidelná zrna o velikosti 0,1–0,5 mm, nebo žilky v biotitu. Dalším sekundárním minerálem je prehnit, který tvoří rovněž nepravidelná zrna o velikosti 0,1 mm nebo téměř bezbarvé čokovité útvary na plochách štěpnosti biotitu. Vzácnější je modrozelený pumpellyit(?), který bývá rovněž svázán s biotitem.



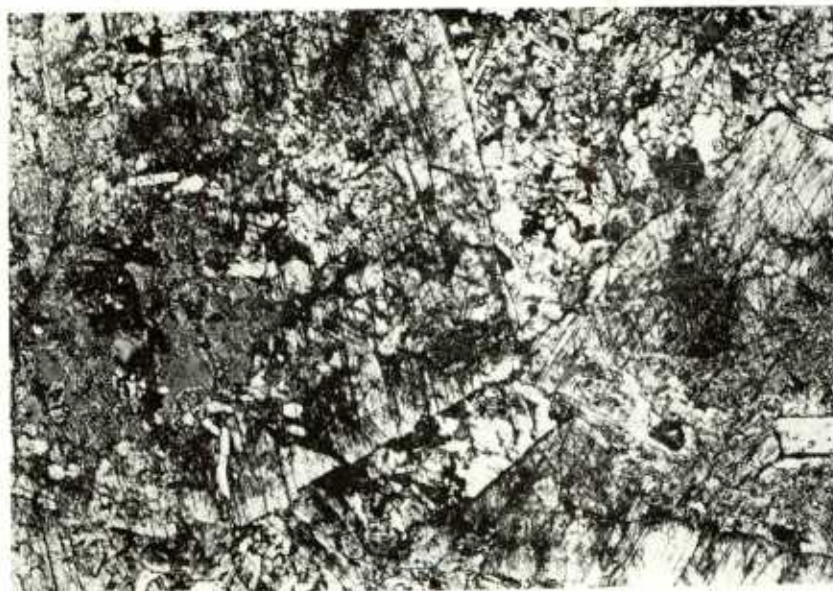
1. Stejnoseměrně drobně zrnité biotit-amfibol-pyroxenické melamonzogabro a středně zrnité pyroxen-biotit-amfibolické melamonzogabro. V horní části je patrné pegmatoidní nahromadění lžstovitého biotitu (vel. 4 cm). Lučkovický lom



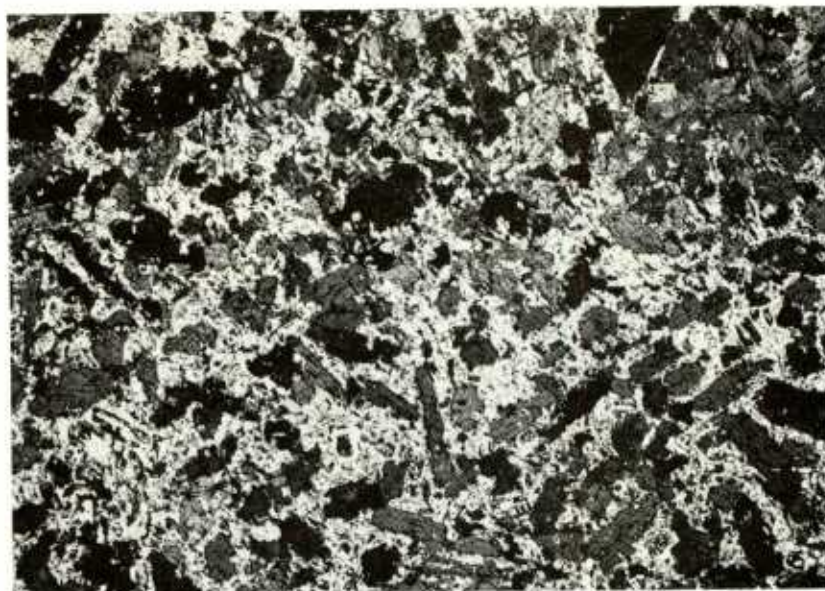
1. Makroskopický vzhled hrubě porfyrického pyroxen-biotit-amfibolického melamonzonitu ve výchozu asi 150 m zjz. od lučkovického lomu



2. Biotit-amfibolické gabro s jehlicovitým vývojem amfibolu (ve středu vzorku) a středně zrnité pyroxen-biotit-amfibolické melamonzogabro



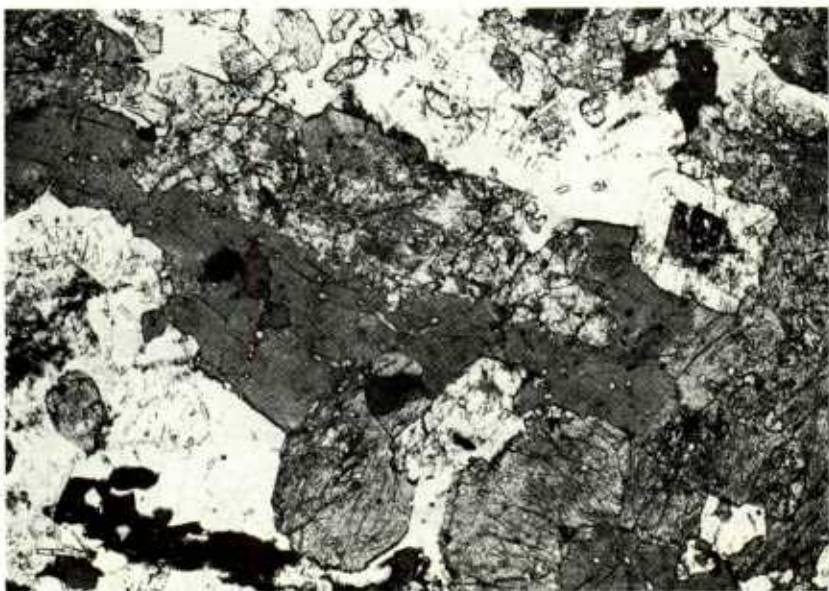
1. Velmi hrubě porfyrický biotit-amfibolický melamonzonit s pyroxenem. Vyrůstlice amfibolu jsou částečně biotitizovány. Zvětšeno 5 \times , bez analyzátoru



2. Biotit-amfibolické gabro. Dlouze sloupcovitý a jehlicovitý vývoj amfibolu. Zvětšeno 5 \times , bez analyzátoru



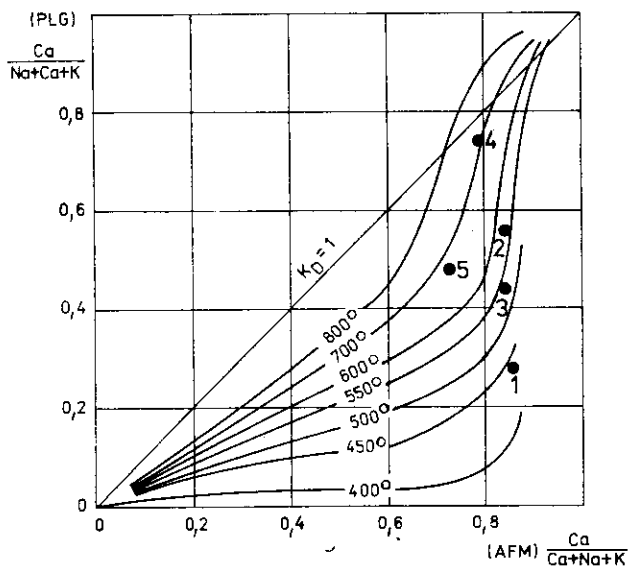
1. Automorfně a hypautomorfně omezený amfibol (uprostřed snímku), obklopený částečně rozloženým plagioklasem a draselným živcem. Velmi hrubě porfyrický biotit-amfibolický melamonzonit s pyroxenem. Zvětšeno 24 \times , bez analyzátoru



2. Relikt monoklinického pyroxenu v protáhlém, nepravidelně omezeném zrně amfibolu. Zvětšeno 24 \times , bez analyzátoru. Všechny fotografie F. Holub

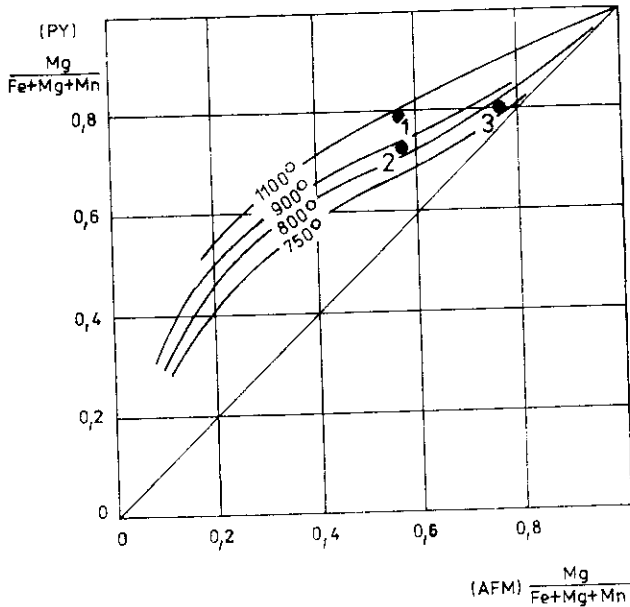
Koexistence vybraných minerálů

Na základě distribuce prvků ve vybraných koexistujících minerálech byl ve studovaných horninách učiněn pokus o stanovení teploty ekvibrace těchto minerálů. Bylo při tom použito metodiky a diagramů sestavených Perčukem (1970), u nás používaných řadou autorů, přičemž dvojice byly voleny tak, aby ve všech byl jedním z minerálů některý z amfibolů (obr. 7, 8).



7. Distribuce hodnot $\frac{Na}{Ca+Na+K}$ mezi koexistujícími páry amfibol-plagioklas v závislosti na teplotě. Podle L. L. Perčuka (1970)
- 1 — průmětný bod páru aktinolit—oligoklas z hrubě porfyrického melamonzonitu; 2 — průmětný bod páru obecný aktinolitický amfibol—andezín z hrubě porfyrického melamonzonitu; 3 — průmětný bod páru tschermakitický obecný amfibol—labradorit ze středně zrnitého melamonzogabra; 4 — průmětný bod páru tschermakitický obecný amfibol—bytownit z drobnozrnitého melamonzogabra; 5 — průmětný bod páru obecný amfibol—bazický andezín z biotit-amfibolického gabra s jehlicovitým vývojem amfibolu

Použití této metody je komplikováno skutečností, že koexistující vztahy mezi použitými dvojicemi nejsou úplně jasné, nicméně vykazují výsledky, jaké zjistil např. Fiala in Palivcová et al. (1975) v horninách střeodočeského plutonu, od ortomagmatických teplot pro pyroxeny a tschermakitické amfiboly, řádově kolem 1000 °C, přes pozdně magmatické teploty kolem 700–500 °C pro obecný amfibol—andezín, až po teploty na hranici magmatického a hydrotermálně postmagmatického procesu o hodnotách kolem 400 °C pro aktinolit a oligoklas. Všechny tyto hodnoty je nutno považovat za orientační a bylo by nutné upřesnit je širším výzkumem.



8. Distribuce hodnot $Mg/(Mg+Fe+Mn)$ mezi koexistující pyroxen a amfibol v závislosti na teplotě. Podle L. L. Perčuka (1970)

1 — průmětný bod páru pyroxen (augit)—jádro tschermakitického obecného amfibolu
 2 — průmětný bod páru pyroxen (salit)—jádro tschermakitického obecného amfibolu ze středně zrnitého pyroxen-biotit-amfibolického melamonzogabra; 3 — průmětný bod páru aktinolitický obecný amfibol—pyroxen z hrubě porfyrického pyroxen-biotit-amfibolického melamonzonitu

Tabulka 6
Chemické analýzy hornin

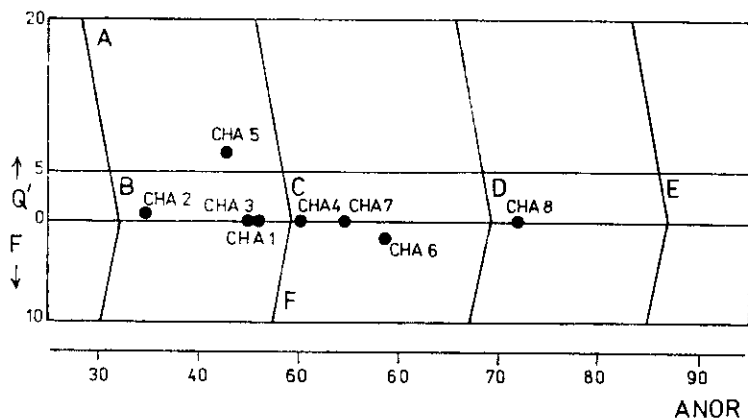
	CHA-1	CHA-2	CHA-3	CHA-4	CHA-5	CHA-6	CHA-7	CHA-8
SiO ₂	50,32	53,50	50,12	49,54	56,85	46,63	47,11	47,21
TiO ₂	0,77	0,86	1,10	1,14	0,84	1,26	1,37	1,04
Al ₂ O ₃	10,05	9,34	12,55	14,37	15,76	15,44	14,33	19,57
Fe ₂ O ₃	3,01	2,46	2,53	2,85	2,43	3,22	3,33	4,16
FeO	6,66	4,69	6,62	7,00	4,62	6,80	7,62	6,28
MnO	0,18	0,16	0,18	0,20	0,16	0,21	0,22	0,13
MgO	13,81	12,22	8,67	8,25	4,30	7,82	8,22	4,82
CaO	8,99	10,12	9,78	8,96	6,71	10,76	10,81	9,24
Na ₂ O	1,22	1,17	1,57	1,69	2,80	1,88	1,65	2,91
K ₂ O	2,77	3,34	3,48	3,57	4,11	2,97	3,16	2,22
H ₂ O ⁺	1,22	1,01	1,37	1,24	1,01	1,20	1,77	1,35
H ₂ O ⁻	0,14	0,09	0,12	0,04	0,03	0,09	0,06	0,03
P ₂ O ₅	0,58	0,53	1,02	0,88	0,56	1,05	1,34	1,23
CO ₂	0,00	0,21	0,15	0,18	0,03	0,31	0,06	0,28
Σ	98,72	99,74	99,26	99,91	100,21	99,64	101,05	100,43

Petrochemie

V rámci studia petrochemických vlastností zkoumaných hornin bylo chemicky analyzováno osm vzorků. Výsledky těchto analýz jsou uvedeny v tabulce 6. Ze všech analýz byly vypočteny petrochemické parametry na počítači Hewlett-Packard v laboratoři výpočetní techniky při přírodovědecké fakultě Karlovy univerzity, pomocí výpočetního programu, který sestavil F. Fediuk a J. Kedršt. Některé z těchto parametrů jsou komentovány v textu kapitoly, případně jsou na jejich základě sestaveny příslušné diagramy. Již pohled na nepřepočtené výsledky chemických analýz ukazuje na základní zvláštnosti studovaných hornin. Jsou jimi: relativně vysoký podíl alkálií, zvláště K_2O , které, kromě analýzy číslo CHA-8, je v převaze nad Na_2O , dále značně vysoké podíly MgO a P_2O_5 .

Postavení hornin z lučkovické oblasti v některých systémech založených na chemické klasifikaci

Postavení hornin z lučkovické oblasti v diagramu chemické klasifikace vyvřelých hornin podle Streckeisea a Le Maitrea (1980) (obr. 9) je shodné s postavením těchto hornin v diagramu založeném na modálním složení. Pouze analýza CHA-6 výše uvedené klasifikace padá do pole monzogabro s foidy. Při modální analýze nebyl nefelín ve výbruse zjištěn.



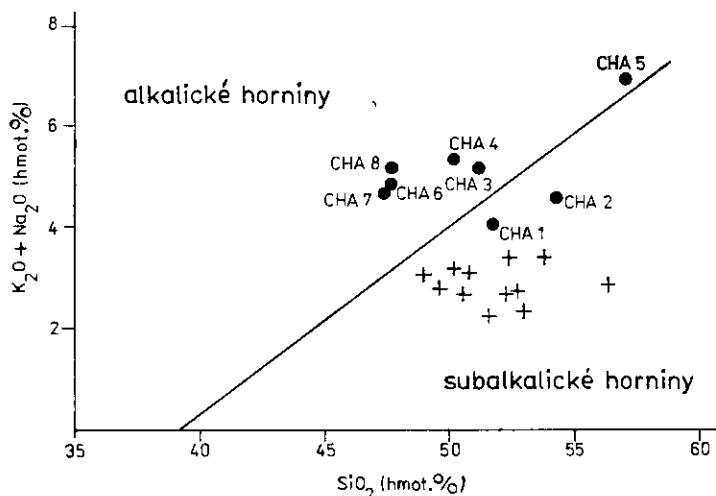
9. Diagram chemické klasifikace vyvřelých hornin podle A. Streckeisea a R. W. Le Maitrea (1973)
Pole: A — kvaremonzonit; B — monzonit; C — monzodiorit, monzogabro; D, E — diorit, gabro, anortosit; F — monzodiorit s foidy, monzogabro s foidy

Tabulka 7

Normativní složení hornin z lučkovické oblasti v hodnotách C.I.P.W.

	CHA-1	CHA-2	CHA-3	CHA-4	CHA-5	CHA-6	CHA-7	CHA-8
křemen	—	0,84	—	—	5,67	—	—	—
ortoklas	16,81	20,05	21,07	21,43	24,50	17,90	18,83	13,29
albit	10,60	10,06	13,61	14,52	23,90	13,76	14,08	29,46
anortit	14,14	10,53	17,33	21,41	18,45	25,42	22,55	34,19
nefelín	—	—	—	—	—	1,34	—	—
diopsid	22,04	29,26	20,55	14,44	9,26	17,75	18,34	3,33
hypersten	21,60	22,73	14,22	11,14	11,75	—	0,76	2,96
olivín	7,44	—	4,90	8,60	—	14,16	14,82	10,36
magnetit	4,48	3,62	3,76	4,20	3,55	4,76	4,87	6,10
ilmenit	1,50	1,66	2,14	2,20	1,61	2,44	2,62	2,00
apatit	1,38	1,25	2,42	2,07	1,31	2,48	3,13	2,88

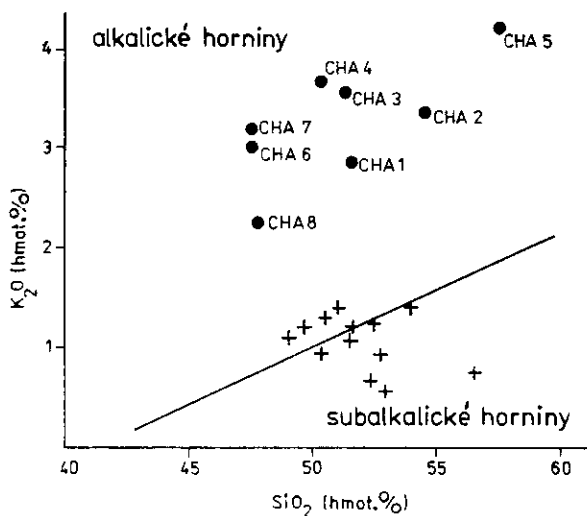
Kolisání chemismu studovaných hornin dobře vynikne v hodnotách C.I.P.W. Horniny se vyznačují vysokým obsahem normativního draselného živce. Poměrně vyšší obsahy normativního apatitu ve studovaných horninách jsou ve shodě s modálním složením. Pro srovnání byly na hodnoty C.I.P.W. přepočteny chemické analýzy hornin z peceradského lomu. Tyto horniny se liší od hornin z lučkovické oblasti vyššími obsahy normativního křemene, značně nižším obsahem normativního draselného živce a normativního apatitu.



10. Diagram pro rozlišení alkalických hornin od subalkalických podle G. A. MacDonalda - T. Katsury (1964)
 Plný kroužek — projekční body analyzovaných hornin z lučkovické oblasti; křížek — projekční body hornin bazického peceradského tělesa (M. Palivcová et al. 1975)

Pro zařazení hornin k některé z hlavních vyvřelinových sérií byl použit diagram SiO_2 k sumě alkálií. Do diagramu byly též zaneseny horniny z pecehradského lomu (obr. 10). Většina projekčních bodů hornin z lučkovické oblasti spadá do alkalického pole. Do subalkalického pole spadají analýzy CHA-1, CHA-2. Alkalickou tendencí se horniny lučkovické oblasti liší od hornin z pecehradského lomu, které spadají v tomto diagramu do subalkalického pole. Ještě výrazněji se alkalická tendence projevuje v diagramu $\text{K}_2\text{O}/\text{SiO}_2$ (obr. 11), kde do alkalického pole spadají všechny projekční body hornin z lučkovické oblasti a posun nad dělicí čarou je ještě výraznější než v diagramu 10.

11. Diagram pro rozlišení alkalických hornin od subalkalických. Podle D. Ninkoviče - D. J. Hayse (1972). (Symboly jsou stejné jako u obr. 10)



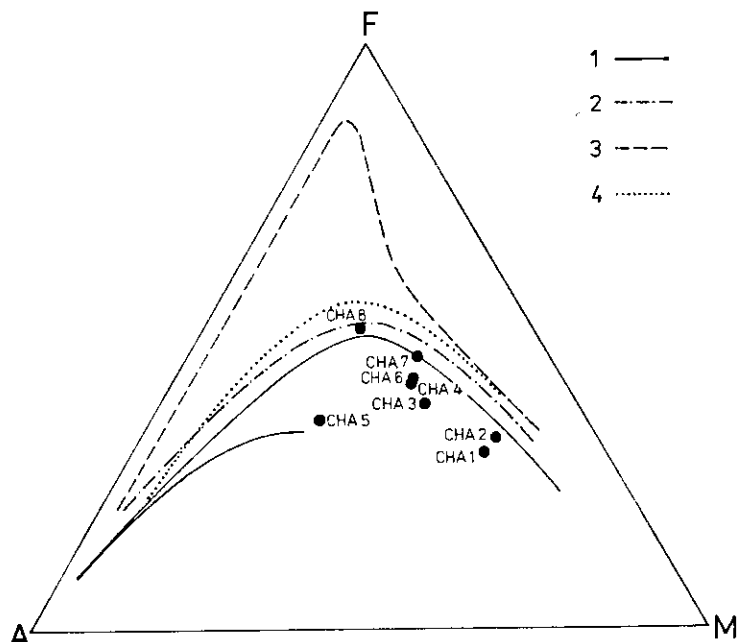
V diagramu AFM jsou projekční body rozptýleny kolem trendové křivky bazik středočeského plutonu; body CHA-1, CHA-2, CHA-3 se blíží syenitovému trendu středočeského plutonu.

Petrogenetické závěry

Názory na vznik gabroidních hornin ve středočeském plutonu lze rozdělit do dvou skupin.

1) Vznik bazických hornin rekrystalizací staršího, částečně alterovaného vulkanického a subvulkanického materiálu, zřejmě působením okolních granitických hornin plutonu. K tomuto závěru dospěli Hanuš a Palivcová (1971) na základě studia ocellárních struktur.

2) Vznik magmatickou krystalizací. Orlov (1938) předpokládá diferenciaci magmatu od bazického ke kyselému, ale izolované ostrůvky gabra na Milínsku nepovažuje za samostatné, nýbrž za nedokonalé produkty štěpení. Steino-



12. Chemismus hornin z lučkovické oblasti v AFM diagramu (hmot. $\%$)
 1 — trend hornin středočeského plutonu podle Z. Vajnara (1973);
 2 — trend havajský alkalický podle G. A. MacDonalda - T. Katsury (1964); 3 — trend skaergaardské intruze; 4 — rozhraní mezi tholeiitovým polem (nahoře) a polem alkalicko-vápenatým (dole)

cher (1963) považuje gabra a horniny sázavského typu za produkty krystalizace a diferenciacce jediného společného magmatu, složením shodného s nejbazičtějším členem sázavského typu. Podle Vajnara (1973) horniny středočeského plutonu postrádají znaky ukazující na nerušenou krystalizaci z homogenních tavenin. Příčinu tohoto jevu vysvětluje integrací dvou časově oddělených petrogenetických fází. Horniny první předvariské fáze se přibližují trendu poběžovického bazického masívu. Mají reliktní charakter. Bazické horniny jsou zřetelně rekrystalovány, případně kontaminovány salickým materiálem. Zdrojem hornin I. fáze je podle Vajnara (l.c.) magma tholeiitového charakteru, odvozené z vyšších částí pláště. Horniny druhé fáze mají plutonický charakter. Trend odpovídá mladší variské petrogenetické fázi plutonu, provázené granitizací a syntexí. Horniny druhé fáze odvozuje Vajnara (1973) od palingenního magmatu zemské kůry, které inklinuje k žulovému eutektiku.

Studium hornin lučkovické oblasti přineslo tyto poznatky. Horniny, i když zaujímají poměrně malé území, projevují značnou strukturní variabilitu a pestrost v modálních složení. Na základě výsledků modálních analýz lze studované horniny zařadit do skupiny melamonzonitu, melakvaremonzonitu, melamonzogabra a gabra. Ve strukturách nebyly zjištěny žádné relikty, které by podporovaly vulkanický původ těchto hornin.

Vzhledově jsou vulkanické horniny lučkovické oblasti blízké horninám pece-
radského bazického tělesa, ale výrazně se od nich odlišují chemismem, hlavně
poměrně vysokým obsahem alkálií, z nichž K_2O převažuje nad Na_2O , vysokým
obsahem MgO , který mnohdy převažuje nad FeO a CaO a zvýšeným obsahem
 P_2O_5 .

Studiem amfibolů bylo zjištěno, že amfibol je zastoupen od aktinolitu přes
Mg-obecný amfibol až po tschermakit. *Leake in Lang et al. (1978)* statis-
tickým výzkumem chemismu amfibolů dokazuje, že primárně magmatické amfi-
boly nemohou obsahovat více než 7,5 atomových jednotek Si. Na základě po-
měru $(Ca+Na+K)/Si$ dochází k závěru, že primární amfiboly z gaber a příbuz-
ných hornin nemohou obsahovat více než 7,0 atomových jednotek Si. Tyto údaje
svědčí pro druhotný vznik aktinolitického amfibolu v postmagmatických sta-
diích vývoje horniny. Podle údajů B. E. Leaka lze tedy považovat za primárně
magmatické Mg-obecný amfibol, obecný tschermakitický amfibol a tschermakit
ze středně a drobně zrnitého melamonzogabra a biotit-amfibolického gabra.
Aktinolit a aktinolitický obecný amfibol z hrubě porfyrického melamonzonitu
je spíše výsledkem postmagmatického vývoje horniny. V souladu s tím jsou
i výsledky termometrie na základě distribuce prvků v koexistujících minerálech,
které byly probrány v kapitole „Horninotvorné minerály“.

Závěrem lze o horninách lučkovické oblasti říci, že výše uvedené skutečnosti
svědčí ve prospěch předpokladu magmatické krystalizace těchto hornin, přičemž
vývoj horniny byl dovršen v postmagmatickém stadiu. Na základě chemismu
lze pro tyto horniny lučkovické oblasti vyslovit předpoklad, že jsou výsledkem
krystalizace z magmatu lamproidního charakteru, a že v tomto ohledu předsta-
vují v rámci bazik středočeského plutonu specifický vývojový typ.

K tisku doporučil F. Fediuk

Literatura

- Deer W. A. - Howie R. A. - Zussman J. (1974): An introduction to the rock-
forming minerals. 1—528 Longman group Ltd. London.
- Fiala J. - Vejnár Z. (1976): Composition of the biotites and coexisting biotite-horn-
blende pairs in granitic rocks of the Central Bohemian pluton. — *Krystalinikum*, 12,
79—111. Praha.
- Foster M. (1960): Interpretation of the composition of trioctahedral micas. — *Geol.*
Surv. profess. Pap., 354-B, 11—49. Washington.
- Hanuš V. - Palivcová M. (1971): Ocellar texture of Pecerady gabbro in the Central
Bohemian Pluton. — *Acta Univ. Carol., Geol.*, 3, 175—187. Praha.
- Knotek M. (1977): Regionálně petrografický přehled hlubinných hornin řady gabbro—
—diorit v Českém masívu. — *MS Geol. ústav ČSAV*. Praha.
- Lang M. - Cimbáliková A. - Kašpar P. - Palivcová M. - Pivec
E. - Ulrych J. (1978): Horniny teletínských lomů. Petrografie intruzivního kon-
taktu tonalitu u Teletína. — *Studie ČSAV*, 3, 1—110. Academia. Praha.
- Leake B. E. (1978): Nomenclature of amphibolites. — *Mineral. petrogr. Acta*, 22,
195—224. Bologna.

- Orlov A. (1933): Problémy střeđočeského plutonu. — Věda přír., 16, 43—48. Praha.
- Palivcová M. - Fiala J. - Knotek M. - Lang M. - Minařík L. - Pivec E. - Ulrych J. (1975): Pecerské gabro — příklad tělesa appinitické série ve střeđočeském plutonu. — Academia. Praha.
- Perčuk L. L. (1970): Ravnovesija porodoobrazujušičích mineralov. — Nauka. Moskva.
- Steinöcher V. (1969): Látkové složení, provinciální charakter a petrogenese střeđočeského plutonu. — Rozpr. Čs. Akad. Věd, ř. mat. přír. Věd, 79, 1, 1—99. Praha.
- Streckeisen A. (1976): Classification and nomenclature of plutonic rocks. Recommendation. — Neu. Jb. Mineral., Mh. 4, 149—164. Stuttgart.
- Streckeisen A. - Le Maître R. W. (1979): A chemical approximation to the igneous rocks. — Neu Jb. Mineral., Abh., 136, 169—206. Stuttgart.
- Svoboda J. et al. (1966): Regional geology of Czechoslovakia. — Part I, The Bohemian Massif. — Ústř. úst. geol. Praha.
- Urban K. (1933): Několik poznámek ke geologii území mezi Pískem a Březnicí. — Věst. St. geol. Úst. Čs. Republ., 9, 65. Praha.
- Vejnar Z. (1973): Petrochemistry of the Central Bohemian Pluton. — Geochem. Methods and Data, 2. Praha.
- Waldhausrová J. - Zežulková V. (1974): Komentář k přehledné geologické mapě listu M-33-88-D-d (Sedlice). — MS Geofond. Praha.
- Zežulková V. et al. (1978): Vysvětlivky k listu mapy Mirovice. — MS Ústř. úst. geol. Praha.

Gabbroids in the Mirovice metamorphic islet

(Summary of the Czech text)

Vlasta Ledvinková

Received January 3, 1983

Gabbroids in the southern part of the Mirovice metamorphic islet are a part of the Central Bohemian Pluton. They form inclusions, fragments, and small bodies within the granitoids of the Sázava type. The gabbroids are in particular situated west of Mirovice in the surroundings of Lučkovice. The largest gabbroid body, 350×150 m in size, is elongated parallel with the foliation of the Mirovice orthogneiss. The gabbroids studied are black-grey rocks of plutonic appearance and directionless structure. The texture is hypautomorphic-granular, often with a porphyritic development of the hornblende. The rocks are characterized by a widely varying grain-size ranging from coarse porphyritic to fine-grained. The composition is also variable. On the basis of modal analyses it fluctuates, according to the IUGS classification (1973), from pyroxene-biotite-hornblende melamonzonite to pyroxene-bearing biotite-hornblende melamonzogabbro and to biotite-hornblende gabbro with needle-like hornblende.

Hornblende is the main mineral in all the structural types. According to the classification of Leake (1978), all the amphiboles belong to the group of calcic amphiboles. The amphiboles from coarse to very coarse porphyritic melamonzonite fall into the field of Mg-common hornblende, actinolitic hornblende, and actinolite. The amphiboles from medium-grained and fine-grained melamonzogabbro and gabbro with needle-like development of the hornblende fall into the field of Mg-common hornblende, tschermakitic common hornblende, and tschermakite. Biotite is the second most abundant mafite. In the four-component diagram calculated for eastonite, phlogopite, siderophyllite, and annite, the projection points of biotite are concentrated roughly in the belt between phlogopite and siderophyllite, which is moderately shifted from the trend line of common magmatic rocks towards the apex of eastonite. The amount of monoclinic pyroxene in the individual types fluctuates considerably, obviously in relation to the variable degree of amphibole replacement. The diagram of Polderwaard and Hess was used for the classification of the pyroxenes. In this diagram, the projection points of the pyroxenes are dispersed in the field of augite, salite, diopside, and endiopside. The plagioclase forms euhedral and

subhedral grains. The composition of plagioclase fluctuates from An₅₀ to An₈₅ in the cores and from An₃₅ to An₆₀ in the rims. The gabbroids from the Lučkovice area are characterized by a relatively high potassium feldspar content (5–20 %) at a relatively high rock basicity. Moreover, these rocks also have a characteristically high apatite content (as much as 3.5 % as indicated by modal analysis). Spinel, zircon, and allanite occur as accessories. The ore minerals are represented by ilmenite, pyrite, pyrrhotite, and magnetite. The secondary minerals include epidote, prehnite, exceptionally pumpellyite.

Eight samples were analyzed for major element. The main petrochemical peculiarities of the rocks studied include the relatively high proportion of alkalis, in particular K₂O which predominates over Na₂O, and the appreciably high MgO and P₂O₅ content.

The results of the study of basic rocks in the Mirovice area indicate their origin by magmatic crystallization which was modified in the postmagmatic phase. The chemical composition of the rocks suggests that they crystallized from a magma of a lamproidic character and thus represent a specific type among the basic rocks of the Central Bohemian Pluton.

Přeložila E. Česánková

Explanation of tables

Table 1. Modal composition of rocks from the area studied.

Table 2. Composition of amphiboles from the Lučkovice area.

Crystallochemical formulas of amphibole recalculated on the basis of 23 O.

Table 3. Composition of biotites from the Lučkovice area.

Crystallochemical formulas of biotite recalculated on the basis of 22 O.

Table 4. Composition of pyroxenes from rocks of the Lučkovice area.

Crystallochemical formulas of pyroxene recalculated on the basis of 6 O.

Table 5. Composition of plagioclases from rocks of the Lučkovice area.

Crystallochemical formulas of plagioclases recalculated on the basis of 32 O.

Table 6. Chemical analyses of rocks.

Table 7. Normative composition of rocks from the Lučkovice area (in C.I.P.W. values).

Explanation of text-figures

1. Location of the area studied in the wider geological setting.

1 — Moldanubicum; 2 — Proterozoic and Palaeozoic of the Barrandian; 3 — Jilové zone; 4 — metamorphic islets; nn — Netvořice-Neveklov, sk — Sedlčany-Krásná Hora, mi — Mirovice, hu — Hudčice, ks — Kasejovice, kš — Kašovice; 5 — granitoids of the Central Bohemian Pluton: ok — peripheral, ně — Něžín type, sá — Sázava and Kozárovice types, tě — Těchovice type, se — Sedlčany type, čb — Certovo břemeno type, bl — Blatná type, če — Červená type, ko — Kozlov type, kl — Klatovy type; 6 — gabbroids. After O. Kodym jun. (in J. Svoboda et al. 1966); 7 — area studied.

2. Position of rocks from the Lučkovice area according to the modal composition in the IUGG classification (1973). A segment from the classification diagram.
Fields: 8 — monzonite; 8+ — quartz monzonite; 9 — monzodiorite, monzogabbro; 10 — gabbro, diorite, anorthosite.
3. Classification diagram of Ca-amphiboles (after B. E. Leak 1978).
1 — Rim; 2 — core of hornblende from very coarsely porphyritic biotite-hornblende melamonzonite with pyroxene; 3 — rim; 4 — core of hornblende from coarsely porphyritic, medium-grained pyroxene-biotite-hornblende melamonzogabbro; 5 — rim; 6 — core of hornblende from fine-grained biotite-pyroxene-hornblende melamonzogabbro; 7 — rim; 8 — core from biotite-hornblende gabbro with needle-like hornblende.
4. Relation between main octahedral (Mg, Fe) and tetrahedral (Si, Al) components in biotites of the rocks from the Lučkovice area.
1 — Biotite from biotite-hornblende gabbro; 2 — biotite from fine-grained pyroxene-biotite-hornblende melamonzogabbro; 3 — biotite from fine-grained biotite-hornblende-pyroxene melamonzogabbro; 4 — biotite from medium-grained pyroxene-biotite-hornblende melamonzogabbro; 5 — biotite from medium-grained biotite-pyroxene-hornblende melamonzogabbro; 6 — biotite from coarsely porphyritic pyroxene-biotite-hornblende melamonzonite; 7 — biotite from very coarsely porphyritic biotite-hornblende melamonzonite with pyroxene.
5. Ternary diagram of octahedral cations in biotite. Modified after M. Foster (1960).
(For key to symbols see fig. 4).
6. Segment from the classification diagram of monoclinic pyroxenes. After A. Poldervaart and H. H. Hess (1951) in W. A. Deer et al. (1974).
1 — Pyroxene from very coarsely porphyritic melamonzonite with pyroxene; 2 — pyroxene from coarsely porphyritic pyroxene-biotite-hornblende melamonzonite; 3 — pyroxene from coarsely porphyritic pyroxene-biotite-hornblende melamonzonite; 4 — pyroxene from coarsely porphyritic biotite-pyroxene-hornblende melamonzonite; 5 — pyroxene from medium-grained pyroxene-biotite-hornblende melamonzogabbro; 6 — pyroxene from medium-grained biotite-pyroxene-hornblende melamonzogabbro; 7 — pyroxene from fine-grained pyroxene-biotite-hornblende melamonzogabbro; 8 — pyroxene from fine-grained biotite-pyroxene-hornblende melamonzogabbro.
7. Distribution of $Na/(Ca+Na+K)$ values between coexisting pairs amphibole-plagioclase in relation to temperature. After L. L. Perchuk (1970).
1 — Plot of the pair actinolite-oligoclase from coarsely porphyritic melamonzonite; 2 — plot of the pair common actinolite hornblende-andesine from coarsely porphyritic melamonzonite; 3 — plot of the pair tschermakite common hornblende-labradorite from medium-grained melamonzogabbro; 4 — plot of the pair tschermakite common hornblende-bytownite from fine-grained melamonzogabbro; 5 — plot of the pair common hornblende-basaltic andesine from biotite-hornblende gabbro with needle-like development of hornblende.
8. Distribution of $Mg/(Mg+Fe+Mn)$ values between coexisting pyroxene and hornblende in relation to temperature. After L. L. Perchuk (1970).
1 — Plot of the pair pyroxene (augite) — core of tschermakite common hornblende from fine-grained biotite-hornblende-pyroxene melamonzogabbro; 2 — plot of the pair pyroxene (salite) — core of tschermakite common hornblende from medium-grained pyroxene-biotite-hornblende melamonzogabbro; 3 — plot of the pair actinolite common hornblende-pyroxene from coarsely porphyritic pyroxene-biotite-hornblende melamonzonite.

9. Diagram of chemical classification of igneous rocks. After A. Streckeisen and R. W. Le Maitre (1973).
Fields: A — quartz monzonite; B — monzonite; C — monzodiorite, monzogabbro; D, E — diorite, gabbro, anorthosite; F — monzodiorite **with foids**, monzogabbro **with foids**.
10. Diagram distinguishing alkalic from subalkalic rocks. After G. A. MacDonald - T. Katsura (1964).
Solid circle — plots of analyzed rocks from the Lučkovice area; *cross* — plots of rocks from the Pecerady basic body (M. Palivcová et al. 1975).
11. Diagram distinguishing alkalic from subalkalic rocks. After D. Ninkovich - D. J. Hays (1972). (For key to symbols see fig. 10).
12. Chemical composition of rocks from the Lučkovice area in the AFM diagram (mass %).
1 — Trend of rocks from the Central Bohemian Pluton. After Z. Vejnar (1973); 2 — Hawaiian alkalic trend. After G. A. MacDonald - T. Katsura (1964); 3 — trend of the Skaergaard intrusion; 4 — boundary between the tholeiite field (top) and the calc-alkalic field (bottom).

Explanation of plates

Pl. I

1. Uniformly fine-grained biotite-hornblende-pyroxene melamonzogabbro and medium-grained pyroxene-biotite-hornblende melamonzogabbro. Pegmatoid clustering of lath-shaped biotite (size 4 cm) is observable in the upper part. Lučkovice Quarry. Photo F. Holub

Pl. II

1. Macroscopic appearance of coarsely porphyritic pyroxene-biotite-hornblende melamonzonite in the outcrop about 150 m WSW of the Lučkovice Quarry.
2. Biotite-hornblende gabbro with needle-like development of hornblende (in the middle of the sample) and medium-grained pyroxene-biotite hornblende melamonzogabbro.

Photo F. Holub

Pl. III

1. Very coarsely porphyritic biotite-amphibole melamonzonite with pyroxene. Phenocrysts of hornblende are partly biotitized. $\times 5$, without analyzer.
2. Biotite-hornblende gabbro. Long-columnar and needle-like development of hornblende. $\times 5$, without analyzer.

Photo F. Holub

Pl. IV

1. Bounded automorphic and hypautomorphic hornblende (in the middle of the picture) surrounded by partly decomposed plagioclase and potassium feldspar. Very coarsely porphyritic biotite-hornblende melamonzonite with pyroxene. $\times 24$, without analyzer.
2. Relief of monoclinic pyroxene in elongated, irregularly bounded hornblende grain. $\times 24$, without analyzer.

Photo F. Holub

Габброиды в Мировицком метаморфизованном »острове«

Глубинные магматические породы основного состава в более широких окрестностях с. Миротице являются составной частью Среднечешского плутона, расположенной внутри гранитоидов сазавского типа. В минералогическом отношении они харак-

теризуются относительно высокими долями калиевого полевого шпата и биотита, а в химическом — высокой долей K_2O , преобладающего, несмотря на относительно высокую основность горный пород, над Na_2O , и высокими долями MgO и P_2O_5 . По этим признакам они близки породам лампроидного характера. По положению в классификационной системе магматических пород речь идет, главным образом, о меламонцоните, меламонцогаббро и габбро.

Přeložil A. Kříž