

Геол. ан. Балк. полуос. Ann. Geol. Penins. Balk.	62	343-365	Београд, децембар 1998 Belgrade, Decembre 1998
---	----	---------	---

УДК 550.4:549.623.5:552.322.323(497.11-15)

Оригинални научни рад

ГЕОХЕМИЈА ФЛОГОПИТА И БИОТИТА ИЗ СЕМИЛАМПРОФИРСКО/ЛАМПРОФИРСКИХ СТИЈЕНА ВЕЛИКОГ МАЈДАНА, СРБИЈА

од

Дејана Прелевића* и Драгана Миловановића*

Феромагнезијски триоктаедарски лискуни изграђују семилампрофирско/лампрофирске дајкове Великог Мајдана. Заједничко појављивање биотита и флогопита у овим стијенама необично је са петрогенетског аспекта, а веома тешко уочљиво рутинским петрографским испитивањем.

Испитивани флогопити су високомагнезијски са $Mg\# = 0.88-0.89$ и високим садржајем Si_2O_5 до 2.35%. Садржај микроелемената (Rb, Ba, Cs, Ni) као и термобарометријски прорачун указује да флогопит В. Мајдана потиче са дубине од око 60 km што упућује на дио литосферског горњег омотача који одговара метасоматски измијењеном типу.

С друге стране, биотит који коегзистира са флогопитом у семилампрофирско/лампрофирским стијенама В. Мајдана, указује на потпуно другачију геохемијску средину и кристализационе услове. Биотит има $Mg\# = 0.40-0.46$, виши му је садржај Ti и Al а садржај Sr знатно нижи од флогопита. Садржај осталих микроелемената се такође знатно разликује, тако да то, скупа са термобарометријским прорачунима који дају дубину кристализације од око 32 km, указује да биотити нису кристалисали у истом магматском резервоару и из исте магме као флогопити.

Коегзистенција два сродна лискуна у области В. Мајдана упућује на процес мијешања и прожимања двије магме потпуно различитог поријекла и генезе: лампрофирске (горњи омотач) и киселе (Земљина кора).

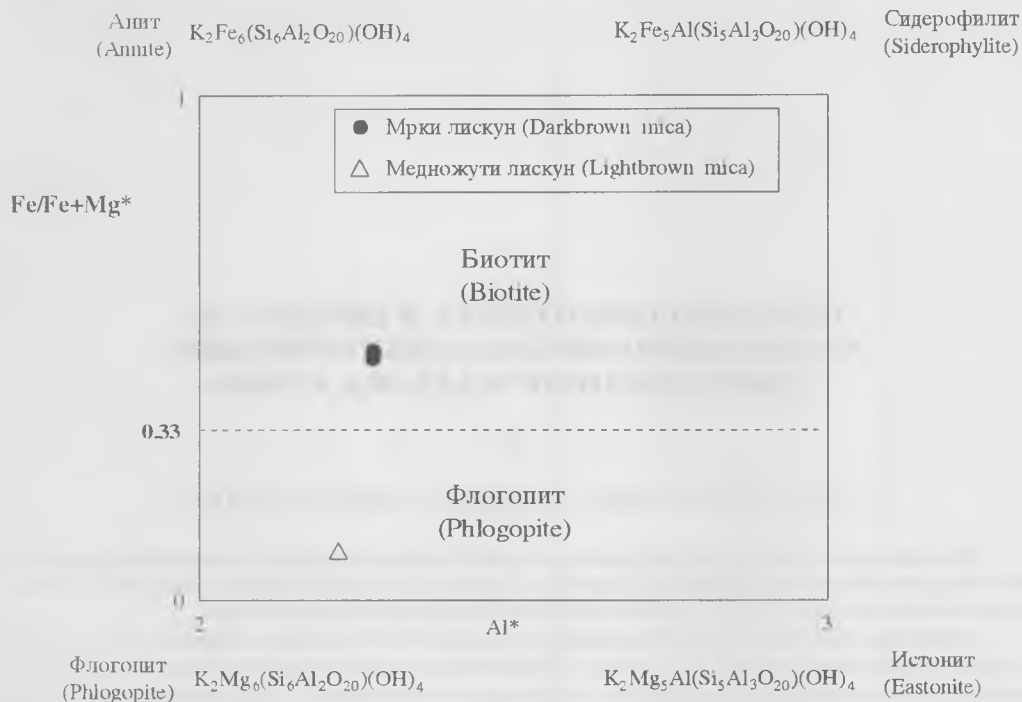
Кључне речи: биотит, флогопит, геохемијска термобарометрија, лампрофири, метасоматизирани горњи омотач, Земљина кора, прожимање и мијешање магми, Велики Мајдан, Србија.

УВОД

Феромагнезијски триоктаедарски лискуни улазе у састав великог броја различитих врста магматских стијена. У њима су свакако најзаступљенији минерали изоморфне серије биотит-флогопит, која је ограничена саставом четири крајња члана: флогопит, анит, истонит и сидерофилит (сл. 1). Према овој подјели, биотити су триоктаедарски гвожђевити лискуни који се разликују од флогопита по односу Mg:Fe који је <2:1 (Deer et al., 1962). Ови минерали су веома осјетљиви на промјене физикохемијских услова кристализације и састав магме из које су кристалисали. Њихов макро- и микросастав одражава температуру кристализације, притисак, царци-

* Рударско-геолошки факултет Универзитета у Београду. Бушина 7, 11 000 Београд.

јални притисак волатила (водене паре, кисеоника, флуора и хлора), алкалитет, алуминичност и базицитет растопа итд.



Сл. 1. Квадрилатерални класификациони дијаграм за триоктаедарске лискуне (Deer et al., 1962) са положајима испитиваних лискуна В. Мајдана. * – Број атома по јединичној хелији.

Fig. 1. Quadrilateral classification diagram for trioctahedral micas (Deer et al., 1962) with position of investigated micas. * – Number of atoms per crystallochemical formulae.

Заједничко појављивање флогопита и биотита у истој стијени тешко се уочава рутинским оптичким испитивањима која претходе сваком геохемијском истраживању, а такође представља куриозитет са петрогенетског и петролошког аспекта. Имајући то у виду, овим радом смо покушали ријешити неке фундаменталне проблеме генезе семилампрофирско/лампрофирских стијена Великог Мајдана преко хемизма флогопита и биотита који коегзистирају у њима примјеном најновијих термодинамичких и експерименталних података.

ГЕОЛОШКЕ КАРАКТЕРИСТИКЕ

Југоисточни обод граодиоритског масива Борање олигоценске старости (Delalouye et al., 1989), испробијан је бројним дајковима различитог састава и комплексне грађе. Ова тијела су груписана у линеарне субпаралелне системе који имају три генерална правца пружања: И–З са падом ка сјеверу, СЗ–ЈИ са падом ка југозападу и СИ–ЈЗ са падом ка сјеверозападу (Stajević i Gutović, 1994). Дебљина дајкова варира од неколико до 200 m. Аутори који су проучавали ове стијене (Карамата, 1955; Stajević i Gutović, 1994) сматрају да су дајкови утиснути крајем магматске активности којом је створено граодиоритско тијело Борање. Новијим истраживањима

која су вођена у Pb–Zn руднику Велики Мајдан (Prelević, 1995), утврђено је присуство најмање четири, по саставу и морфологији, различите врсте дајкова. То су:

1. дацитски дајкови,
2. дацитско–семилампрофирски композитни дајкови,
3. лампрофирски дајкови и
4. гранодиоритпорфиритски дајкови.

1. Дацитски дајкови су најбројнији у испитиваном подручју. Дебљина им је до 100 m и интензивно су К–метасоматизовани и пропицитисани истим интензитетом по читавој ширини.

2. Дацитско–семилампрофирска композитна тијела су бројна. Њихов централни дио ширине од 5 до 50 m изграђују дацити, док уску ободну зону (никада ширу од 2 m) изграђују семилампрофирско/лампрофирске стијене. Међусобан однос ове двије врсте стијена (општа граница или присуство зоне прелазног састава, што упућује на контакт магма–магма) наводи на закључак да су створене наизмјеничним и/или симултаним утискивањем магми дацитског и лампрофирско/семилампрофирског састава.

3. Лампрофирски дајкови су најмање заступљени у испитиваном подручју. Ова тијела имају често неправилан облик, непаралелне зидове, промјенљиву дебљину до око 4–5 m са наглим исклињавањем.

4. Гранодиоритпорфиритски дајкови су мало заступљени у испитиваном подручју. Понегдје их пробијају дацитски и дацитско–семилампрофирски композитни дајкови. Дајкови гранодиоритпорфирита су, за разлику од осталих, постдајковски тектонизирани и већих димензија (понекад достижу ширину од 500 m што одговара мањем магматском тијелу). Изостанак орудњења у овој области, чињеница да ове стијене не показују значајније знакове калијумске нити пропицитске алтерације и њихов другачији тектонски стил, намеће закључак да оне припадају посебној фази магматске активности. Минерални састав гранодиоритпорфирита В. Мајдана идентичан је минералном саставу гранодиорита Борање, али се геохемијске карактеристике ових стијена у извјесној мјери разликују (Prelević, 1995). Гранодиоритпорфирити В. Мајдана су нижег мафитског индекса*, што уз више садржаје Ti, Cr, V, а ниже Li, Pb и Zr, као и виши удио флогопитске компоненте у биотитима, упућује на закључак да су ове стијене *базичнији диференцијални* магме која је дала плутон Борање а по хемизму су најближе "замрзнутим рубовима" (Карамата, 1955).

УЗОРЦИ И МЕТОДЕ

Одређивање макро– и микросастава стијена вршено је методом рендгенске флуоресцентне спектрометрије у Геоинституту у Хановеру у Њемачкој. Тачност методе је контролисана преко интернационалних стандарда и боља је од 5 %.

Макросастав лискуна одређен је на електронској микросонди типа "Самеса" на Универзитету у Хамбургу. Радни услови били су: 15 kV убрзање електрона, 15 nA струја на узорку и 10 s – вријеме бројања. Коришћени су природни минерали као референтни стандарди.

Издавање мономинералних сепарата биотита и флогопита вршено је из фракције 100–260 μm помоћу тешких течности, магнетном сепарацијом и финално пре-чишћаван ручно, под бинокуларном лупом. Чистоћа је финално провјеравана методом рендгенске дифракције праха и боља је од 98 %.

* $MI = \text{FeO}^*/\text{FeO}^* + \text{MgO}$, гдје је FeO^* укупно Fe изражено као FeO .

Садржај микро- и појединих макроелемената у лискунским сепаратима одређиван је у Лабораторији за геохемију Рударско-геолошког факултета у Београду, методом ААС на инструменту Perkin Elmer 373, са прецизношћу и тачношћу од 10 %. Квалитет анализе контролисан је преко интернационалних стандарда BHVO-1 и SDC-1 (према Govindaraju, 1989). Постигнуто је задовољавајуће слагање резултата добијених микросондом и методом ААС.

Одређивање Fe^{2+} у лискунима вршено је класичном методом титрације калијум перманганатом у контролисаној атмосфери CO_2 .

Садржај F у лискунима је одређиван потенциометријски коришћењем флуор-селективне електроде (Troll et al., 1977).

ПЕТРОГРАФИЈА И ГЕОХЕМИЈА СТИЈЕНА

Испитивани лискунски минерали искључиво изграђују лампрофирске и семилампрофирске стијене (Prelević, 1995). Због тога ће на овом мјесту бити приказане петрографске и геохемијске карактеристике ових стијена.

Семилампрофири су порфирске структуре са макрокристалима флогопита, ксенокристалима биотита, плагиокласа и кварца, и основном масом трахитске структуре изграђеном од микролита флогопита, санидина и кварца. У семилампрофирима се редовно појављују глобуларне форме различитог облика, димензија и састава, које испуњава парагенеза алтерационих минерала (хлорит+магнетит+калцит+флогопит; епидот), тако да им више одговара назив сегрегације (Rock, 1991). Ова иста алтерациона парагенеза на идентичан начин изграђује псеудоморфозе по оливину, пироксену и/или амфиболу.

Ове стијене показују значајну промјенљивост у заступљености ксенокристала и флогопита. Стијене које су одређене као лампрофири искључиво се појављују у индивидуалним дајковима, сличног су минералног састава и структуре семилампрофирима, уз редуковано присуство ксенокристала (биотит, плагиоклас и кварц).

Петрографија и геохемија семилампрофира указује да су ове стијене настале мијешањем и прожимањем лампрофирске магме и магме дацитског састава, које се одвијало у претпостављеном магматском огњишту. На то указује присуство биотита, плагиокласа и кварца семилампрофирско/лампрофирских стијена који редовно показују карактеристике минерала који су у неравнотежи са околним растопом (реакциони рубови, кородованост) што је и упутило на закључак да су они ксенокристали.

Геохемијске карактеристике (табела 1) такође сугеришу мијешање лампрофирске и дацитске магме. Најприје пада у очи изразито промјенљив садржај SiO_2 , Al_2O_3 , MgO , K_2O , Cr , Ni , Zr , и закономјерност тог варирања. Наиме, узорци без ксенокристала (VI_1 и VI_2) показују најниже концентрације SiO_2 и Al_2O_3 а највише садржаје K_2O , MgO , Zr , Cr и Ni . Ова чињеница објашњива је различитим степеном мијешања дацитске и лампрофирске магме, а стијене без ксенокристала могу се сматрати суштински "најпримитивнијим" стијенама достижући састав чистог лампрофира (Prelević, 1996).

Испитиване семилампрофирско/лампрофирске стијене су према хемизму блиске средњој минети (Rock, 1991).

Табела 1. Анализа макро- (%) и микроелемената (ppm) у семилампрофирско/лампрофирским стијенама В. Мајдана
 Table 1. Major (%) and same trace elements (ppm) analyses of semilamprophyre/lamprophyres from V. Majdan

	WZ	XI#	VI1	VI2	96 VI1	Минерта (Minnete)*
SiO ₂	61,53	59,04	57,12	52,56	49,97	51,50
TiO ₂	1,15	0,83	1,08	1,33	1,16	1,30
Al ₂ O ₃	13,95	13,70	12,19	10,20	11,00	12,80
TFe ₂ O ₄	4,46	3,99	3,39	4,28	12,82	7,30
Fe ₂ O ₃	2,84	2,12	2,21	2,49	3,58	-
FeO	1,72	1,94	1,47	2,01	7,95	-
MnO	0,13	0,13	0,19	0,26	0,09	0,12
MgO	4,74	4,81	5,17	7,74	8,98	7,10
CaO	2,15	4,63	5,08	9,79	1,68	6,70
Na ₂ O	0,98	1,37	0,29	0,45	0,29	2,00
K ₂ O	4,58	3,66	6,74	5,88	6,00	5,60
P ₂ O ₅	0,52	0,48	0,74	0,73	0,56	0,95
H ₂ O ⁻	0,80	0,14	0,08	0,26	0,50	2,10
LOI	4,82	7,10	7,44	6,25	6,80	2,00
Укупно (Sum)	99,91	99,95	99,80	99,95	100,32	99,47
Zn	118	73	181	90	95	120
Cr	213	239	329	396	434	360
Ni	43	85	95	111	252	200
V	86	42	60	43	79	165
Li	42	44	42	27	40	34
Ba	1 124	1 280	1 527	1 116	2 069	1 800
Rb	263	183	204	314	291	-
Cs	14	10	12	14	14	-
Sr	170	290	400	340	286	950
Zr	365	241	432	434	465	300
Y	15	15	14	17	32	-

* Средњи састав минете (Rock, 1991)

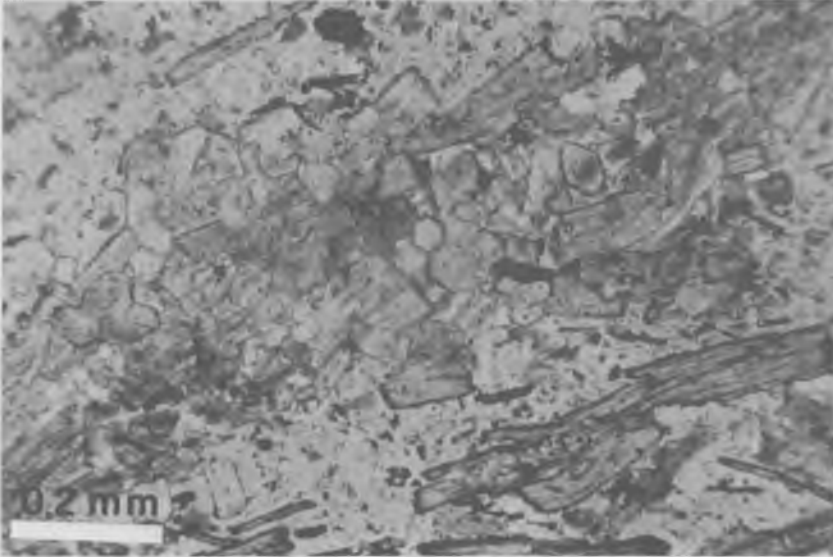
* World over average minette (Rock, 1991)

ЛИСКУНИ

Испитивани лискуни изграђују семилампрофирско/лампрофирске стијене и њихов садржај је промјенљив. Семилампрофири се карактеришу присуством макрокристала флогопита и подријеђеним присуством ксенокристала биотита, док се код лампрофира уз смањење количине ксенокристала повећава садржај флогопита што чини да се ове стијене модалним саставом приближавају типским минетама.

Флогопит (сл. 2) се појављује на четири морфолошки различита начина:

1. у виду микрофенокристала;
2. у основној маси;
3. по рубовима глобула и сегрегација (глобуле имају изглед неправилних пуко-типа или су псевдоморфозе по оливину, пироксену и амфиболу, а испуњене су хлоритом, калцитом и металичним минералом);
4. у виду псевдоморфоза по магматском биотиту.

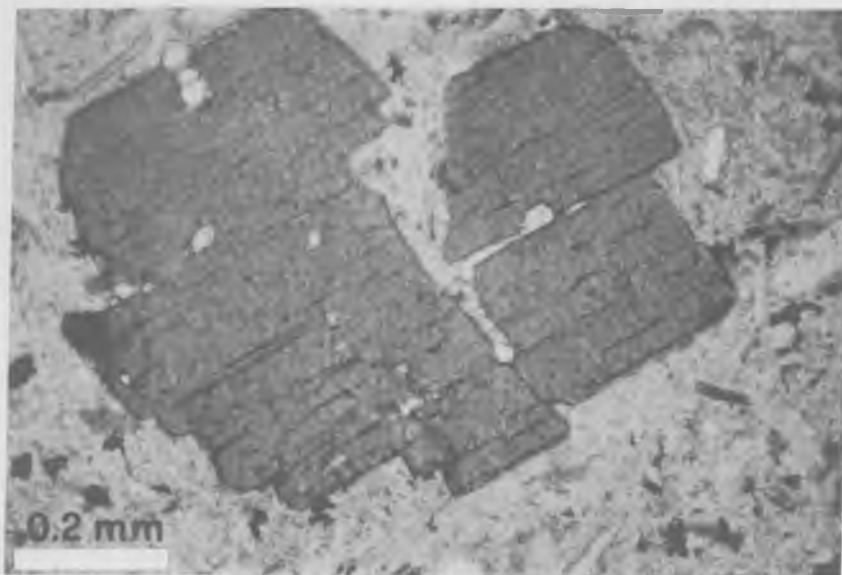


Сл. 2. Агрегат и микрофенокристали флогопита из семилампрофира.

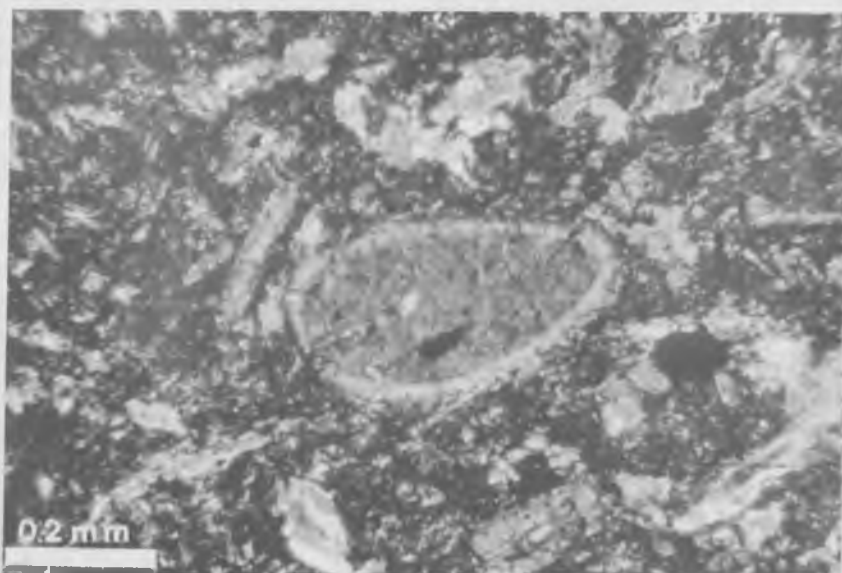
Fig. 2. Aggregate of phlogopites (upper-left part of microphotography) and microphenocrysts of phlogopite in semilamprophyre.

1. Флогопит у микрофенокристалима јавља се у лискама тамно обојених рубова.
2. У основној маси лиске флогопита су различитих димензија (не прелазе $0,2 \times 0,3$ mm). Овај минерал понекад гради ситпољуспичасте агрегате.
3. Флогопит који се јавља по рубовима глобула и псевдоморфоза по бојеним минералима испуњених хлоритом, калцитом и opakим минералом истих је оптичких особина као и остале морфолошке врсте, само је мањих димензија.
4. Ријетке лиске биотита имају рубове који се јасно разликују по боји и полихроизму од унутрашњих дјелова зрна. Ови реакциони рубови су оптички веома слични флогопитима.

Ксенокристали **биотита** (сл. 3 и 4) подријеђено се јављају у семилампрофирима. Лиске су $1,5 \times 1,5$ mm, јако су полихроични у тамно браон боји. Углавном се појављује у крупнијим лискама док је у основној маси одсутан. Постојање реакционих рубова код биотита, интензивне измјене и секундарно нарастање код плагиокласа и снажне кородованости кварца, последица су неуспостављене равнотеже ових кристала са магматским растопом у семилампрофирима. Карактеристична особина биотита је да је свјеж (изузимајући реакционе рубове – флогопитизација) и да не показује ниједан вид нискотемпературне алтерације (нпр. хлоритизација). Поједина зрна интензивно су ресорбована по средиши и смежурана што такође може да се припише флогопитизацији.



Сл. 3. Ксенокристали биотита, дијелом ресорбован, из семилампрофира.
Fig. 3. Biotite xenocryst in semilamprophyre, partly resorbed.



Сл. 4. Ксенокристал биотита, готово потпуно ресорбован, из семилампрофира.
Fig. 4. Rimmed and resorbed biotite phenocryst in semilamprophyre.

Табела 2. Репрезентативне анализе (%) ливкуна и семидлампиферско/лампрофитских студијена В. Мајдана помоћу електронске микроскопске анализе
 Table 2. Representative microprobe analyses (%) of micas in semilamprophyre/lamprophyre from V. Majdan

	Титле	Глицине	2МгО	3МгО	Аргон	Спеле	Фосфор	Титан	Спеле	Титан	2Спеле	3Спеле	Аргон	Спеле	Титан	Спеле	Титан	Спеле	
SiO ₂	41,26	42,54	41,98	41,54	42,45	49,57	39,10	38,05	37,22	37,35	36,35	36,68	36,89	36,39	37,04	37,04	37,04	37,04	40,65
TiO ₂	2,17	2,04	2,05	1,97	1,70	1,39	1,48	1,67	1,65	1,61	3,38	3,17	3,61	3,51	3,57	3,57	3,57	3,57	2,15
Al ₂ O ₃	13,16	13,30	12,92	12,95	12,27	13,82	14,10	13,98	14,00	14,58	14,91	14,68	14,56	14,25	14,70	14,70	14,70	14,70	12,45
TFeO*	3,17	3,06	3,29	3,20	3,31	3,40	3,30	3,30	3,53	17,21	18,05	16,86	16,72	17,91	18,96	18,96	18,96	18,96	4,07
MnO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00	0,07	0,03	0,30	0,49	0,25	0,21	0,42	0,29	0,29	0,29	0,29	0,00
MgO	24,17	24,70	24,55	24,62	25,06	22,30	22,12	21,09	21,57	13,67	13,25	13,45	14,35	12,99	12,43	12,43	12,43	12,43	24,59
CaO	0,01	0,00	0,02	0,03	0,01	0,01	0,02	0,03	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00
Na ₂ O	0,02	0,05	0,03	0,17	0,04	0,28	0,28	0,30	0,31	0,20	0,18	0,15	0,14	0,18	0,18	0,18	0,18	0,18	0,05
K ₂ O	8,60	7,79	10,06	9,04	8,07	9,78	9,43	9,16	9,30	8,53	8,82	7,96	9,32	8,89	8,28	8,28	8,28	8,28	9,89
Cr ₂ O	2,04	2,35	1,72	1,84	1,08	1,56	1,61	1,85	1,62	0,00	0,03	0,00	0,00	0,02	0,08	0,08	0,08	0,08	0,45
Sum	94,60	95,83	96,63	93,52	93,99	92,11	91,44	89,50	89,24	95,46	95,37	93,20	95,80	94,57	95,54	95,54	95,54	95,54	94,30
Mg ^{***}	0,88	0,89	0,88	0,88	0,88	0,87	0,87	0,86	0,86	0,44	0,42	0,44	0,46	0,42	0,40	0,40	0,40	0,40	0,86

флогопити (phlogopites)		катјони на основу 22 О (cations on the basis of 22 O)		биотит (biotite)												
Si	5,62	5,89	5,86	5,84	6,00	5,80	5,76	5,73	5,64	5,61	5,51	5,62	5,54	5,57	5,60	5,83
Ti	0,22	0,21	0,22	0,21	0,18	0,16	0,17	0,20	0,20	0,41	0,39	0,27	0,41	0,40	0,41	0,21
Al	2,11	2,17	2,12	2,15	2,04	2,39	2,45	2,48	2,50	2,58	2,66	2,65	2,58	2,57	2,62	2,10
TFe	0,36	0,35	0,38	0,38	0,39	0,42	0,41	0,42	0,45	2,16	2,29	2,16	2,10	2,29	2,40	0,49
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,04	0,05	0,03	0,03	0,05	0,04	0,00
Mg	4,91	5,10	5,10	5,16	5,28	4,87	4,86	4,74	4,88	3,06	2,99	3,07	3,21	2,96	2,80	5,25
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,01	0,01	0,01	0,05	0,01	0,07	0,08	0,09	0,09	0,06	0,05	0,04	0,05	0,05	0,05	0,01
K	1,50	1,38	1,79	1,62	1,45	1,83	1,77	1,76	1,80	1,63	1,71	1,55	1,73	1,73	1,60	1,81
Cr	0,22	0,26	0,19	0,20	0,12	0,18	0,19	0,22	0,19	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,05

plc микрофенокристал (microphenocryst) r1 реликтни кристал (relict crystal)
 GRM основна маса (groundmass) plc фенокристал (phenocryst)
 c центар (core) * TFeO укупно Fe као FeO (total Fe as FeO)
 F обод (rim) ** Mg# = MgO/MgOTFeO

ХЕМИЗАМ БИОТИТА И ФЛОГОПИТА

Резултати испитивања флогопита и биотита показују да ови минерали спадају у групу триоктаедарских лискуна у просјеку са 5,75 атома у октаедарској позицији на јединичну ћелију. Анализе макро- и микросастава, структурне формуле и положаја на анит-сидерофилит-флогопит-истонитском класификационом дијаграму (сл. 1) указују да између њих постоји композициони јаз због чега ће хемизам ове двије групе лискуна бити одвојено коментарисан.

Флогопити

Резултати анализе флогопита приказане су у табели 2.

Магнезијски триоктаедарски лискуни су веома чести конституенти лампрофира. Мада генеза ових стијена још увијек није у потпуности расвијетљена, бројни су литературни подаци који укључују хемизам лискуна које оне носе.

Лискуни свих врста лампрофира најчешће су флогопитског састава, са садржајем $\text{Al}_2\text{O}_3 \approx 12-16\%$ и $\text{TiO}_2 \approx 3-5\%$. Неријетко их карактеришу високи садржаји F, Mn, Ni, Cr и Ba. Високе концентрације Cr и Ni обично су праћене високим садржајима MgO (Bachinski & Simpson, 1984; Rock, 1991; Mitchell & Bergman, 1991). Флогопити често показују дисконтинуирану зонарност која се огледа у томе да је центар зрна свјетлије, а обод мрке боје што је посљедица хемијске хетерогености где је центар богатији Mg, K, Cr, Ni, F и сиромашнији Ti, а обод богатији Fe, Ti, Na, и Ba, а без Cr и Ni. Такође, постоје значајне разлике у саставу флогопита из основне масе и макрокристала: флогопити из основне масе сличног су хемизма као рубни дјелови зонарних фенокрстала (Bachinski & Simpson, 1984; Hunter et al., 1984; Mitchell, 1985; Bergman et al., 1988; Rock, 1991).

На сл. 2 приказани су варијациони дијаграми неколико макрокомпоненти у испитиваним флогопитима са апроксимативно уцртаним подручјима у којима се налази већина анализа флогопита из лампрофира различитих локалности а који су ушли у базу података LAMPDA формирану од стране Rock (1991)*. Ови дијаграми указују да флогопити В. Мајдана одговарају типским лампрофирским лискунима.

Хемизам флогопита веома добро рефлектује физичкохемијске услове кристализације. Њихов макро- и микросастав одражава: температуру кристализације, укупан притисак, парцијални притисак волатила (водене паре, кисеоника, флуора и хлора), алкалитет, алуминичност и базицитет растопа.

Bachinski & Simpson (1984) сматрали су да макрокристали флогопита из минете са садржајем TiO_2 2–11,3 % и Mg\# 0,74–0,90*, потичу из горњег омотача. Потврду ове претпоставке, аутори су имали у експерименталним подацима (Edgar et al, 1976; Barton & Hamilton, 1982; Tronnes et al., 1985) добијеним у условима притисака 10–35 kbara, температурама 825–1300 °C, у системима различитог састава, садржаја волатила (H_2O и CO_2) и степена оксидације. Овим је експериментима утврђено да је флогопит чији је Mg\# у опсегу 0,82–0,90 и садржај TiO_2 1,8–8,1% ликвидус фаза или рано искристалисала фаза у системима који одговарају лампрофирском саставу.

* Ова база података садржи 987 анализа лискуна из свих типова лампрофирских стијена.

$\text{Mg\#} = \text{MgO} / \text{MgO} + \text{FeO}$ (FeO = укупан садржај Fe изражен као FeO)

Новији термодинамички и експериментални подаци (Richter & Carmichael, 1996) указују да расподјела Ti између флогопита и остатка растопа зависи од температуре, а да је независна од притиска и варијације fO_2 . Истим испитивањима је утврђено да расподјелу Ba контролише температура, укупни притисак и a_{H_2O} . Експерименти ових аутора који су вођени у условима засићеним воденом паром и са природним материјалима (аугитским и оливинским минетама)* потврдили су раније претпоставке да се хемизам флогопита може успјешно користити као геохемијски термобарометар (нпр. Esperanca & Holloway, 1987).

Табела 3. Садржај Fe^{2+} , F(%) и микроелемената (ppm) испитиваним лискунима
Table 3. Content of Fe^{2+} , F(%) and some trace-elements (ppm) in the investigated micas

	V 2phl	VI 2phl	XIV 2phl	XIV 1ophl	V 1bio	V 2bio	VI 2bio	XIV 3bio	XIV 4bic	XIV 4bic	XIV 4bic	XIV 6bio
Fe_2O_3	2,02	1,00	1,42	1,10	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05
FeO	5,40	4,03	5,75	4,46	20,83	17,64	17,61	19,03	20,41	19,39	18,30	17,7
F		1,50	-	1,05	-	-	<0,2	-	-	-	-	-
	флогопити (phlogopites)				биопити (biotites)							
Mn	544	395	453	519	2344	2242	2189	2268	2434	2236	2297	1991
Zn	95	61	70	109	390	362	299	315	311	327	337	337
Cr	6976	6648	9560	4574	160	269	201	179	184	187	210	283
Ni	411	512	570	487	90	62	71	51	53	52	36	76
Li	35	22	39	46	68	73	55	64	70	84	65	110
Ba	641	568	771	363	1771	1971	1849	1793	1812	1685	1824	1819
Rb	819	833	781	755	438	399	427	384	358	327	324	377

Користећи ове податке, одређене су температуре и притисци који су владали за вријеме кристализације испитиваних макрокристала флогопита. Резултати су приказани у табели 4.

Табела 4. Кристалizacione температуре и притисци флогопита В. Мајдана
Table 4. Estimated values for temperature and pressure of crystallization on phlogopites from V. Majdan

узорак (sample)	V 2	VI 2	XIV 2	XIV 6
TiO ₂ (%) у стени (in rock)	1,15	1,33	0,84	1,05
TiO ₂ (%) у флогопиту (in phlogopite)	1,14	2,06	2,63	1,87
T °C кристализације (Crystallization)	1144	1135	1,56	1115
BaO (%) у стени (in rock)	0,1254	0,1246	0,1129	0,1621
BaO (%) у флогопиту (in phlogopite)	0,0714	0,0634	0,0860	0,04053
P (kbar) кристализације (of crystallization)	18	19	16	26

Веома је мало литературних података о садржају микроелемената у флогопитима, а нарочито када потичу из лампрофирских стијена. Основни разлог томе је хетерогени састав овог минерала и чињеница да није могућа анализа садржаја микроелемената у флогопитима посебно из основне масе и макрокристалне популације.

* Састав стијена које су коришћене у експериментима готово да је идентичан саставу лампрофира В. Мајдана.

Досадашњи истраживачи флогопита из минете (Bachinski & Simpson, 1984) и лампроита (Mitchell, 1985) указују да су најчешће испитивани микроелементи у овим минералима Ва и Сг (који су у овим минералима често макроконституенти, па их је могуће анализирати микросондом). Bachinski & Simpson (1984) сматрају да се Ni и Сг најчешће концентришу у централним дјеловима микрофенокрстала, док су рубни дјелови и лиске основне масе богатији са ВаО. Ови аутори су на основу литературних података утврдили средње садржаје ових елемената у мпшетама. За NiO ($n=76$) износи 0,02%, за Cr_2O_3 ($n=82$) износи 0,30% и за ВаО ($n=86$) износи 0,48%.

Коментаришући садржај микроелемената у флогопитима лампроита, Mitchell (1985) је утврдио да флогопити са ниским садржајем Сг нису створени у условима високог притиска горњег омотача. Овај аутор указује да флогопите лампроита карактеришу садржаји $Pb = 2-8$ ppm, $Sr = 135-273$ ppm и $Zr = 122-164$ ppm.

Садржаји микроелемената испитиваних флогопита В. Мајдана приказани су у табели 3. Карактеришу их повећани садржаји Сг, Ni, Ва, Rb, Cs, Со и V уз ниске садржаје Li, Sr и Zr.

Треба истаћи да и садржај микроелемената у испитиваним флогопитима потврђује њихово поријекло из горњег омотача. Наиме, редовно високи садржаји Сг и Ni у флогопитима кимберлита недвосмислено указује на генезу у условима високог притиска и температуре горњег омотача (Mitchell, 1985).

Биотити

Резултати анализе биотита приказане су у табели 2.

Испитивани биотити имају уједначен хемизам за већину макро- и микроелемената. Биотит, у односу на флогопит, карактерише виши садржај Ti, Al и Fe^{2+} , и нижи садржај Si и Mg.

Табела 5. Кристалizacione температуре и притисци биотита В. Мајдана
Table 5. Estimated values for temperature and pressure of crystallization for biotites

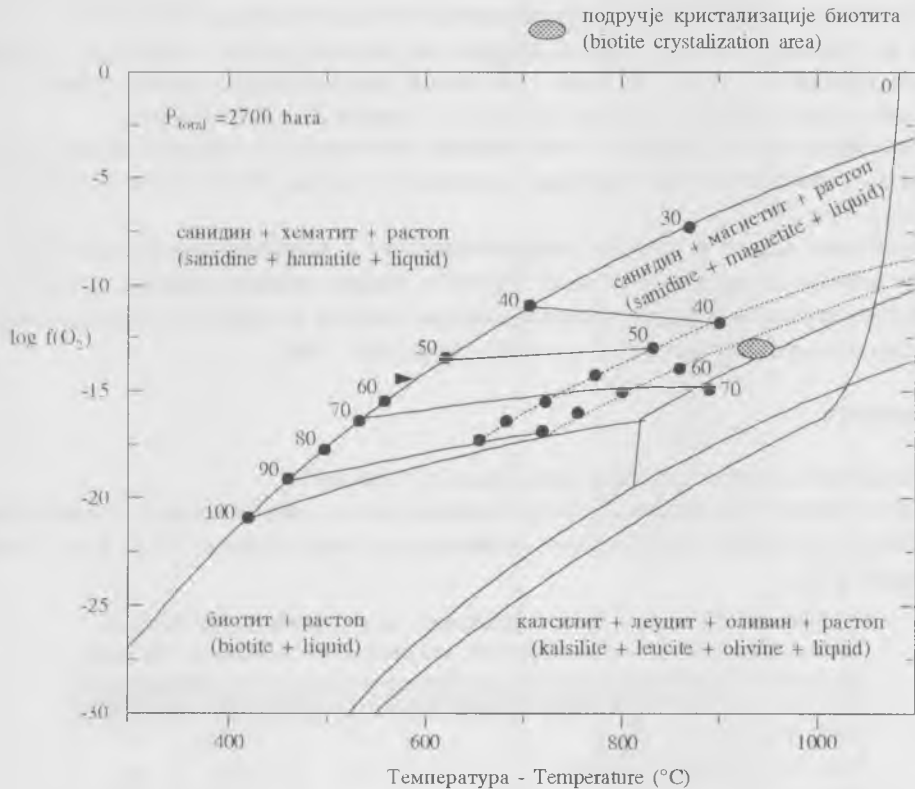
узорак (sample)	V	XI	XII
TiO ₂ (%) у стени (in rock)*	0,55	0,69	0,57
TiO ₂ (%) у биотиту (in biotite)	3,27	3,44	2,17
T °C кристализације (of crystallization)	995	1011	1001
BaO (%) у стени (in rock)	0,112	0,141	0,177
BaO (%) у биотиту (in biotite)	0,209	0,206	0,201
P (kbar) кристализације (of crystallization)	8	10	12

* у предрачуну коришћени су садржаји TiO₂ и ВаО из дацита са којима семилампрофирско/лампрофирске стијене чине композитне дајкове и за које се претпоставља да представљају матичну магму из које су биотити кристалисали. Римски бројеви су ознаке дајкова.

* in this estimation, we use content of TiO₂ and BaO from adjacent dacitic rock, from which we propose that biotite originated. So, the roman numbers denotes dikes.

Из хемизма биотита се такође преко расподеле Ti и Ва у кристалу и остатку растона (као и из хемизма флогопита) могу добити подаци о температури и притиску на којима су ови минерали кристалисали (Righter & Carmichael, 1996). У

случају испитиваних биотита основни проблем представља чињеница да они нису кристалисали из семилампрофирско/лампрофирске магме (гдје се појављују као ксенокристали), већ из киселије, дацитске магме са којом семилампрофири заједно изграђују композитне дајкове. Уз претпоставку да се мијешање одиграло у магматском огњишту, онда се у геотермобарометријским прерачуницама могу да користе, поред података о саставу биотита, и садржаји TiO_2 и BaO у дацитима са којима семилампрофири (носиоци тих биотита) изграђују композитне дајкове. Добијене вриједности за температуру и притисак дате су у табели 5.



Сл. 5. Положај испитиваних биотита на дијаграму базираном на експерименталним подацима (Wones & Eugster, 1965) стабилности биотита са различитим вриједностима $Fe/Fe+Mg$ (број атома на јединичну хелију), као функција парцијалног притиска кисеоника и температуре на укупном притиску 2 070 бара.

Fig. 5. Position of semilamprophytic biotite on diagram based on experimental data (Wones & Eugster, 1965) for correlation of $Fe/Fe+Mg$ (number of atoms per crystallochemical formulae), temperature of crystallization and $\log f(O_2)$ on total pressure 2070 bar.

Садржај тровалентног гвожђа у биотитима директно рефлектује оксидо-редукционе услове (fO_2 , fH_2O и T) који су владали у магми у вријеме кристализације. Однос двовалентног и тровалентног гвожђа и садржај флогопитске компоненте у биотитима у највећој мјери контролишу, осим састава растопа, и температура и притисак. Експериментална испитивања указују да је могуће утврдити температуру кристализације и парцијални притисак кисеоника у магми (fO_2) уколико је познат садржај Fe^{2+}

и однос $100 \times \text{Fe}/\text{Fe}+\text{Mg}$ (Wones & Eugster, 1965) у биотитима који су коегзистентни са санидином и магнетитом (што је и најчешћи случај у магматским стијенама у којима се појављује биотит), а који су кристалисали на притисцима од 2 070 бара (сл. 5).

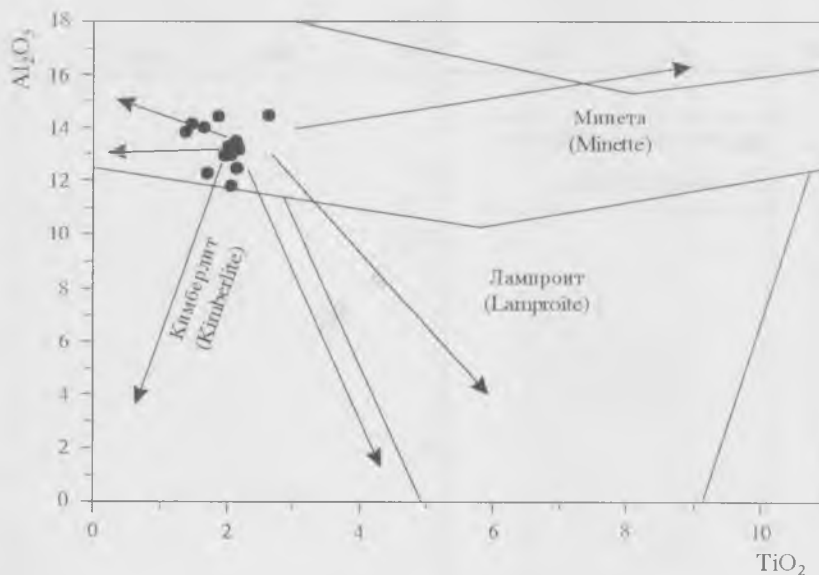
Семилампрофирске биотите карактерише врло низак ниво Fe^{3+} у односу на укупан садржај овог елемента. Дијаграм на сл. 5 показује да подручју састава биотита из семилампрофпра одговара температурни опсег 920–950 °C што је веома слично температурама добијеним преко дистрибуције T1.

Садржаји микроелемената у испитиваним биотитима приказани су скупа са резултатима парцијалних хемијских анализа у табели 3.

Биотити показују потпуно другачији микросастав у односу на флогопите. Садржаји Mn, Zn, V, Li и Ba вишеструко су повећани у биотитима, док су садржаји Ni, Sr, Co и Rb неупоредиво виши у флогопитима. Овакав микросастав биотита потврђује другачију геохемијску средину у којој је кристалисао овај минерал.

ДИСКУСИЈА И ЗАКЉУЧАК

Приказани резултати испитивања флогопита и биотита недвосмислено указују на различиту генезу ова два минерала. Њихов хемизам потврђује претпоставку да су композитни дајкови Великог Мајдана резултат наизмјеничног и/или истовременог утискивања магми дацитског и лампрофирско/семилампрофирског састава, а да су семилампрофири настали мијешањем и прожимањем лампрофирске и дацитске магме.

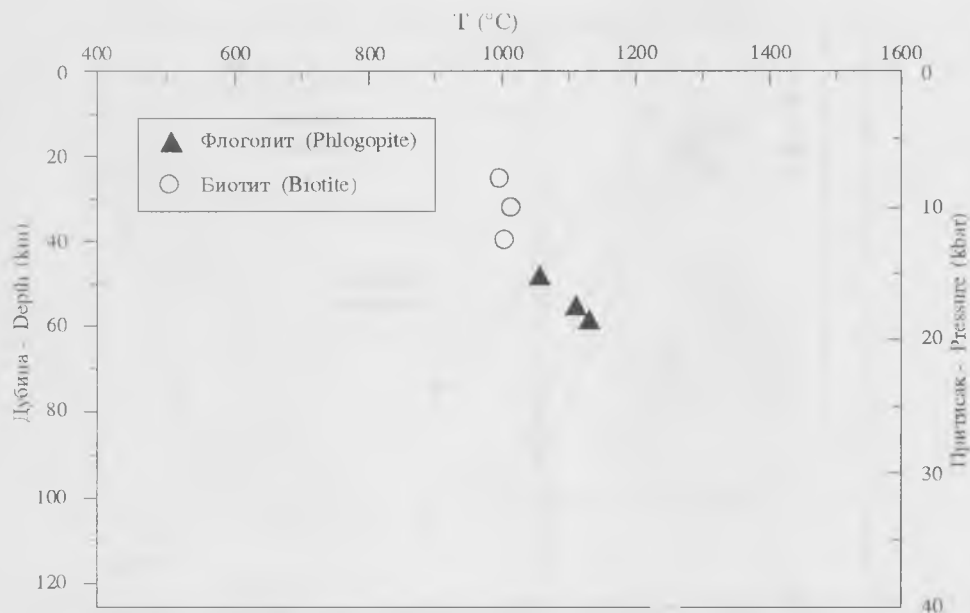


Сл. 6. TiO_2 - Al_2O_3 дискриминациони дијаграм за лискуне из кимберлита, лампроита и минета (Mitchell & Bergman, 1991) са положајима испитиваних флогопита.

Fig. 6. The discrimination diagram TiO_2 vs. Al_2O_3 for nucas from kimberlite, lamproite and minette (Mitchell & Bergman, 1991) with position of investigated phlogopites.

Хемизам испитиваних флогопита одговара литературним подацима за лампрофирске флогопите. Овакав закључак може се извући и посматрајући дијаграм (сл. 6)

који показује еволуционе трендове флогопита из различитих група стијена (Mitchell & Bergman, 1991) на коме су резултати за испитиване флогопите концентрисани на почетку свих еволуционих трендова, а у пољу минетских флогопита. Ова разматрања доказују да испитивани флогопити (или барем њихова макрокристална популација) представљају ликвидус фазу у растопу насталом парцијалним стапањем дјелова горњег омотача. На то такође указује и високи садржај Ni и Cr у овим минералима. У потпуном складу са тиме су и термобарометарски резултати који проистичу из расподјеле Ti и Ba у испитиваним флогопитима и стијенама из којих су кристалисали. Они указују да су ови минерали кристалисали у веома уском температурном опсегу $1105 \pm 25^\circ\text{C}$, и нешто ширем опсегу притиска 17 ± 2 kbar. На модификованом дијаграму Bailey (1985) (сл. 7), приказан је положај флогопита и биотита у зависности од T и P, односно дубине кристализације. Дијаграм показује да су ови минерали кристалисали на дубинама од 50 до 60 km. Имајући у виду дистрибуционе коефицијенте за поједине елементе, може се закључити да садржај микроелемената указује да је растоп, осим Cr и Ni, значајно био обогаћен и са Rb и Ba. Све ове чињенице упућују на закључак да растоп из којег је кристалисао флогопит (и који је доспao у плиће нивое Земљине коре) води поријекло из литосферског дијела горњег омотача чији састав одговара метасоматски измијењеном типу. Томе у прилог иде и чињеница да су узорци код којих није уочено присуство ксенокристала најпримитивнији а њихов хемизам показује тренд приближавања лампроитском саставу.



Сл. 7. Положај испитиваних лискуна на дијаграму односа P/T дубина (Bailey, 1985).

Fig. 7. Position of investigated micas on P/T depth diagram (Bailey, 1985).

С друге стране, геохемијске карактеристике испитиваних биотита као и начин њиховог појављивања, недвосмислено указују да нису кристалисали у истом магматском резервоару као и флогопити и да је семилампрофирска магма само њихов

носилац. Испитивани биотити по свом саставу одговарају плутонским типовима који воде поријекло из калкоалкалне гранитоидне магме, док термобарометријски прорачуни упућују на значајно плиће нивое (32 ± 6 km) од оних за флогопите. И на крају, садржај микроелемената упућује на средину која је осиромашена Sr и Ni, а обогаћена Lr, Ba и Rb у степену који одговара гранитоидним растопима. Као закључак се може рећи да биотити воде поријекло из дубљих дјелова Земљине коре.

Композитна тијела својим јединственим саставом и комплексном генезом, непогрешиво упућују на низ процеса чије последице иначе није могуће препознати:

1. једновременост утискивања двије магме веома различитог састава,
2. сродност магми које их изграђују, као и
3. мијешање и прожимање магми различитог састава.

Ова сродност, по неким ауторима, није случајна (Peting & Rock, 1991). Наиме, сматра се да управо магме лампрофирско/лампроитског састава које настају парцијалним стапањем метасоматизованог горњег омотача, у "реакцији" са Земљиним кором, имају способност да генеришу њено стапање (кроз анатексис) дајући материјал који се мијеша са стопљеном кором или само дајући топлотни импулс и на тај начин стварајући киселије магме.

Геол. ан. Балк. полуос. Ann. Geol. Penins. Balk.	62	343-365	Београд, децембар 1998 Belgrade, Decembre 1998
---	----	---------	---

UDC 550.4:549.623.5:552.322/.323(497.11-15) Original scientific paper

MICAS OF THE SEMILAMPROPHYRE/LAMPROPHYRIC ROCKS FROM VELIKI MAJDAN, SERBIA

by

Dejan Prelević* and Dragan Milovanović*

Fero-magnesian trioctahedral micas occurs in semilamprophyre/lamprophyric dykes from V. Majdan area. The jointly occurrence of phlogopites and biotites in the same rock (magma) is peculiar from petroge- netic and geochemical point of view and is hardly noticeable by routine petrographic examination.

The phlogopite from V. Majdan area is highly magnesium with $Mg\# = 0.88-0.89$, and with high con- tent of Cr_2O_3 up to 2.35 %. Trace elements chemistry and thermobarometer calculation suggests crystalliza- tion from metasomatized upper-mantle source.

Relative to phlogopite, geochemical features of biotites from V. Majdan area are very different with much lower $Mg\#$ (0.40-0.46), lower content of Cr_2O_3 and higher content of Al_2O_3 and TiO_2 . Content of trace-elements and thermobarometer calculation suggests crystallization from the lower parts of the crust.

This specific coexistence of two consanguine micas cannot be paragenetic suggesting mingling and mixing of two different types of magna: lamprophyric (upper mantle origin) and acid one (crustal origin).

Key words: biotite, phlogopite, geochemical thermobarometry, lamprophyre, metasomatized upper-mantle, crust, magma mixing and mingling, Veliki Majdan, Serbia.

INTRODUCTION

Fero-magnesian trioctahedral micas are important constituents in various magmatic rocks. The most widespread are the members of isomorphic series biotite-phlogopite, which is confined by composition of the four end-members: phlogopite, annite, eastonite and siderophyllite (Fig. 1). According to this classification (Deer et al, 1962), the differ- ence between biotites and phlogopites is emphasized by molecular ratio Mg/Fe that is less then 2/1 for biotites. These minerals are very sensitive geochemical indicators and their chemistry reflects composition, temperature and pressure of crystallization, fugacity, alkalinity and basicity of the magma.

The jointly occurrence of phlogopites and biotites in the same rock (magma) is hardly noticeable by routine petrographic examination. This mineral association is pecu-

* University of Belgrade, Faculty of Mining and Geology, Džušina 7, 11000 Belgrade.

liar from petrogenetic and geochemical point of view. Assuming that, this paper presents new data for biotites and phlogopites that occur together in semilamprophyre/lamprophyric rocks in the V. Majdan area, NW Serbia, with aim of solving some genetical problems of this association applying new thermodynamical and experimental data.

GEOLOGICAL SETTING

The South-eastern rim of the Boranja granodioritic massif of the Oligocene age (Delaloye et al., 1989), is penetrated by numerous complex and heterogeneous linear dyke swarms. They are defined by the structures generated in the Mesozoic age (Stajevic & Gutovic, 1994). Early investigators of this area (Karamata, 1955; Stajevic & Gutovic, 1994) considered the dykes as products of Tertiary magmatism that generated granodioritic pluton of Boranja. Recent investigations (Prelevic, 1995) indicated the existence of four main types of dykes:

1. dacitic;
2. dacito-semilamprophyric composite dykes,
3. lamprophyric and
4. granodioritporphyritic;

Dacitic dykes are the most frequent in the investigated area. They range in thickness up to 100 meters and they show intensive K-metasomatoses and propylitization with invariable intensity through the dykes.

Dacito-semilamprophyric composite dykes range in thickness from few meters up to 100 meters and sometimes show changes in a single body. They have heterogeneous composition. Their marginal zone (max. 1.5 m) are composed of **lamprophyre/semilamprophyre**, whereas **dacitic** rocks form much thicker central parts. The contact between felsic (dacite) and mafic (lamprophyre/semilamprophyre) components of the dykes is sometimes sharp but sometimes with transitional zone. Chilling along these contacts is not apparent and there are no other signs (e.g. cracking) of contact between magmas with considerable temperature differences. This implies that two (mafic and felsic) magmas actually coexisted, as it has been inferred in similar composite dykes all over the World (Rock, 1991). The most investigated micas are from these dykes.

Lamprophyre (minette) is rare and occur in veins and dykes up to 5 m in diameter.

Granodiorite-porphyrates are also rare occurring in dykes and small bodies up to 200 m in diameter.

MATERIAL AND METHODS

Whole rock chemistry were analyzed using X-ray fluorescence. Analytical precision was tested on international standards and is better than 5%. The analyses were performed at the Federal Institute for Geosciences and Natural Resources, Hannover, Germany.

Content of major elements in the micas was analyzed by the CAMECA electron microprobe at the University of Hamburg. Operating conditions were: 20 kV, acceleration voltage, 10 nA absorbed sample current, 10 sec counting time. Natural and synthetic oxide and minerals were used as standard.

Trace-elements analyses of micas were performed by Atomic Absorption Spectrophotometry using Perkin-Elmer 373 in the Department of Geochemistry of the Faculty of Mining and Geology at the University of Belgrade. Accuracy of the method was checked using standard rock samples: ZGI-BM and GSP-1 and was within 10 %.

The micas were studied using twelve mineral separates from different samples that were recovered by followed separation technique. A rough concentrate was separated from washed rock powder which had been crushed to $>0.300 <1$ mm. This material was then fractionated with Frantz isodynamic separator, and further purified using ethylene iodide and bromofom. The purity of this concentrate exceeded 98 per cent and was controlled using X-ray powder diffraction method and binocular microscope.

WHOLE ROCK PETROGRAPHY AND GEOCHEMISTRY

The semilamprophyres/lamprophyres are darkgray porphyritic rocks with dominant macrocrysts of golden-yellow and black grains of phlogopite and biotite, and variable content of quartz and plagioclase in a microcrystalline quartzo-feldspathic groundmass.

Phlogopite is a dominant mineral and its content is highly variable, ranging from 15 to over 30 percent of the rock volume. **Biotite** occurs only as idiomorphic macro- to megacrystal (up to 1.5×1.5 mm), while absent in the groundmass, and makes up to 10 percent in the semilamprophyres whereas is absent in the lamprophyres. Macrocrysts of **quartz** (up to 3×3 mm) are rounded, embayed, intensively resorbed and sometimes rimed with alkali feldspar, which suggests its xenocrystic origin. In the lamprophyre samples, it is totally absent. **Plagioclase** macrocrysts are rare and they are also rimed by alkali feldspar. Its origin is xenocrystic, too. Investigated semilamprophyric/lamprophyric rocks characterizes apparent presence of **globular** structures. Two types of these structures were recognized with different shape and mineralogy:

- Large (up to 2 mm in diameter), wellrounded, filled with radial aggregate of greenish-yellow epidote crystals;
- Irregular globules (up to 1×0.5 mm) with heterogeneous mineralogy: tiny border is traced by phlogopite flakes, the interior is filed by chlorite (bluegray interference colors), calcite and opaque mineral. Pseudomorphs on olivine, amphibole and/or pyroxene macrocrysts have identical composition.

The groundmass is predominantly composed of microcrystalline quartz, alkali feldspar and phlogopite, with accessory apatite, epidote and calcite.

Major and some trace elements analyses of semilamprophyre/lamprophyre rocks are given in the Table 1. Semilamprophyre/lamprophyric rocks are characterized with: a) variable content of SiO_2 , b) high content of K_2O and high K/Na ratio (mean value $\text{K}/\text{Na}=7.18$), c) high contents of MgO , predominance over Fe and, hence, high mafic index (mean value $\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe}^{2+})=0.85$), d) mean value of peralkaline index $\text{Al}/(\text{K}+\text{Na})=1.83$; mean value of peraluminium index $\text{Al}/(\text{K}+\text{Na}+2\text{Ca})=0.85$, e) mean value of ratio $\text{K}/\text{Al}=0.46$. Trace element chemistry characteristics are: a) high level of Cr and Ni that is typical of mafic-ultramafic rocks; b) high level of LILE, especially Rb, Ba and Sr c) high content of incompatible elements Zr, Y and Ti. Major and trace elements chemistry corresponds very much with Rock's (1991)

world over minettes (Table 2). It is noticeable that all variations of Si, K, Mg, Ti, Cr, Ni, Zr, Y, Rb, Li, Ba very correlate with changes of xenocrystic abundance.

MICAS

The investigated micas are constituents of semilamprophyre/lamprophyre rocks and they vary considerably in abundance. Whereas in the semilamprophyre two micas show approximately equal abundance, in the lamprophyres phlogopite is the only mica and that is related with total absence of xenocrystal population in these rocks. For this reason these rocks approach to worldwide minettes (Rock, 1991).

Phlogopite (Fig. 1) occurs in two main distinctive sizes: as (micro)phenocrysts and groundmass. As **phenocrysts**, it is represented by idiomorphic flakes (average size of 0.7×0.2 mm) usually slightly zoned from light cores to darker rims, and some have thin outer darkbrown rim. Examples of deformed, fragmented, kinked and tectonized flakes are not uncommon; some basal ones show a low pleochroism and specific wrinkling due to recrystallization. **Groundmass** phlogopite invariably occurs as tiny, irregular, almost colorless, lath-shaped crystals showing preferred orientation which reflects flowing in the host magma during intrusion.

Biotite (Fig. 2) occurs only as idiomorphic darkbrown macro- to megacrysts (up to 1.5×1.5 mm), while absent in the groundmass. It is noteworthy that some crystals show narrow reaction rim with optical properties of the groundmass phlogopite (Figs. 3 and 4).

CHEMISTRY OF MICAS

Investigated micas of semilamprophyre/lamprophyre rocks are trioctahedral. They fall within two narrow and discrete regions in the quadrilateral diagram annite, siderophyllite, eastonite, phlogopite (Deer et al., 1962) showing clear compositional gap between them (Fig. 5).

Phlogopites

Representative microprobe analyses of phlogopite are presented in the Table 2. The content of Fe^{2+} , F and some trace-elements are presented in the Table 3.

It is noticeable that the phlogopites vary little in respect to macroelement chemistry. They have moderate alumina and moderate to low titania, moderate silica and very high chromium. These results show that the investigated phlogopites are in accordance with the chemistry of micas in calc-alkaline lamprophyres worldwide (Rock, 1991).

Recent thermodynamic and experimental data (Richter & Carmichael, 1996) show that the partition of **Ti** between phlogopite and melt is dependent on temperature and independent on pressure and oxygen fugacity. The same authors considered that the partition of **Ba** is controlled by pressure and water activity. These experiments were governed in water saturated condition and with augite and olivine minettes of similar composition as investigated semilamprophyre/lamprophyre rocks. This investigation confirmed the earlier presumption of phlogopite as a geochemical thermobarometer.

Using these data, we estimated the temperature and pressure of crystallization of the investigated phlogopite. The results are presented in the Table 4.

There are few investigations of content of trace elements in phlogopites. The reason for that is the analytical problem and heterogeneity of these minerals.

In our study we analyzed only microphenocrystal population (> 0.3 mm). The results show that phlogopites have very high Cr, Ni, Rb but low and moderate Ba, Mn, Zn and Li. High content of Cr, Ni, Co and V indicates and confirms very deep level (upper mantle) for crystallization of these mineral, whereas high level of Rb and Cs suggests metasomatic events in the upper mantle.

Biotites

Representative microprobe analyses of the biotite are presented in the Table 2. The contents of Fe^{2+} , F and some trace-elements are displayed in the Table 3.

On the contrary to phlogopite, chemistry of biotites is not so variable. They fall within the region of typical biotites on the quadrilateral classification diagram (Fig. 5) (Deer et al., 1962) for trioctahedral micas. Comparing to phlogopite, biotite has higher content of Ti, Al and Fe^{2+} , and lower of Si and Mg. Their trace-elements chemistry is also entirely different, and biotites are poor in Cr, Ni and Rb but much abundant in Ba, Zn, Li and Mn. Extremely different chemistry of the coexisted micas is the strongest evidence for their non-equilibrium assemblage, which suggests that mica population has not crystallized entirely from the magma that was parental to the current rock, of which they are now constituents.

If we assume that biotite originates from the acid magma that generated dacitic rocks in composite dykes, we can estimate temperature and pressure of their crystallization using content of Ti and Ba from semilamprophyre/lamprophyre biotites together with content of these elements from "coexisted" dacite that constitutes particular composite dyke. Table 5 shows estimated values for temperature and pressure of crystallization for biotites.

Another (older but much wider accepted in literature) way of estimation of temperature of crystallization of biotites is based on experimental work of Wones & Eugster (1968). On their diagram (Fig. 7) investigated biotite shows the temperature of crystallization that is very close to previous results based on distribution of Ti between crystal and liquid.

DISCUSSION AND CONCLUSION

Presented results of investigations of biotite and phlogopite certainly points out their very different genesis. Their composition is main evidence for presumption that composite dykes of the V. Majdan area are result of contemporate invading of two different magmas. Furthermore, they suggest mixing and mingling of these magmas in the (shallower) magma chamber producing third, semilamprophyre/lamprophyre magma with very variable composition.

In common with micas from other calc-alkaline lamprophyres (Mitchell & Bergman, 1991), the phlogopites from V. Majdan exhibit compositional trend of constant and

moderate increase in Al_2O_3 with moderate increasing FeO_T and TiO_2 . This trend and position on the discrimination diagram for micas from kimberlites, lamproites and minettes (Mitchell, 1985), show that the phlogopites from V. Majdan are typical, very primitive, minette micas (Fig. 6).

Thermobarometer calculations exhibit very narrow temperature range (1105 ± 25 °C) and much wider range for pressure (20 ± 4 kbar) of crystallization. Wider range of pressure is the consequence of very variable mode specially of xenocryst population. It is clear from petrographic point that samples without xenocrysts show the highest values for pressure of crystallization.

Another characteristic of phlogopites is extremely high content of Cr and Ni, together with high Rb, Cs, Ba and Sr. Considering distribution coefficients for investigated trace elements, former refers to very primitive (mantle) nature of liquid from which phlogopite crystallized, but latter implies a source which is enriched by HFSE.

Relative to phlogopite, geochemical characteristics of biotite from the V. Majdan semi-lamprophyre/lamprophyres and the way of appearance are very different. It's appear exclusively in macrocryst population, and show much lower ratios $Mg/Mg+Fe$ and Fe^{2+}/Fe^{3+} ; it is without any considerable content of F, and its content of trace elements is considerably different with much lower content of Rb, Cs, Cr and Ni. Considering its chemistry and thermobarometer results for temperature (1002 °C) and pressure (10 kbar) of crystallization, we conclude that biotite originated from lower part of the crust (32 ± 6 km) (Fig. 7).

This report tends to focus specific coexistence of two consanguine micas that cannot be paragenetic. Because of lack of isotopic information from these rocks, we can extract no more information about their possible mantle source (of lamprophyric component, of course). But we can borrow from the consensus of recent geochemical research on ultrapotassic rock-types (together with chemistry of phlogopite) and assert that the mantle source of lamprophyric component from composite-dykes was almost certainly within metasomatized lithospheric mantle.

Existence of composite dykes with their unique composition and complex genesis, indicate contemporate invading of two magmas of very different composition and they suggest consanguinity of magmas which are involved in their genesis. The presented data indicate the important influence of primitive component from upper mantle in origin of Tertiary volcanic rocks of the Veliki Majdan area.

Translated by D. Prelevic

ЛИТЕРАТУРА – REFERENCES

- Bachinski S. W. & Simpson E. L., 1984: Ti phlogopites of the Shaw's Cove minette: a comparison with micas of other lamprophyres, potassic rocks, kimberlites, and mantle xenoliths. – *American Mineralogist*, 69, 41–56.
- Bailey D. K., 1985: Fluids, melts, flowage and styles of eruption in alkaline ultramafic magmatism. – *Transactions of the Geological Society of South Africa* 88, 449–457.
- Barton M. & Hamilton D. L., 1982: Water-undersaturated melting experiments bearing upon the origin of potassium-rich magmas. – *Mineralogical Magazine*, 45, 267–278.

- Bergman S. C., Dunn D. P. & Krol, L. G., 1988: Rock and mineral chemistry of the Linhaisai minette, central Kalimantan, Indonesia, and the origin of Borneo diamonds – *Canadian mineralogist*, 26, 23–43.
- Deer W. A., Howie R. A. & Zussman J., 1962: *Rock Forming Minerals – Vol. 3, Sheet Silicates*. John Wiley and Sons, New York.
- Delaloye M., Lovric A. & Karamata, S., 1989: Age of Tertiary granitic rocks of Dinarides and Vardar zone – XIV Congress CBGA, Extended Abstracts, 1186–1189, Sofia.
- Edgar A. D., Green D. H. & Hibberson W. O., 1976: Experimental petrology of a highly potassic magma – *Journal of Petrology*, 17, 339–356.
- Esperanca S. & Holloway J. R., 1987: On the origin of some mica lamprophyres: experimental evidence from a mafic minette. – *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 95, 207–216.
- Govindaraju K. (editor), 1989: 1989 compilation of working values and sample description for 272 geostandards. – *Geostandards Newsletter*, 13, 1–113.
- Hunter R. H., Kissling R. D. & Taylor L. A., 1984: Mid- to late-stage kimberlitic melt evolution: Phlogopites and oxides from the Fayette County kimberlite, Pennsylvania. – *American Mineralogist*, 69, 30–40.
- Карамата С. (=Karamata), 1955: Петролошка студија магматских и контактано-метаморфних стена Боране. – *Гласник Природњачког музеја српске земље*, А, 6, 1–130, Београд.
- Mitchell R. H., 1985: A review of the mineralogy of lamproites. – *Transactions of the Geological Society of South Africa*, 88, 411–437.
- Mitchell R. H. & Bergman S. C., 1991: *Petrology of Lamproites*. – Plenum Press, New York and London, 1–447.
- Pering C. S. & Rock N. M. S., 1991: Relationships between calc-alkaline acidic and basic (mantle-derived) magmas in Late Archaean composite dykes, Kambalda Goldfield, Western Australia. – *Precambrian Research*, 52, 245–273.
- Prelevic D., 1995: Geohemijske karakteristike i korelacija dajkova terciarnih magmata u području Velikog Majdana. – *Magistarski rad*, Rudarsko-geoloski fakultet, Beograd, 1–144 (nepublikovano-unpublished).
- Prelevic D., 1996: Composite dykes from Veliki Majdan, W. Serbia, Yugoslavia. In: Knezevic-Djordjevic V. & Krstic B. (Eds.) *Terranes of Serbia: The Formation of the Geologic Framework of Serbia and the Adjacent Regions*. – University of Belgrade, Faculty of Mining and Geology, 213–220, Belgrade.
- Righter K. & Carmichael I. S. E., 1996: Phase equilibria of flogopite lamprophyres from western Mexico: biotite-liquid equilibria and P-T estimates for biotite-bearing igneous rocks. – *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 123, 1–21.
- Rock N.M.S., 1991: *Lamprophyres*. – Blackie and Son Ltd, 1–285, Glasgow.
- Stajevic B. i Gutovic M., 1994: Odnos magmatizma i orudnjenja na jugoistocnom obodu granodioritskog msiva Boranje. – *Tehnika*, 10–11, RGM, 1.
- Troll G., Farzaneh A. & Vamman K., 1977: Rapid determination of fluoride in mineral and rock samples using ion-selective electrode. – *Chemical Geology*, 20, 295–305.
- Tronnes R. G., Edgar A. D. & Arima M., 1985: A high pressure –high temperature study of TiO₂ solubility in Mg-rich phlogopite: implications to phlogopite chemistry. – *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 49, 2323–2329.
- Wones D. R. & Eugster H. P., 1965: Stability of biotite, experiment, theory and application. – *American Mineralogist*, 50, 1228–1272.