

## ОЛИВИНОВАЯ МИНЕТТА В ПРЕДЕЛАХ КАДЖАРАНСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ

© 2006 г. М. А. Арутюнян, А. Х. Мнацаканян, Р. Н. Таян

Институт геологических наук НАН РА  
375019, Ереван, пр. Маршала Баграмяна, 24а, Республика Армения  
E-mail: hrshah@sci.am  
Поступила в редакцию 15.03.2006 г.

Установлен новый для Каджаранского рудного поля тип лампрофировых даек. По ряду минералогических критериев генерация магматического расплава происходила при давлении 8–5 кбар. Последующая эволюция расплава обусловлена последовательным сбросом давления в малоглубинных магматических камерах при сохранении высоких температур и обогащении расплава калием и флюидами.

Редкий для Мегринского плутона тип дайки оливиновой минетты установлен в монцонитах юго-восточного фланга Каджаранского месторождения, на участке пересечения субмеридионального пояса даек полифировых гранодиорит-порфиров с субширотным поясом невадитовых гранодиорит-порфиров. Этот узел отмечен и выходом эксплозивных брекчий водоотводной штольни Саккар (Арутюнян и др., 2004).

Лампрофировые дайки Каджаранского рудного поля описаны и классифицированы Т.А. Аревшатян (1963). Согласно этим исследованиям, среди лампрофировых образований выделены амфиболовые и авгитовые минетты, минетто-вогезиты, керсантиты и спессартиты двух генераций. Все они, за исключением последних, развиты в монцонитах; единичные дайки спессартитов известны в порфировидных гранитоидах.

Выявленная нами дайка оливиновой минетты, мощностью 3,5–5,0 м, имеет субмеридиональное простирание с азимутом падения  $115^\circ$ , под углом  $80-85^\circ$ . В обнажении над водоотводной штольней р. Саккар она отчетливо выделяется по уступу на протяжении 30 м. В верхней части уступа отмечается пологопадающая плоскость с гидротермальными изменениями, мощностью 0,2 м и азимутом падения  $340^\circ$  под углом  $40^\circ$ , которая смещает дайку на 0,3–0,4 м.

Ниже водоотводной штольни дайка оливиновой минетты прослеживается отдельными выходами на расстоянии 70 м. Ширина зоны закалки дайки 0,15–0,20 м, причем в висячем боку она несколько шире по сравнению с лежащим боком.

### Петрография и химический состав

Макроскопически оливиновая минетта представляет мелкозернистую темно-серую до черного породу с многочисленными, резко неравномерно распределенными вкраплениями цветных минералов, реже полевых шпатов.

Структура порфировидная, серийно-порфировая. Фенокристаллы представлены оливином (15–20% поверхности шлифа), амфиболом (15–20%), клинопироксеном (13–15%), биотитом (15–17%), плагиоклазом (18–20%), ортоклазом (1–2%).

Оливин во вкраплениях (0,3–0,4 см) наблю-

дается в виде псевдоморфоз замещения, сложенных петельчатыми, волокнисто-пластинчатыми или однородными гомоосевыми агрегатами желто-зеленоватого серпентина, буро-зеленоватого хлорита с жилками тонкоагрегатного кальцита и редкими иголками тремолита. Псевдоморфозы сохраняют характерные для оливина короткопризматические формы с развитыми плоскостями второго пинакоида (010). Вокруг них обычно развивается каемка из мелкопризматических и тонкочешуйчатых индивидов буроватого биотита. Нередко вкрапления оливина собраны в гломеросростки, и каемки из биотита являются для них общими. Отсутствие характерных для оливина грубых неправильных трещин, заполненных гидроокислами железа, может свидетельствовать о магнезиальном составе первичного оливина и замещении его постериорными продуктами типа водных силикатов магнезия, не сопровождающимися изменением объема кристаллов.

Клинопироксен характерен для порфировых выделений, где представлен идиоморфными индивидами двух генераций, размерами 0,6–0,7 и 0,3–0,5 см; является также основным минералом матрикса описываемой породы, образуя столбчатые или тонкопризматические мелкие зерна. В шлифах минерал бесцветен со слабо зеленоватым оттенком;  $cNg=39-43^\circ$ ,  $+2V=55^\circ$ . В некоторых вкраплениях клинопироксена отмечаются включения пластиночек биотита и зерен циркона. Наблюдается развитие мелких поперечных трещинок, заполненных кальцитом, который, кроме того, образует каемки вокруг крупных вкрапленников. Отмечаются также включения рудного минерала, как правило, окруженного биотитовой реакционной каймой.

Амфибол представлен полиминеральными бурочерными в проходящем свете псевдоморфозами по длиннопризматическим кристаллам с характерными ромбическими сечениями. Контуры их четкие. По размерам обособляются три группы кристаллов амфибола: мегакристы (от 0,7 до 1,5 см), фенокристы (0,4–0,5 см) и субфенокристы (0,1–0,2 см); последняя группа встречается гораздо реже.

Мегакристы (первая генерация) нацело диссоциированы с образованием микрокристаллического агрегата из точечных выделений плагиоклаза, клинопироксена и магнетита, а также тон-

копризматического игольчатого вторичного амфибола в тонкой смеси с бурым кальцитом. Они приобретают футлярообразный облик и включают многочисленные призмы и таблички плагиоклаза, калишпата, пластинки биотита двух типов — коричневато-бурого и бледноокрашенного зеленоватого, а также участки основной массы породы.

Фенокристаллы второй генерации и субфенокристы также полностью замещены параллельно ориентированными вдоль удлинения первичного кристалла тонкими призмами или войлоком вторичного бурого амфибола, с чешуйками биотита и кальцита, придающими псевдоморфозам сланцеватый облик.

*Биотит* является одним из главных минералов вкрапленников, образуя темно-коричневые, буро-красноватые гексагональные пластинки двух генераций. (размерами 0,4-0,6 и 0,1-0,2 см соответственно). Схема плеохроизма обычная. Характерно зональное строение с более темноокрашенной краевой полосой. Отмечаются двойники; угол погасания пластинчатых индивидов  $cNp=6-7^\circ$ . Фенокристаллы биотита часто включают мелкие призмы бесцветного клинопироксена.

*Плагиоклаз* ( $Ap_{25-30}$ ), как и роговая обманка, наблюдается в виде крупных (1,0-1,5 см), длиннопризматических мегакристов зонального строения с широкой каймой из пелита, крупнокристаллического кальцита и серицита. Призматические выделения плагиоклаза второй генерации (0,5-0,8 см) более интенсивно замещаются теми же минералами, которые развиваются по всему кристаллу.

*Ортоклаз* образует очень редкие таблитчатые фенокристаллы (0,4-0,6 мм в длину) однородного строения, интенсивно пелитизированные.

Из акцессорных минералов характерны микровкрапленники апатита и титаномагнетита.

*Основная масса* в центральных зонах дайки характеризуется мелко-среднекристаллическим сложением и панидиоморфнозернистой, участками микропойкилитовой структурой: основной каркас породы сложен неравномерно распределенными лейстами кислого плагиоклаза, столбчатыми и призматическими зернами клинопироксена, уступающими им количественно, а также чешуйками, мелкими пластинками слюды и микроскопической вкрапленностью рудного минерала. В их промежутках располагаются ксеноморфные зерна буроватого пелитизированного ортоклаза; относительно крупные зерна последнего содержат нередко пойкилитовые вроски клинопироксена, плагиоклаза и биотита. В зальбандах дайки основная масса приобретает призматическизернистую структуру, местами переходящую в лучистую или метельчатую, сложенную резко удлиненными, игловидными индивидами ортоклаза и биотита. На отдельных участках устанавливаются нечетко оконтуренные лейкократовые обособления типа оцеллей, сложенные призматическими кристаллами ортоклаза, кальцитом и зеленоватым хлоритом.

Многочисленные мелкие (0,2-0,4 мм) миндалевидные обособления и миндалины распре-

делены в теле дайки неравномерно, чаще всего локализуясь в ее зальбандах. Они выполнены крупнокристаллическим кальцитом, хлоритом, серпентином и сферолитами кварца.

Приведенное петрографическое описание оливниновой минетты из дайки Каджаранского рудного поля можно обобщить следующим образом.

Высокие количественные содержания порфиридных вкрапленников нескольких генераций могут указывать, что внедрению дайки предшествовала длительная кристаллизация в разновысоких очагах. Ранние интрателлурические выделения принадлежат мегакристам оливина, роговой обманки, плагиоклаза и клинопироксена, из них первые два претерпели полное, остальные частичное преобразование и диссоциацию после перемещения расплава в более высокие магматические камеры. В последних продолжается кристаллизация клинопироксена и появляется новая ассоциация фенокристаллов — амфибол второй генерации, биотит, калишпат; ранний клинопироксен реакционно замещается амфиболом II. Развитие этого парагенезиса вкрапленников, как и состав тонкокристаллической основной массы с ведущей ролью ортоклаза и обилием лейстов цветных, может свидетельствовать об усилении роли щелочей, в частности  $K_2O$ , и возрастании парциального давления флюидной фазы. Эти условия сохраняются и на поздне-постмагматическом этапе, в результате чего заметно возрастает роль  $CO_2$  (и  $H_2O$ ), что способствует обильной кристаллизации кальцита и хлорита в миндалевидных обособлениях и миндалинах.

Содержание петрогенных окислов и нормативный состав образцов оливниновой минетты из описываемой дайки приведены в табл. 1. Как следует из этих данных, содержание  $SiO_2$  в них варьирует в пределах 48,3-52,1%,  $MgO$  — от 4,1 до 7,9%, сумма щелочей — от 5,5 до 6,7%; содержания  $TiO_2$  заметно понижены (0,2-1,1%). Наблюдаемые вариации порообразующих окислов связаны как с крайне неравномерным кучным распределением порфиридных вкрапленников и тенденцией вкрапленников к мономинеральным скоплениям (оливин, клинопироксен), так и с неравномерным развитием вторичного кварца, кальцита и хлорита.

На классификационной диаграмме  $SiO_2 - Na_2O + K_2O$  изученные составы располагаются в субщелочном поле пород. По соотношению  $SiO_2 - K_2O$  они принадлежат высококалийевой серии. Субщелочной тренд проявляется уже на интрателлурическом этапе, определяя парагенезис ранних минеральных фаз (оливин+плагиоклаз+клинопироксен+амфибол). Нормативный состав породы в зависимости от содержаний  $SiO_2$  и суммы щелочей варьирует от слабо недосыщенных  $Ol - Di$  или  $Ol - Ne$  разностей до слабо насыщенных  $Q$ -нормативных разностей. Такие особенности химизма, как высокий коэффициент магнезиальности ( $mg\#0,58-0,65$ ), низкоумеренная глиноземистость ( $al'=0,36-2,03$ ), четко выраженный калиевый уклон ( $K_2O/Na_2O=1,48-2,16$ ), позволяют отнести изученные составы к ассоциирующим с гранитоидными плутонами известково-щелочным

лампрофирам типа "А" по классификации Н.М.Рока (1983).

Таблица 1

Химический состав оливиновой минетты из дайки Каджаранского рудного поля

Окислы	1	2	3	4	5
SiO <sub>2</sub>	48,29	48,90	49,12	50,09	52,15
TiO <sub>2</sub>	1,10	0,95	0,72	0,75	0,24
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,35	12,85	7,18	17,24	20,39
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,32	4,67	8,42	2,84	1,78
FeO	2,27	4,84	3,92	3,92	4,20
MnO	0,09	0,22	0,13	0,15	0,06
MgO	7,87	7,26	7,67	4,11	4,05
CaO	9,45	9,00	9,19	8,27	4,20
Na <sub>2</sub> O	2,10	2,40	2,10	2,70	1,80
K <sub>2</sub> O	3,40	4,00	4,40	4,00	3,90
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,59	0,04	0,46	0,23	0,38
CO <sub>2</sub>	-	-	5,53	4,04	3,69
n.n.n.	5,18	4,91	0,46	2,13	3,00
H <sub>2</sub> O	0,22	0,41	0,20	0,28	0,15
Σ	99,23	100,45	99,46	100,75	99,99
нормативный состав по CIPW					
il	2,12	1,82	1,37	1,52	0,46
mgt	4,40	6,71	9,96	3,94	2,55
hcm	2,24	-	-	-	-
ap	1,35	-	1,35	0,34	1,01
or	20,03	23,37	26,16	23,37	22,82
ab	17,83	15,20	12,58	22,55	15,20
an	16,97	12,52	-	23,09	18,08
cor	-	-	-	-	6,63
di	wo	11,03	13,47	17,54	7,09
	en	9,54	10,44	14,66	4,82
	fs	-	1,58	0,66	1,72
hy	en	4,42	-	4,42	-
	fs	-	-	-	5,94
ol	fo	3,94	5,35	-	3,80
	fa	-	1,73	-	1,73
ac	-	-	4,62	-	-
q	-	-	0,12	-	-
nc	-	2,84	-	0,28	-
mg#	0,59	0,65	0,64	0,58	0,59
al'	0,86	0,77	0,36	1,59	2,03
Asi	0,89	0,83	0,46	1,15	2,06
K <sub>2</sub> O/Na <sub>2</sub> O	1,62	1,67	2,09	1,48	2,16

Примечание: Анализы выполнены в лаборатории ИГН НАН РА (аналитики Чаталян С.А., Барсегова М.С.); 1 - обр 7755; 2 - обр 6 (автор Х.Б.Меликсетян), 3 - обр 7755а; 4 - обр 7912; 5 - обр. 2002

### Химический состав минералов

Породообразующие минералы изученной оливиновой минетты исследовались на электронном микроанализаторе САМЕВАХ в Департаменте морской геологии IFREMER (Брест, Франция). Представительные составы клинопироксенов, железо-магнезиальных слюд, калинатрового полевого шпата и титаномагнетита приведены в табл.2.

Клинопироксен имеет длительный этап кристаллизации от интрателлурических до внутрикамерных субвулканических условий. По содержанию компонентов порфиновые вкрапленники

соответствуют диопсиду ( $Ca_{48,11-48,55} Mg_{841,90-42,71} Fe_{8,90-9,90}$ ); состав лейстов в основной массе ( $Ca_{46,75} Mg_{44,11} Fe_{8,63}$ ) смещается за счет убывания Ca и возрастания Mg в поле эндиопсида (рис.1). Диопсидовый минерал составляет 79-82%, геденбергитовый - 8-10%, алюминиевый минерал (молекула Чермака) - 8-11%.

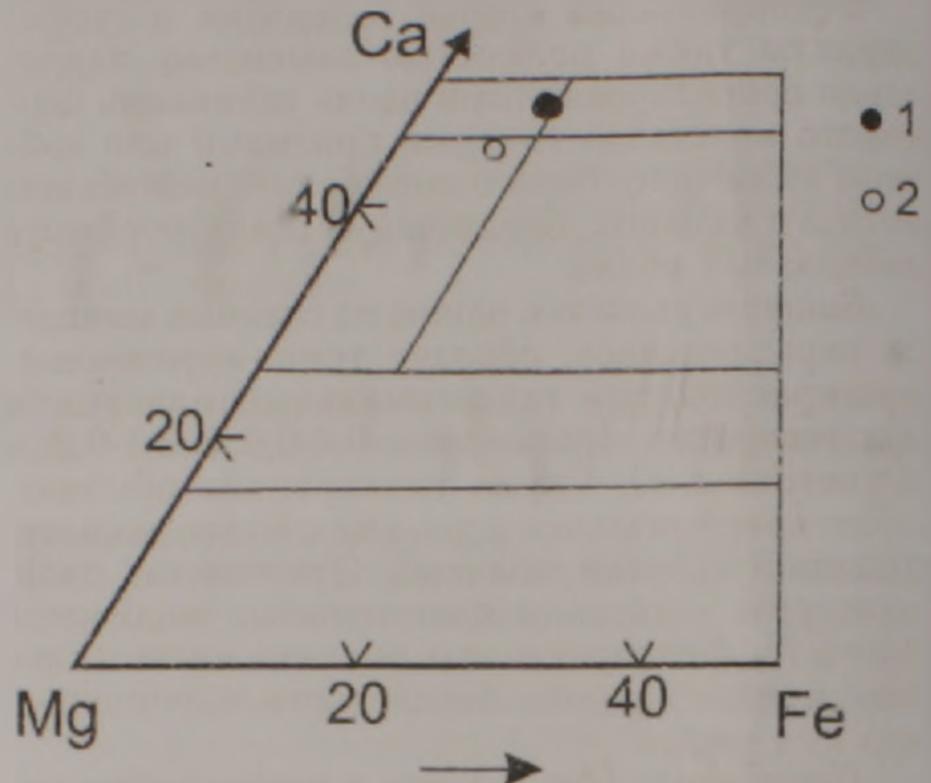


Рис.1. Положение составов клинопироксенов из дайки оливиновой минетты на классификационной диаграмме Пелдерварта и Хесса (Дир и др.,1966). 1 - вкрапленники; 2 - основная масса.

Для клинопироксенов первой и второй генераций характерны относительно высокие содержания  $Al_2O_3$  (4,32-5,53%) и  $TiO_2$  (0,92-1,27%). По соотношению этих компонентов на классификационной диаграмме (Rock, 1984) они занимают поле известково-щелочных лампрофиров (рис.2).

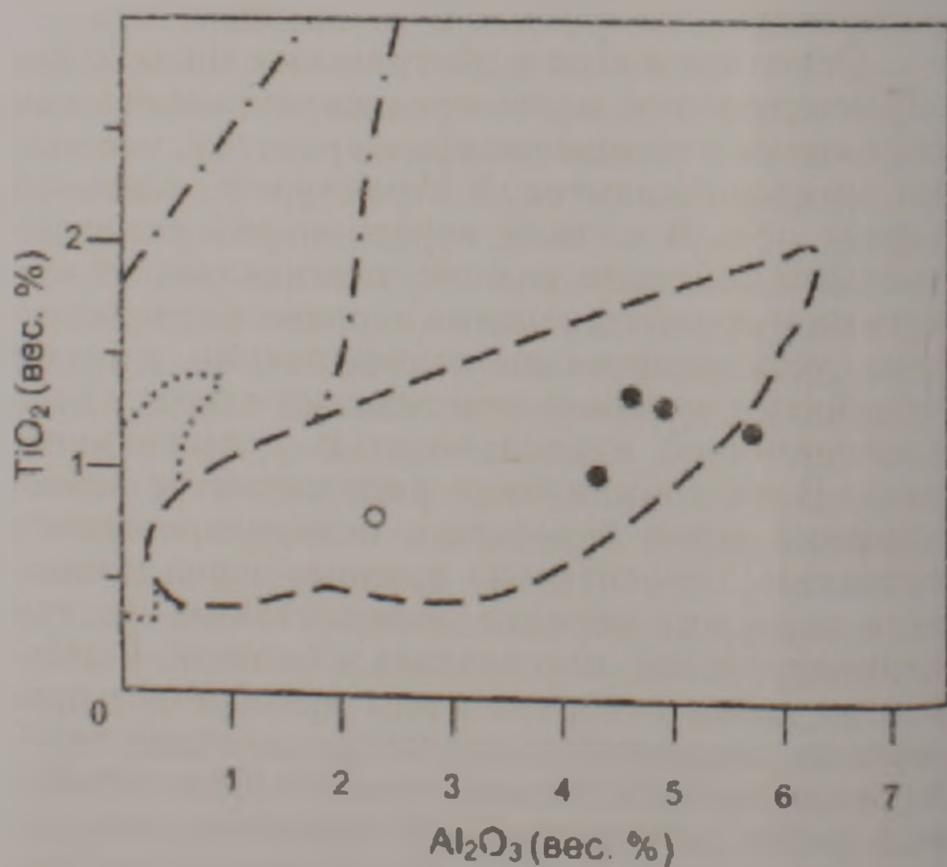


Рис.2. Соотношение  $Al_2O_3$  и  $TiO_2$  в клинопироксенах оливиновой минетты.

Условные обозн на рис 1. Поля составов по Року (1984):  
 - - - известково-щелочные лампрофиры;  
 ..... лампронты;  
 - . - лейцититы.

## Химический состав и кристаллохимические формулы породообразующих минералов оливиновой минетты из дайки Каджаранского рудного поля

Окислы	Клинопироксен					Fe-Mg слюда				Калишпат		Титаномагнетит	
	фенокристаллы - I		фенокристаллы - II		осн. масса	фенокристаллы - I		фен. - II	осн. масса	субфенокристы		субфенокристы	
	75	64	69	76		65	71			70	61	68	66
SiO <sub>2</sub>	48,86	48,87	49,50	50,55	51,61	36,19	37,70	37,78	34,88	63,81	64,23	0,08	0,76
TiO <sub>2</sub>	1,27	1,34	1,25	0,92	0,73	5,75	4,50	4,69	5,46	-	0,05	9,12	6,45
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,53	4,48	4,81	4,32	2,43	13,86	12,90	12,85	13,62	17,27	17,46	0,05	0,04
FeO	5,89	5,90	5,40	5,39	5,36	12,49	13,79	13,33	14,63	0,19	-	83,45	81,75
MnO	0,22	-	0,10	0,13	0,12	0,26	0,20	0,80	0,32	-	-	0,03	0,05
MgO	14,49	14,67	14,67	15,06	15,75	15,88	16,19	18,09	13,80	0,03	-	0,06	0,14
CaO	23,14	23,56	23,34	23,62	23,23	0,08	-	-	1,31	-	-	0,14	2,60
Na <sub>2</sub> O	0,47	0,42	0,40	0,40	0,28	0,58	0,55	0,60	0,52	0,25	0,46	-	0,05
K <sub>2</sub> O	-	0,04	0,04	0,03	0,03	9,24	9,32	9,57	8,78	17,05	17,09	0,22	0,09
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,05	0,04	0,04	-	-	-	0,11	-	1,59	0,08	-	0,07	1,98
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,85	0,40	0,31	0,27	0,26	-	0,02	-	-	-	0,15	0,07	-
Cl	-	-	0,019	-	-	-	0,177	0,160	-	0,16	-	-	-
Σ	100,76	99,73	99,86	100,88	99,80	94,12	95,44	95,26	94,91	98,63	99,43	93,30	93,92
В пересчете на 6 O					В пересчете на 14 O				В пересчете на 32 O		В пересчете на 32 O		
Si	1,805	1,826	1,837	1,855	1,910	5,588	5,737	5,606	5,626	12,022	12,021	0,023	0,280
Al <sup>IV</sup>	0,195	0,174	0,163	0,145	0,090	2,412	2,269	2,228	2,374	3,898	3,839	-	-
Al <sup>VI</sup>	0,045	0,023	0,047	0,044	0,038	0,072	0,052	-	0,216	-	-	-	-
Ti	0,035	0,037	0,035	0,025	0,020	0,667	0,512	0,526	0,660	-	-	2,609	1,888
Fe <sup>+3</sup>	0,075	0,097	0,065	0,023	0,027	-	-	-	-	-	-	14,221	15,132
Fe <sup>+2</sup>	0,107	0,087	0,103	0,148	0,139	-	-	-	-	-	-	7,110	7,566
Fe <sup>+2</sup>	-	-	-	-	-	1,612	1,757	1,649	1,979	0,022	-	-	-
Mn	0,007	-	-	0,003	0,003	0,033	0,025	0,025	0,040	-	-	-	0,023
Mg	0,798	0,817	0,811	0,823	0,868	3,652	3,678	3,993	3,143	-	-	0,046	0,093
Cr	0,025	0,012	0,009	0,007	0,007	-	-	-	-	-	-	-	-
Ca	0,916	0,943	0,928	0,928	0,928	-	-	-	-	-	-	0,069	1,072
Na	0,002	0,030	0,028	0,028	0,020	0,167	0,161	0,178	0,163	0,091	0,157	-	-
K	-	-	-	-	-	1,816	1,812	1,800	0,804	4,079	4,040	-	-
Mg#	0,79	0,81	0,82	0,82	0,83	0,70	0,71	0,68	0,61	-	-	-	-
Ca#	418	525	485	546	955	-	-	-	-	-	-	-	-
Wo	48,1	48,4	48,6	48,2	46,8	-	-	-	-	-	-	-	-
En	41,9	41,9	42,5	42,7	44,1	-	-	-	-	-	-	-	-
Fs	10,0	9,7	8,9	9,1	9,1	-	-	-	-	-	-	-	-
Or	-	-	-	-	-	-	-	-	-	97,8	96,3	-	-
Ab	-	-	-	-	-	-	-	-	-	2,2	3,7	-	-
An	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Usp	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	23,92	17,62
Mgt	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	76,08	82,38

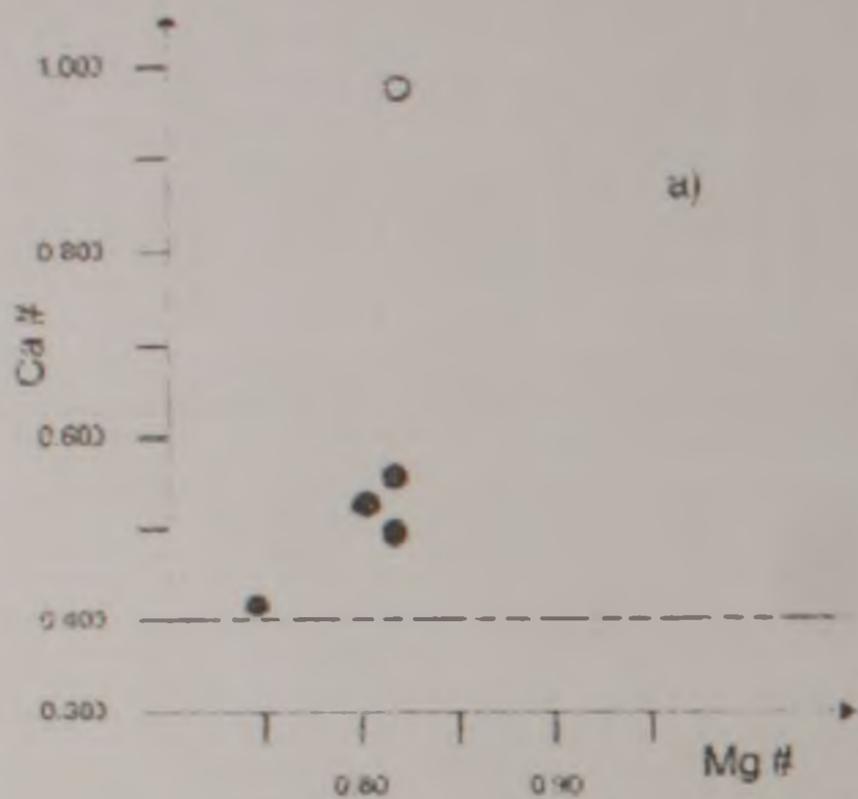
\*Примечание. Fe<sup>+3</sup> в клинопироксенах рассчитывалось по формуле:  $Fe^{+3} = (Na + K + Al^{VI}) - (Al^{VI} + Cr + 2Ti)$ ;  $Ca\# = 100 \cdot CaO / Al_2O_3$  (ат. %);  $Mg\# = Mg / (Mg + Cr + Mn + \Sigma Fe)$ .

В составе клинопироксена основной массы заметно одновременное убывание обоих компонентов; уменьшение Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> коррелируется с TiO<sub>2</sub>. В целом, в изученных клинопироксенах содержания Al превышают количества, необходимые для заполнения тетраэдрической позиции. Кроме того, в них отмечается отрицательная корреляция Al<sup>IV</sup> и Mg в направлении от вкрапленников первой генерации ко второй, и далее к основной массе (рис. 3b). Наиболее магnezиальный и насыщенный Si в тетраэдрической позиции состав фиксируется для клинопироксена основной массы. Таким образом, в ходе внутрикамерной дифференциации расплава устанавливается необычное возрастание Mg в лейстах клинопироксена при практически постоянном поведении

общего железа. Эти вариации можно связать с тем, что к моменту кристаллизации поздних генераций клинопироксена прекращается выделение оливина, обогащая остаточный расплав магнием, параллельно с возрастанием активности SiO<sub>2</sub> и K<sub>2</sub>O.

Согласно экспериментальным данным (Elthon, 1987), клинопироксены с содержаниями Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> > 3% и TiO<sub>2</sub> > 1% кристаллизуются в области средних и высоких давлений (от 5 до 10 кбар), что оказывается справедливым для изученных порфировых вкрапленников первой и второй генераций. Резкое уменьшение содержания Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и TiO<sub>2</sub> в клинопироксене основной массы означает переход к более приповерхностным условиям кристаллизации. В качестве

индикатора глубинности кристаллизации расплава (Нестеренко и др., 1993) используется параметр  $Ca\# = CaO \cdot 100 / Al_2O_3$  в клинопироксенах, значение которого во вкрапленниках не превышает 418-546; резкое возрастание его до 955 в лейстах (рис.3а) означает скачкообразное падение общего давления (ниже 5 кбар) в магматической камере к моменту кристаллизации основной массы.



Fe-Mg слюды, как и клинопироксены, относятся к минералам ранних этапов кристаллизации преимущественно гипабиссального-субвулканического уровней. Из рассмотрения табл.2 следует, что наибольшие вариации окислов в их составе отмечаются для  $SiO_2$  (37,78-34,88%), FeO (12,49-14,63%),  $MgO$  (18,09-13,80%); в сравнительно узких пределах изменяются содержания  $TiO_2$  (4,50-5,70%) и  $Al_2O_3$  (12,90-13,86%).

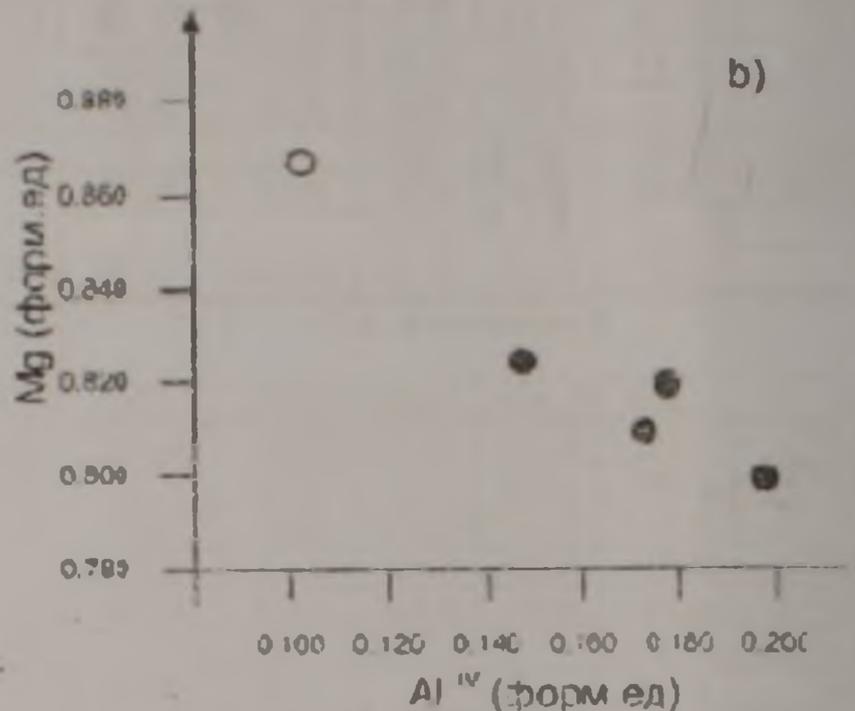


Рис.3. а) Соотношение  $Ca\#$  и  $Mg\#$  и б)  $Al^{IV}$  и  $Mg$  в клинопироксенах оливиновой минетты. Пунктирная линия на рис. а) разделяет области различных давлений: ниже – 8-30 кбар, выше – 5 кбар и менее (Нестеренко, 1993).

Тройная диаграмма Al-Fe-Mg. (Rock, 1984) отражает состав миалов изученных слюд, которые представлены практически флогопитом и аннитом при ограниченной роли истонит-сидерофиллитовых молекул (рис.4). Слюды из порфировых вкрапленников ложатся влево от разделительной линии, в поле флогопитов; слюда из основной массы – в поле собственно биотитов.

Соотношение  $TiO_2$  и  $Al_2O_3$  (рис.5) выявляет принадлежность изученных слюд группе известково-щелочных лампрофиров (Rock, 1984). На

том же графике показаны границы полей слюд разных фаций глубинности гранитоидов по Г.Б.Ферштатеру (1987). Кристаллизация слюд разных генераций в описываемой оливиновой минетте происходит преимущественно в усло-

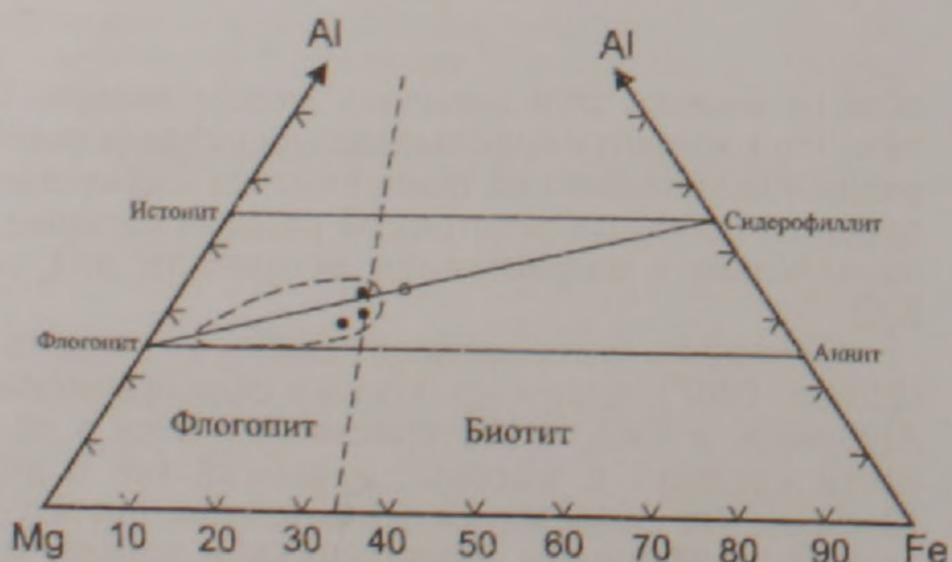


Рис.4. Составы биотитов из оливиновой минетты на диаграмме Al-Mg-Fe по Року (1987). Пунктиром очерчено поле составов 84 биотитов из известково-щелочных лампрофиров (минетт). Усл. обозн. на рис.1.

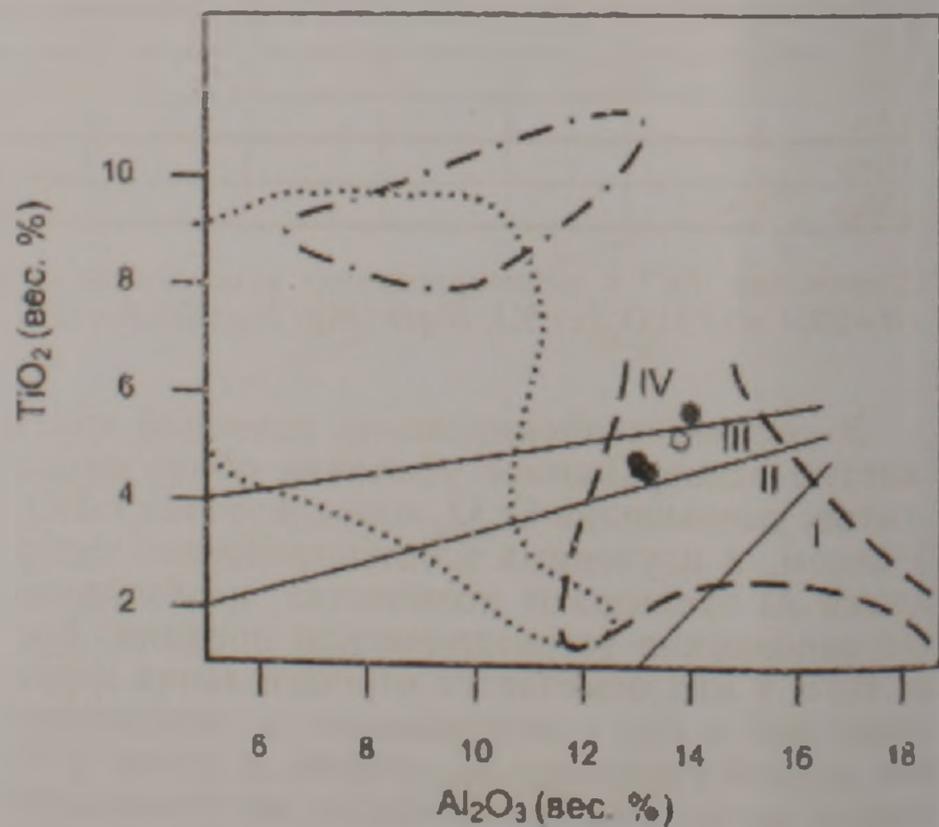


Рис.5. Соотношение  $Al_2O_3$  и  $TiO_2$  в биотитах оливиновой минетты. Поля составов даны по Року (1984). Усл. обозн. на рис. 1. Сплошными линиями разграничены поля составов биотита в гранитоидах разных фаций глубинности по Ферштатеру (1975): I – абиссальное, II – мезоабиссальное, III – гипабиссальное, IV – субвулканическое.

виях, переходных от гипабиссальных к субвулканическим. Следует отметить также, что по содержаниям  $MgO-TiO_2$  изученные слюды отвечают низкобарическим высокотитанистым типам по Sh. W. Bachinski (1984).

На диаграмме активностей  $K_2O$  и  $H_2O$  (температура) по В.И. Иванову (1970) составы изученных биотитов характеризуются высокой температурой (пониженной активностью  $H_2O$ ) и высокой активностью  $K_2O$  (рис. 6).

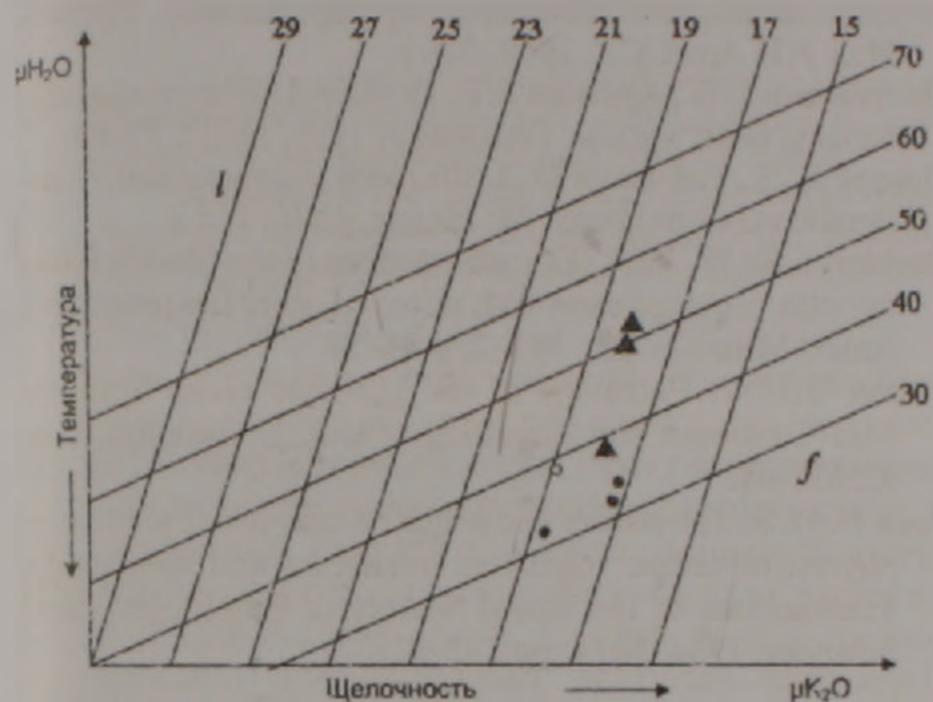


Рис. 6. Соотношение активности  $H_2O$  ( $10^6$  кристаллизации) и  $K_2O$  в кристаллизующихся расплавах по составу биотитов (Иванов, 1970);  $f = \sum Fe / \sum Fe + Mg \cdot 100$ ;  $l = Al / Al + Si + \sum Fe + Mg \cdot 100$ ; Треугольничками показан состав биотитов из эксплозивных брекчий. Остальные усл. обозн. — на рис. 1.

В целом, переход от порфировых вкрапленников флогопита к биотиту основной массы осуществляется за счет заметного возрастания общего железа и уменьшения магнезиальности. Этот тренд противоположен тренду изменчивости описанных выше клинопироксенов разных генераций, что объясняется как прекращением кристаллизации интрателлурического оливина, так и возрастанием калиевой щелочности остаточного расплава. Вместе с тем, магнезиальность клинопироксенов постоянно выше магнезиальности слюды, т.е. распределение Fe и Mg в сосуществующих клинопироксенах и слюдах всех генераций сохраняет соответствие правой, высокотемпературной части обменной реакции равновесия  $Vt_{Mg} + Crx_{Fe} = Vt_{Fe} + Crx_{Mg}$  (Перчук, Рябчиков, 1976). По геотермометру названных авторов температура совместной кристаллизации этих минералов составляет  $1000-950^\circ C$  (последняя цифра для основной массы).

Калинатриевый полевой шпат представлен существенно калиевой фазой состава  $Or_{97,8-96,3} Ab_{2,2-3,7}$  и отвечает ортоклазу (табл. 2).

Титаномагнетит порфировых выделений отличается высоким содержанием  $TiO_2$  (6,45-9,12%). Приведенный в табл. 2 расчет кристаллохимической формулы выполнен на стехиометрической основе, полагая отношение  $R^{+3}/R^{+2}$  равным 2:1. (Дир и др., т. 4, 1966). При таком допущении в состав изученных титаномагнетитов входят миналы ульвошпинели (17,62-23,92%) и магнетита (76,08-82,38%), что позволяет пред-

полагать умеренно восстановительные условия кристаллизации ( $-\log f_{O_2} 10^{-16}$  и ниже).

## Обсуждение результатов

Нахождение в пределах Каджаранского рудного поля редкой для всего Мегринского плутона даечной породы типа оливиновой минетты представляет несомненный интерес в двух главных аспектах. Первый из них, структурный, базируется на факте пространственного совмещения дайки оливиновой минетты с эксплозивными брекчиями и приуроченности тех и других к сложному узлу пересечения разнонаправленных систем даек и разломов.

Второй, петрологический аспект, учитывает своеобразие минералогического и химического составов описанной дайки и такие характерные для биотитовых лампрофиров, генетически связанных с гранитоидными массивами, особенности, как повышенные калиевость и магнезиальность. Установленная последовательность кристаллизации порфировых вкрапленников и минералогические критерии их составов указывают, что на ранних этапах в глубинных интрателлурических условиях формировался близиквидусный парагенезис мегакристов —  $Oi + Crx + Pl + Am$ , устойчивый до  $T = 1300^\circ C$  при давлении 7-8 кбар (Грин, Рингвуд и др., 1968). Смена его на парагенезис  $CrxII + AmII + PlIII + Bt + Kfs$  отражает перемещение магматического расплава в камеры гипабиссального и субвулканического уровней (5 кбар и менее). Это подтверждается как низкой кальциевостью ( $Ca\#$ ) порфировых вкрапленников клинопироксена, так и равной  $1000-950^\circ C$  температурой установления  $Vt-Crx$  фазового равновесия. Появление на малоглубинных уровнях таких новых фаз, как биотит и калиевый полевой шпат, предполагает поступление в расплав щелочей и летучих и их накопление по мере отсадки ранних тугоплавких фаз. Составы биотитов разных генераций (рис. 6) указывают на длительную сохранность высокой активности  $K_2O$  и температуры (пониженной активности воды) в остаточном расплаве. С пониженной активностью воды согласуются кроме того составы титаномагнетитов, по которым предполагается умеренно восстановительный режим кристаллизации.

Таким образом, существенно калиевый характер исходного расплава находит свое отражение в расширении поля кристаллизации калиевых фаз на малых глубинах, а его высокомагнезиальный основной состав согласуется с повышенными температурами кристаллизации цветных. На поздне-постмагматическом этапе высокая активность калиевых флюидов сохраняется и заметно возрастает активность  $CO_2$  и  $H_2O$ .

Выполненные Р.Х. Гукасяном (лаборатория петрологии и изотопной геологии ИГи НАН РА) на образцах оливиновой минетты определения изотопных параметров дали следующие цифры —  $Rb = 72,99-73,87 \text{ мкг/т}$ ,  $Sr = 1020,56-1045,78 \text{ мкг/т}$ ,  $Rb/Sr = 0,0711$ , и  $^{87}Sr/^{86}Sr = 0,70430 (\pm 0,00010) - 0,70441 (\pm 0,00034)$ , указывающие на мантийный источник выплавления магматического расплава.

Приведенный материал позволяет при рас-

смотрении возможных источников калия и флюидной фазы в формировании описанных даечных пород принять механизм раннего мантийного калиево-флюидного метасоматоза исходного базитового расплава (Золотухин, Васильев, 2001). Последующее фракционирование последнего, в условиях сохранения высоких температур, обусловлено падением (сбросом) давления при перемещении расплава в малоглубинные магматические камеры, что и привело к образованию резко обогащенных кристаллической фазой лампрофиров высококалиевого известково-щелочного типа.

Авторы выражают глубокую признательность профессору Департамента Морской Геологии IFREMER (Брест, Франция) Роджеру Экинью за микрондовые определения химического состава минералов оливиновой дайки. Особую благодарность авторы выражают м.н. сотруднику лаборатории вулканологии ИГН НАН РА Ж.С.Вартазарян за содействие в работе.

Статью рецензировал и рекомендовал к опубликованию член-корр. НАН РА Р.Л.Мелконян.

#### ЛИТЕРАТУРА

Арутюнян М.А., Мнацаканян А.Х., Таян Р.Н. Эксплозив-

ные брекчиевые тела Каджаранского рудного поля и условия их формирования. Изв. НАН РА, Науки о Земле, 2004, №2, с.9-17.

Грин Д.Х., Рингвуд А.Э. и др. Петрология верхней мантии. М.: Мир. 1968, 334 с.

Дир У.А., Хаун Р.Л., Зусман Дж. Породообразующие минералы. т.4. М: Мир. 1966, 481 с.

Золотухин В.В., Васильев Ю.Р. Генетические особенности богатых калием базитов. Петрология, 2002, т.10, №11, с.88-109.

Мкртчян С.С., Карамян К.А., Аревшатян Т.А. Каджаранское медно-молибденовое месторождение. Ереван. Изд. АН АрмССР. 1969, 326 с.

Нестеренко Г.В., Арискин А.В. Глубины кристаллизации базальтовой магмы. Геохимия, 1993, №1, с.77-88.

Перчук Л.Л., Рябчиков И.Д. Фазовое соответствие в минеральных системах. М: Недра, 1976, 225 с.

Bachinski S.W. 1984. Ti – phlogopites of the Shaw's Cowe minette: a comparison with nucas of other lamprophyres. Amer. Miner., v.69, №1-2, p.41-56.

Elthon D.1987. Petrology of the gabbroic rocks from the Mid-Canuman rise spreading center. J. Geophys. Res., 92: 658-682.

Rock N.M.S. The nature and origin of calc-alkaline lamprophyres: minettes, vogesites, kersantites and spessartites. Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences, 1984, №74, pp.193-227.

### ՕԼԻՎԻՆԱՅԻՆ ՄԻՆԵՏԸ ՔԱՉԱՐԱԻ ՀԱՆՔԱՅԻՆ ԴԱՇՏՈՒՄ

Մ. Ա. Հարությունյան, Ա. Խ. Մնացականյան, Ռ. Ն. Տայան

#### Ա ս փ ո փ ու մ

Քաչարանի հանքային դաշտում հայտնաբերված է լամպրոֆիրային դայկաների նոր տեսակ: Միներալոգիական չափանիշներով սազմատիկ հալոցքի առաջացումը ստեղծ է ունեցել 20կմ (8-ից 5 կիլոբար) խորությունում: Հալոցքի հետագա էվոլյուցիան պայմանավորված է մերձմակերեսային խցերում ճնշման արագ անկմամբ, բարձր ջերմաստիճանների պահպանմամբ՝ միաժամանակ հալոցքը հարստացել է կալիումով և ֆլուիդներով:

### OLIVINE MINETTE WITHIN THE LIMITS OF KAJARAN ORE FIELD

M.A. Haroutyunian, A.Kh. Mnatsakanyan, R.N. Tayan

#### Abstract

Identified is a type of lamprophyre dikes new to Kajaran ore field. By a set of mineralogical criteria, magmatic melt was generated under a pressure of 8 to 5 kBar. Further evolution of melt is conditioned by stepwise drop in pressure in low-depth magmatic chambers in conditions of high temperature and melt concentration with potassium and fluids.