

УДК 552.33 : 551.21

С.Г. Кривдик¹, В.А. Михайлов², В.В. Шарыгин^{3, 4}

¹ Институт геохимии, минералогии и рудообразования
им. Н.П. Семеново НАН Украины
03680, г. Киев-142, Украина, пр. Акад. Палладина, 34
E-mail: kryvdik@ukr.net

² Киевский национальный университет имени Тараса Шевченко
03022, г. Киев, Украина, ул. Васильковская, 90
E-mail: vladvam@gmail.com

³ Федеральное государственное бюджетное учреждение науки
"Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН"
630090, г. Новосибирск, Россия, пр. Акад. Коптюга, 3

⁴ Федер. гос. бюджет. образоват. учреждение высш. проф. образования
"Новосибирский государственный университет"
630090, г. Новосибирск, Россия, ул. Пирогова, 2
E-mail: sharygin@igm.nsc.ru

ЛЕЙЦИТОВЫЕ ПОРОДЫ ОЗЕРА УРМИЯ, ИРАН

На северо-восточном побережье оз. Урмия (Иран) расположен неогеновый палеовулкан, сложенный бесплагиоклазовой серией пород: мелалейцититы — полевошпатовые лейцититы — фонолиты — трахиты. В лейцититах фемические минералы представлены магнезиальными клинопироксенами, оливином (хризолит), иногда амфиболом, а полевые шпаты (в подчиненном количестве) почти чистыми калишпатами или их барийсодержащими разновидностями. Слюды в лейцититах представлены редко встречающимися в природе Ва-Ті-флогопитами. В фонолитах клинопироксен несколько обогащен железом, а флогопит обеднен барием и титаном. В то же время полевые шпаты в этих породах представлены Na-K-Ва-разновидностями (гиалофаном) или анортоклазом. Редко (как включения в пироксенах) в лейцититах фиксируются нефелин и содалит. Лейцитовые породы оз. Урмия обогащены Ва, Rb, Sr, имеют умеренное содержание Се, Y, Zr и низкое Nb. Такие минералогические и геохимические особенности сближают лейцитовые породы оз. Урмия с калиевыми породами, приуроченными к областям сжатия земной коры (складчатые пояса), где проявляются процессы субдукции.

Ключевые слова: калиевые породы, Ва-Ті-слюды, Na-K-Ва-полевые шпаты, лейцититы, фонолиты, трахиты.

Введение. Лейцитовыми породами и сопровождающими их фонолитами и трахитами сложен неогеновый вулканический конус размером 22 × 13 км на северо-восточном берегу оз. Урмия (*Islamic Island*). Высота этой вулканической постройки около 2000 м над уровнем моря и около 600 м над уровнем воды озера. Рассматриваемые породы (в предыдущих публикациях) назывались калиевыми [5] или высококалиевыми базальтоидами [8], а также серией вулкаников и пирокластитов — лейцитовых тефритов — лейцитовых базанитов — фонолитов — трахитов [26]. Вероятно, послед-

нее определение наиболее полно отображает состав и последовательность пород. Однако нам представляется наиболее корректным рассматривать вулканические породы оз. Урмия как серию оливиновых мелалейцититов — лейцититов — лейцитовых фонолитов — трахитов. Среди этих пород преобладают калиевые разновидности, в подчиненном количестве имеются разновидности К-Na-серии, в которых отношение Na₂O/K₂O приближается к единице. В более поздних фонолитовых и трахитовых дифференциатах это отношение несколько увеличивается.

В этой статье главное внимание уделено тем лейцитовым породам, образцы которых собра-

ны авторами (С.Г. Кривдик, В.А. Михайлов): исследованы их минералогия (В.В. Шарыгин, И.Н. Бондаренко) и, частично, геохимия [5].

В лейцититах фемические минералы представлены преимущественно магнезиальными клинопироксенами (диопсидами) и Ва-Тi-флогопитом с подчиненным количеством оливина (хризолита). В фонолитах магнезиальность клинопироксенов и флогопитов снижается, а оливин исчезает, т. е. это обычная дифференцированная серия магматических пород, в которых последовательно увеличивается содержание железа в фемических минералах. Весьма интересными оказались и полевые шпаты, которые в лейцититах представлены почти чистыми калишпатами (санидинами) или их барийсодержащими (до 4,0 % ВаО) разновидностями, а в фонолитах — зональными цельзианами (до 8,9 % ВаО) или анортоклазами.

Главные элементы-примеси рассматриваемых лейцитовых пород — Ва, Rb и Sr, умеренное содержание установлено для Се, Y и Zr и довольно низкое — для Nb, что в целом характерно для калиевых пород в складчатых поясах (областях сжатия земной коры), где прослеживаются субдукционные явления [25, 29].

Петрографические особенности. Мы исследовали образцы щелочных пород, слагающих северную часть вулканического конуса. Примерно на одном гипсометрическом уровне у подножья вулканической постройки отобрано небольшое количество образцов (около 10). Породы оказались довольно неоднородными — оливиновые мелалейцититы, лейцититы и фонолиты (табл. 1). Более кислые вулканыты (трахиты), кратко описанные в статье [26], нами не обнаружены. Это можно объяснить двумя причинами: 1) потоки и выбросы более лейкократовых фонолитовых лав скатываются по склону вулкана, сложенного более ранними лейцититами; 2) имело место чередование во времени извержений лейцититовых и фонолитовых лав, т. е. гомо- и антидромная последовательность извержения. Вероятно, преобладала гомодромная тенденция. Как это видно из схемы геологического строения палеовулкана оз. Урмия (рис. 1), наиболее поздними вулканическими породами, выполняющими жерло вулкана, оказались трахиты.

Меланократовые вулканические породы из отобранных нами образцов диагностированы в шлифах и по составу породообразующих минералов как оливиновые мелалейцититы и

лейцититы. В этих породах содержание вкрапленников достигает 60—70 %. Последние представлены преимущественно клинопироксеном (диопсидом) и лейцитом при подчиненной роли (до 5—10 %) микровкрапленников (размером до 0,5—1,0 мм) оливина, чаще заме-

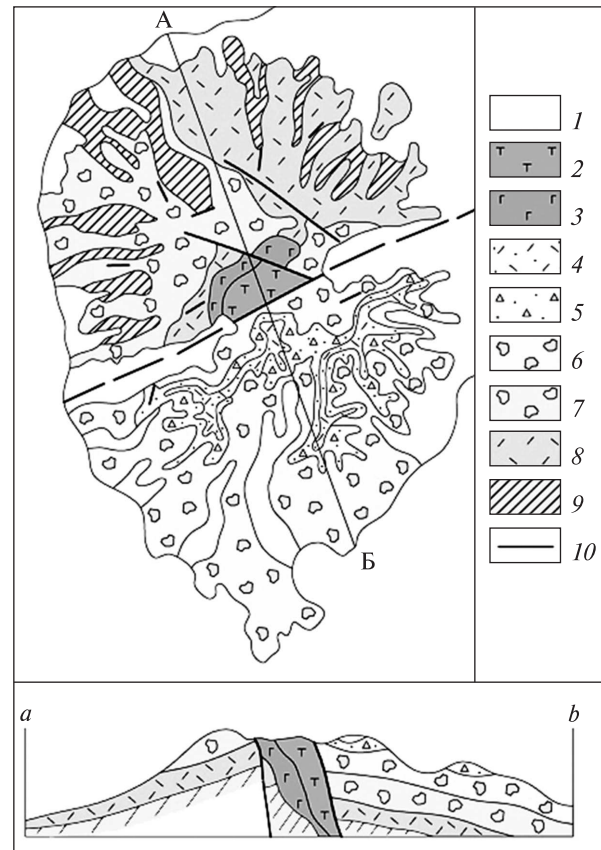


Рис. 1. Схема строения и геологический разрез палеовулкана Урмия (по данным [26], с изменениями и уточнениями): 1 — четвертичные отложения; 2 — трахиты; 3 — тейфриты и лейцититовые базальты; 4 — брекчии и туфы с обломками лейцититов; 5 — туфы и агломераты с обломками фонолитов; 6 — брекчии с обломками трахитов и лейцититов; 7 — брекчии с обломками фонолитов, в основании — агломераты; 8 — пирокласты с обломками лейцититовых тейфритов и фонолитов; 9 — лейцититовые базальты и лейцититовые тейфриты с прослоями брекчий; 10 — дайки трахитов, тейфритов, лейцититовых базальтов

Fig. 1. Scheme of geological structure and lateral-section of Urmia paleovolcano (according to [26] with some changes and author's correction): 1 — quarterly sedimentations; 2 — trachytes; 3 — tephrites and leucitic basalts; 4 — breccia and tuffs with leucite's fragments; 5 — tuffs and agglomerates with phonolite fragments; 6 — tuffs with fragments of trachytes and phonolites; 7 — breccia with fragments of phonolites, basement — agglomerates; 8 — pyroclasts with leucitic tephrite and phonolite fragments; 9 — leucitic basalts and leucitic tephrites with breccia layers; 10 — dikes of trachytes, tephrites, leucitic basalts

Таблица 1. Химический состав щелочных пород оз. Урмия

Table 1. Chemical composition of alkaline rocks from the Urmia Lake area

Номер	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	
Номер образца	I-1	I-1a	I-2	I-3	I-4	I-4a	I-5	I-6	I-7	I-8	5	
SiO ₂	45,8	45,4	44,7	47,7	43,6	49,6	44,6	45,00	42,8	43,5	47,28	
TiO ₂	1,71	1,82	1,26	1,47	1,23	1,78	1,33	1,32	1,42	1,72	0,97	
Al ₂ O ₃	8,37	10,4	11,2	14,1	11,2	13,8	11,6	11,1	12,9	12,1	10,9	
Fe ₂ O ₃	1,76	1,58	1,63	1,43	1,49	1,49	1,58	1,62	1,93	1,48	1,38	
FeO	9,01	8,08	8,34	7,32	7,62	7,61	8,05	8,28	9,84	9,57	7,35	
MnO	0,2	0,18	0,2	0,18	0,20	0,18	0,25	0,21	0,24	0,12	0,23	
MgO	8,12	8,69	6,13	4,98	7,71	2,81	9,51	8,77	7,94	8,72	9,63	
CaO	9,74	8,85	10,80	10,5	10,1	8,74	11,1	11,5	12,2	12,9	13,71	
Na ₂ O	1,80	2,05	2,00	2,70	0,90	3,55	2,4	1,82	0,55	0,6	1,49	
K ₂ O	5,20	5,30	5,70	3,00	5,80	5,65	5,9	5,4	5,5	5,8	5,13	
P ₂ O ₅	1,78	1,73	1,50	1,06	1,58	0,85	1,4	1,56	1,54	1,5	1,68	
CO ₂	0,77	0,88	0,66	0,55	1,01	0,88	0,88	0,88	1,4	0,87	—	
S	0,04	0,02	0,03	0,02	0,02	0,03	0,04	0,04	0,04	0,10	—	
H ₂ O	1,24	1,18	1,40	0,84	2,86	0,54	0,24	0,34	0,36	0,35	—	
П. п. п.	3,20	3,01	3,86	3,41	4,13	2,96	0,3	1,74	1,44	1,66	—	
BaO	0,26	0,24	0,38	0,39	0,30	0,36	0,38	0,30	0,24	0,30	—	
<i>Сумма</i>	99,00	99,5	99,8	99,7	99,7	101	99,6	99,9	100	101	99,75	
Na + K/Al	1,03	0,87	0,84	0,55	0,69	0,87	0,89	0,80	0,53	0,60	0,73	
Na + K	7,00	7,35	7,70	5,70	6,70	9,20	8,30	7,22	6,05	6,40	6,62	
Fe/(Fe + Mg)	0,42	0,38	0,47	0,49	0,39	0,64	0,36	0,38	0,45	0,41	0,33	
<i>Геохімічні особливості / Geochemical peculiarities</i>												
Cu	113	128	94	147	134	151	136	127	159	153	—	
Zn	74	61	88	53	102	80	54	75	8	124	—	
Rb	329	348	152	52	136	126	169	245	174	198	—	
Sr	931	809	1270	1170	752	1510	1200	1230	968	978	—	
Y	28	30	36	34	34	36	27	34	26	32	—	
Zr	277	320	347	332	371	328	394	311	322	320	—	
Nb	38	—	—	34	—	—	—	—	—	30	—	
Ba	2860	2630	4920	3260	3270	4350	3550	2950	3080	2830	—	
La	54	64	62	74	76	49	62	70	61	68	—	
Ce	111	110	139	133	133	115	124	131	118	107	—	
Nd	55	52	67	62	55	58	61	72	57	47	—	
Pb	31	34	29	40	43	42	37	31	24	149	—	
Th	19	—	—	21	—	—	—	—	—	14	—	
U	<2	—	—	6	—	—	—	—	—	<2	—	
Qu	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
Acsm	1,50	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
Di	17,71	13,92	17,75	12,33	13,97	10,46	21,20	19,97	12,79	18,94	28,30	
Hed	9,30	6,07	12,36	8,77	7,01	13,13	9,10	9,56	8,19	10,29	11,50	
En	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
Fs	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
An	—	3,76	5,13	18,35	10,22	5,11	3,42	6,19	16,77	13,25	7,92	
Alb	6,65	7,06	—	21,88	—	12,78	—	—	—	—	—	
Or	32,58	32,96	28,04	18,66	34,80	34,46	8,30	20,67	15,10	3,74	10,43	
Fo	9,27	11,44	5,60	5,14	10,02	1,66	9,94	9,21	9,94	9,23	7,66	
Fa	6,49	6,30	4,93	4,63	6,36	2,64	5,39	5,57	8,05	6,34	3,93	
Ne	4,50	6,07	9,74	1,17	4,46	9,87	11,15	8,56	2,56	2,78	6,85	
Lc	—	—	6,06	—	1,79	—	21,21	9,45	14,08	24,23	15,65	
Ap	4,37	4,22	3,69	2,58	3,96	2,03	3,29	3,71	3,63	3,51	3,90	
Py	0,09	0,04	0,07	0,04	0,05	0,07	0,09	0,09	0,04	0,21	—	
Il	3,44	3,64	2,54	2,94	2,53	3,49	2,56	2,57	2,74	3,30	1,85	
Cal	1,86	2,11	1,59	1,32	2,49	2,07	2,03	2,05	3,24	2,00	—	
Mt	2,18	2,41	2,51	2,18	2,34	2,23	2,32	2,41	2,85	2,17	2,01	

Примечание. 1—3, 7—14 — лейцититы; 5 — туфолова (обломки туфов в лейцитите); 4, 6, 15, 16 — фонолиты; 17 — литературные данные [26].

Note. 1—3, 7—14 — leucitites; 5 — tuff lava (fragments of tuffs in leucitite); 4, 6, 15, 16 — phonolites; 17 — trachyte. Samples:

Таблица 2. Химический состав (микронзондовые анализы) бурого минерала из фонолита
Table 2. Chemical composition (microprobe analyses) of brown mineral from phonolite

Номер образца	I-3		
SiO ₂	16,84	18,01	16,48
TiO ₂	0,79	0,81	0,28
Al ₂ O ₃	11,79	8,89	10,84
FeO	41,41	41,83	42,30
MnO	0,65	0,54	0,57
MgO	4,27	6,63	3,53
CaO	1,10	1,12	1,16
BaO	0,05	—	—
Na ₂ O	—	2,29	3,12
K ₂ O	1,90	3,47	3,37
Сумма	78,80	83,59	81,65

Примечание. Номер образца такой же, что и в табл. 1. Анализы выполнены в Институте геохимии, минералогии и рудообразования (ИГМР) им. Н.П. Семеновко НАН Украины, аналитик И.Н. Бондаренко.

Note. The number of sample is the same as in Table 1. Analyses were carried out by at M.P. Semenenko Institute of Geochemistry, Mineralogy and Ore Formation (IGMOF) of NAS of Ukraine, analyzed by I.N. Bondarenko.

ли плагиоклазов. Проанализированные полевые шпаты оказались почти чисто калиевыми (санидиновыми ?) и барийсодержащими (до 4,0 % BaO) существенно калиевыми разновидностями. Следовательно, нет оснований выделять лейцитовые тефриты, как это предполагалось в работе [26] и нашей предыдущей публикации [5]. Очевидно, вулканы оз. Урмия составляют бесплагиоклазовую серию пород: мелалейцитит (оливин-пироксеновый) — лейцитит — фонолит — трахит.

Два образца (табл. 1, ан. 4, 6) исследованных нами пород следует отнести к фонолитам. Ранее [5] одну из этих пород (I-3) мы назвали полевошпатовым лейцититом, а другую (I-4а) — лейцитовым тефритом.

В обр. I-3 (табл. 1, ан. 4) имеются вкрапления красновато-бурого флогопита, реже клинопироксена и измененного лейцита, а основная масса существенно полевошпатовая (анортклазовая) с примесью клинопироксена и флогопита.

Обр. I-4а (табл. 1, ан. 6) состоит преимущественно из основной массы, сложенной раскристаллизованным стеклом и цеолитами, со-

Таблица 3. Химический состав (микронзондовые анализы) оливина из щелочных пород оз. Урмия
Table 3. Chemical composition (microprobe analyses) of olivine from alkaline rocks, the Urmia Lake

Номер образца	I-8		I-8	I-5	
	Минеральный концентрат		<i>c</i>	<i>c</i>	<i>r</i>
			<i>in Cpx</i>	<i>phen</i>	
SiO ₂	39,91	38,70	38,55	39,37	38,98
TiO ₂	—	—	—	0,15	0,05
Al ₂ O ₃	0,14	0,30	—	—	—
FeO	11,25	14,33	15,96	14,65	16,02
MnO	0,27	0,37	0,54	0,31	0,54
MgO	46,53	44,23	43,88	45,13	43,43
CaO	0,41	0,80	0,50	0,43	0,45
NiO	0,15	0,14	—	—	—
Сумма	98,66	98,87	99,43	100,05	99,47
Fa	12,4	15,6	16,9	16,0	17,1
Fo	87,9	84,4	83,1	84,0	83,9

Примечание. Номера образцов те же, что и в табл. 1. Анализы 1, 2 выполнены в ИГМР НАН Украины, аналитик И.Н. Бондаренко, 3—5 — в Институте геологии и минералогии (ИГМ) им. В.С. Соболева СО РАН, аналитик В.В. Шарыгин; *c*, *r* — центр и край зерна; *in Cpx* — оливин из поликристаллических сростков или расплавных включений в фенокристах пироксена; *phen* — фенокрист.

Note. The numbers of samples are the same as in Table 1. Analyses 1, 2 were carried out by at IGMOF of NAS of Ukraine, analyzed by I.N. Bondarenko, 3—5 — at V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy (IGM) of Siberian Branch of RAS, analyzed by V.V. Sharygin; *c*, *r* — core and rim of grain; *in Cpx* — olivine from melt and polycrystalline inclusions in clinopyroxene phenocrysts; *phen* — phenocryst.

держашей вкрапленники лейцита и пироксена, а также микровкрапленники и микролиты полевых шпатов и магнетита. При последующих микронзондовых исследованиях этот полевой шпат оказался Na-K-Ba-разновидностью (цельзианом), а не плагиоклазом, как полагали после исследования шлифов, что и послужило причиной того, что эту породу ошибочно считали лейцитовым тефритом.

Кроме того, в фонолите (обр. 1-3) был обнаружен вторичный бурый высокожелезистый силикатный минерал (табл. 2), который не удалось окончательно идентифицировать. Возможно, это продукт замещения оливина, хотя по форме зерен (удлиненно таблитчатые пересечения в шлифах) он отличается от сохранившегося в рассматриваемых лейцитовых породах оливина.

Забегая несколько вперед, отметим, что флогопит из фонолита (обр. 1-3) содержит больше железа и меньше титана и бария по сравнению с Ti-Ba-флогопитом из лейцититов [5, 21].

Некоторые особенности химизма породообразующих минералов щелочных пород оз. Урмия. Однотипные минералы из лейцититов и фонолитов существенно различаются по химическому составу. Особенно контрастными оказались флогопиты и полевые шпаты, менее различаются клинопироксены: они в целом более обогащены железом в фонолитах.

К сожалению, не проанализированы минералы из трахитов, в которых, согласно одному химическому анализу породы (табл. 1, ан. 17) [26], коэффициент агпаитности $(Na + K)/Al$ достигает значения 1,04. Возможно, в этих породах имеется обогащенный акмитовым компонентом клинопироксен или собственно эгирин.

Оливин обнаружен только в мелалейцититах и лейцититах. Чаще он замещен вторичными минералами. Сохранившиеся (уцелевшие) зерна имеют состав $Fe_{0,87-82}$, содержание MnO составляет 0,3–0,5, CaO — 0,4–0,5, NiO — до 0,15 % (табл. 3). В одном зерне были проанализированы центральная и краевая зоны, в последней несколько увеличивается содержание FeO и MnO (табл. 3, ан. 4, 5).

Как отмечено выше, в сопоставляемых лейцититах и фонолитах наиболее контрастные характеристики установлены для флогопитов. В лейцититах это преимущественно Ba-Ti-разновидности, более детально описанные в специальной работе [21]. Важно, что в них сочетаются высокие значения содержания BaO (до

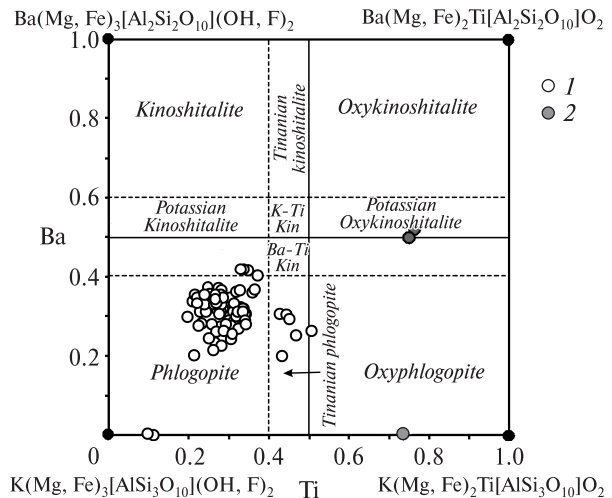


Рис. 2. Состав Ba-Ti-слюд: 1 — флогопиты из щелочных пород оз. Урмия; 2 — оксифлогопиты и окскиношиталиты (по данным [11, 17])

Fig. 2. Composition of Ba-Ti-micas: 1 — phlogopites of alkaline rocks, the Urmia Lake; 2 — oxyphlogopite and oxykinoshitalite (by [11, 17])

12,6 %) и TiO_2 (до 6,9 %). Эти же флогопиты характеризуются высоким содержанием (до 5,1 %) фтора. При этом наблюдается незначительное уменьшение содержания TiO_2 (BaO и Al_2O_3) и увеличение SiO_2 от центра к периферии зерен флогопита (табл. 4).

Реже в мелалейцитах встречаются как включения в клинопироксене низкотитанистые (2,84 % TiO_2) и низкобариевые (0,81 % BaO) флогопиты. Интересно, что флогопит отличается и низким содержанием F (0,30 %). Еще одна интересная особенность флогопита из мелалейцититов: в них всегда рассчитывается дефицит Si + Al для заполнения тетраэдрических позиций, которые предположительно заполнены Fe^{3+} . Содержание расчетного "тетраэдрического" Fe_2O_3 достигает 4,3 %. Это отчасти подтверждается тетраферрифлогопитовой схемой абсорбции. В целом, усредненная формула таких флогопитов соответствует $(K_{0,6-0,8} \times Ba_{0,2-0,4})(Mg_{1,5-2,3}Fe^{2+}_{0,3-1,0}Ti_{0,2-0,5})[Fe^{3+}_{0,1-0,3} \times Al_{1,1-1,4}Si_{2,3-2,7}](F_{0,8-1,3}OH_{0,7-1,2})$ [21]. Ba-Ti-флогопиты из мелалейцититов оз. Урмия отличаются от окскиношиталита и других оксислюдов из щелочнобазальтовых вулканитов разных регионов мира более высоким содержанием BaO , H_2O и F и более низким — TiO_2 (рис. 2) [11, 12, 15–22, 27].

Подобные Ba-Ti-слюды (TiO_2 — 9–11, BaO — 10–11 %) также отмечены в субщелочных габброидах (эссекситах) Елевозерского массива [6].

В то же время слюда вкрапленников в фонолитах (обр. 1-3) оказалась низкотитанистой (2,5—2,9 % TiO_2), низкобариевой (0,4—0,8 % BaO) и низкофтористой (0,5—0,8 % F). Она подобна слюде из включений в клинопироксене лейцититов (табл. 4), хотя и несколько обогащена железом (8,7—10,4 % FeO_{tot}).

Еще более низкотитанистая (0,57—0,81 % TiO_2) железистая (до 17 % FeO_{tot} и 10,4—11,95 MgO), но низкоглиноземистая (7,87—8,46 % Al_2O_3) слюда была обнаружена в обр. 1-4, представляющем туфолаву (обломки туфов в раскристаллизованном лейцитите).

Похоже, что в более обогащенных железом слюдах увеличивается содержание SiO_2 и уменьшается TiO_2 . Однако для окончательного заключения требуются дополнительные минералогические исследования.

В целом же, в более дифференцированных (и более поздних?) фонолитах флогопиты резко обеднены TiO_2 и BaO по сравнению с одноименными минералами лейцититов: во флогопитах из лейцититов установлена тенденция обеднения TiO_2 и BaO от центра к периферии. Вероятно, это обусловлено снижением температуры в процессе кристаллизации пород от лейцититов к фонолитам.

Клинопироксены в рассматриваемых щелочных породах довольно разнообразны по составу (табл. 5), но в целом наблюдается общая тенденция понижения магнезиальности ($Mg\# = Mg/(Mg + Fe) \cdot 100\%$) этих минералов от лейцититов (от $Mg\# 90,4$) к фонолитам ($Mg\# 69,4$). Как отмечено выше, вкрапленники клинопироксенов практически всегда имеют зональное строение. Для одного из таких вкрапленников

Таблица 4. Химический состав (микронзондовые анализы) Ba-Ti-флогопитов из щелочных пород оз. Урмия
Table 4. Chemical composition (microprobe analyses) of Ba-Ti-phlogopites from the Urmia Lake alkaline rocks

Номер образца	I-5						I-8					
	gm		gm		in Cpx		gm		in Plc		in Cpx	
Фаза	c	r	c	r			c	r	c	r		c
SiO_2	32,22	33,73	30,77	33,72	31,48	34,37	29,88	30,79	29,49	29,15	36,38	31,80
TiO_2	6,04	5,91	6,23	5,67	6,37	5,51	6,33	5,43	6,90	6,94	4,59	5,10
Nb_2O_5	—	—	—	0,01	—	0,06	0,01	0,02	—	0,02	0,02	—
Cr_2O_3	0,02	0,01	—	0,01	0,05	0,04	0,02	0,02	—	—	0,02	0,06
Al_2O_3	13,67	13,00	14,21	13,76	14,34	13,03	15,32	15,33	15,39	15,37	12,33	15,08
$Fe_2O_3^*$	4,36	4,19	3,95	3,98	3,50	3,09	3,35	2,63	3,11	3,30	0,85	1,39
FeO^*	4,86	4,83	4,89	4,68	6,48	6,84	6,54	5,85	8,19	8,40	10,87	8,01
MnO	0,12	0,13	0,12	0,14	0,19	0,13	0,18	0,11	0,20	0,27	0,34	0,13
MgO	19,16	19,49	18,37	19,75	17,55	17,89	17,32	18,54	15,58	15,29	15,01	16,66
CaO	0,04	0,07	0,03	0,02	0,09	0,26	0,02	0,03	0,04	0,03	0,18	0,27
BaO	9,81	8,12	11,31	9,29	10,34	7,80	12,25	11,69	12,03	12,24	7,16	12,55
Na_2O	0,70	0,71	0,63	0,72	0,70	0,91	0,57	0,59	0,61	0,62	0,85	0,62
K_2O	5,50	6,16	5,01	5,79	4,94	6,18	4,75	4,91	4,59	4,59	6,35	4,26
F	4,73	4,49	4,50	4,57	3,73	5,06	3,81	4,27	3,75	3,98	5,19	3,97
Cl	0,01	—	—	0,01	0,02	—	0,01	0,01	—	—	—	0,03
H_2O^*	1,12	1,31	1,20	1,27	1,66	1,15	1,60	1,49	1,62	1,47	1,31	1,75
Сумма	102,16	102,15	101,23	102,39	101,43	102,32	101,95	101,70	101,49	101,67	101,44	101,66
O=(F, Cl)	1,99	1,89	1,90	1,93	1,57	2,13	1,61	1,80	1,58	1,68	2,19	1,68
Сумма	100,17	100,26	99,33	100,46	99,85	100,19	100,34	99,90	99,91	100,00	99,26	99,99

Примечание. Номера образцов те же, что и в табл. 1. Анализы выполнены в ИГМ СО РАН, аналитик В.В. Шарыгин — слюда из поликристаллических сростков или расплавных включений в фенокристаллах клинопироксена; рассчитаны из кристаллохимической формулы на основе 11 атомов кислорода; Fe_2O_3 рассчитано только как Fe^{3+} , Note. The numbers of samples are the same as in Table 1. Analyses were carried out by at IGM of SB of RAS, analyzed by in Cpx — silicate melt and polycrystalline inclusions in clinopyroxene phenocrysts; in Plc — silicate melt and polycrystalline from formula on the basis 11 oxygen atoms; Fe_2O_3 is estimated only as tetrahedral Fe^{3+} in formula.

в мелалейцититах выполнено микрозондовое исследование: от центра к периферии увеличивается содержание, %: FeO — от 3,98 до 6,49, Al₂O₃ — 1,07 и 2,37, TiO₂ — 0,16 и 0,95, Na₂O — 0,20 и 0,72. Однако пироксены с высоким содержанием Na₂O (и, соответственно, акмитового минала) не зафиксированы (максимум Na₂O — 0,78 %). Возможно, с увеличением магнезиальности в пироксенах уменьшается содержание Al₂O₃ и TiO₂: в наиболее магнезиальном диопсиде с 23,99 % MgO содержание Al₂O₃ составляет 1,36, а TiO₂ — 0,22 %. В то же время в обогащенных титаном (до 1,9 % TiO₂) клинопироксенах увеличивается содержание Al₂O₃ (до 5,1–6,0 %) при умеренном содержании железа (6,7–7,8 % FeO_{tot}). Однако как в магнезиальных, так и в наиболее обогащенных железом (до 10,85 % FeO_{tot}) пироксенах содер-

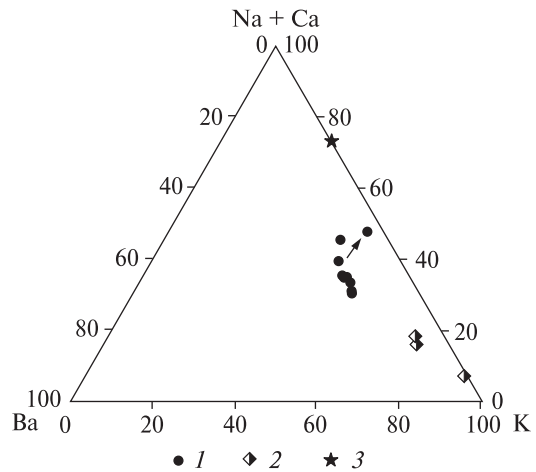


Рис. 3. Диаграмма состава полевых шпатов щелочных пород оз. Урмия: 1 — полевые шпаты из лейцититов; 2 — полевые шпаты из фонолитов; 3 — анортоклаз из фонолита. Стрелкой показано направление изменения состава полевых шпатов от центра к периферии в фонолитах

Fig. 3. Component diagram of feldspars in alkaline rocks of the Urmia Lake: 1 — feldspars of leucitites; 2 — feldspars of phonolites; 3 — anorthoclase of phonolite. The direction of compositional change in feldspars (from centre to rim) is indicated with arrow

		I-3				
		<i>phen</i>				
<i>r</i>	<i>in Cpx</i>	<i>c</i>				
31,42	37,41	38,32	38,48	38,88	38,32	
4,57	2,84	2,84	2,44	2,90	2,71	
0,04	—	—	—	—	—	
0,05	0,45	0,15	0,05	0,07	0,06	
14,75	14,56	15,07	14,94	15,46	14,92	
2,91	0,50	—	—	—	—	
6,85	8,52	8,80	8,75	8,82	8,68	
0,16	0,09	0,07	0,04	0,05	0,03	
18,56	21,10	22,03	22,20	22,09	21,90	
0,28	0,07	0,03	0,02	0,03	0,05	
11,69	0,81	0,64	0,66	0,77	0,70	
0,63	0,37	0,51	0,45	0,50	0,48	
4,91	9,38	9,50	9,59	9,48	9,45	
4,06	0,30	0,81	0,53	0,72	0,47	
0,04	0,03	—	—	0,02	0,01	
1,56	3,91	—	—	—	—	
102,48	100,33	98,76	98,15	99,79	97,78	
1,72	0,13	—	—	—	—	
100,76	100,19	—	—	—	—	

рыгин; *gm* — основная масса; *c, r* — центр и край зерна; *in in Plc* — то же в псевдолейците; *phen* — фенокрист; * — входящие в тетраэдрическую позицию.

V.V. Sharygin; *gm* — groundmass; *c, r* — core and rim of grain; inclusions in pseudoleucite; *phen* — phenocryst; * — calculated

жание титана и алюминия довольно низкое (табл. 5).

При этом зависимость между содержанием Al₂O₃ и TiO₂ в пироксенах с умеренным содержанием FeO_{tot} в лейцититах не обнаружена.

Следовательно, проявляется только одна особенность химизма пироксенов: в зональных вкрапленниках увеличивается содержание железа от центра к периферии кристаллов. Такая же тенденция проявляется при сравнении пироксенов из лейцититов и фонолитов. Относительно содержания Al₂O₃, TiO₂ и Na₂O определенные закономерности также не выявлены, хотя можно полагать, что щелочных пироксенов в исследуемых лейцититах и фонолитах нет (по крайней мере, мы их не обнаружили).

Кроме обычных образований лейцита, флогопита и полевых шпатов в одном из зерен пироксена зафиксирован неидентифицированный высокоглиноземистый и магнезиальный водосодержащий (низкая сумма оксидов) минерал, в котором определены, %: SiO₂ — 35,21; Al₂O₃ — 18,82; MgO — 26,97; FeO — 0,27; сумма — 84,14.

Более контрастные по химическому составу, но менее изученные полевые шпаты рассматриваемых щелочных пород. В лейцититах полевые шпаты имеют подчиненное значение и

чаще наблюдаются в виде включений в лейците, псевдолейците и клинопироксене. Их состав, судя по трем микрозондовым анализам (табл. 6), соответствует существенно калиевым щелочным полевым шпатам (санидинам) или барийсодержащим (до 4,0 % BaO) также существенно калиевым или натрий-калиевым (до 1,7 % Na₂O) разновидностям. В то же время проанализированные четыре зерна полевого шпата из фанолита (обр. I-4а) оказались Na-Va-K-разновидностями цельзианового состава (BaO — до 8,85 %). При этом от центра к краю зерен снижается содержание BaO (в одном случае от 7,81 до 2,05 %), повышается содержание Na₂O (с 2,8 до 4,5 %) и частично CaO (с 0,6 до 1,2 %) (табл. 6; рис. 3). Еще более натриевый и безбариевый полевой шпат анортотлазового состава зафиксирован в другом образце фанолита (I-3). В этом анортотлазе выявлено довольно высокое для щелочных полевых шпатов содержание CaO (4,9 %) (табл. 6, ан. 12), т. е. этот полевой шпат имеет не совсем "стехиометрический" состав и подобен анортотлазу (или "калиевому олиготлазу") с высоким содержанием CaO (3,76 %) из вулканических

пород г. Эребус (Антарктида) [3] или же ромбен-порфирам (Og₁₀₋₁₅Ab₄₅₋₇₅An₁₀₋₄₅) из лаурвикитов района Осло (Норвегия) [10].

Следовательно, в направлении от более меланократовых пород (лейцититов) к более лейкократовым вулканитам (фанолитам) оз. Урмия в полевых шпатах происходит повышение содержания Na₂O (частично CaO) и понижение K₂O и BaO. В породах в этом же направлении увеличивается отношение Na₂O/K₂O.

Из других натриевых минералов рассматриваемых щелочных пород отметим нефелин и содалит, которые зафиксированы как включения в клинопироксенах мелалейцититов. Содалит имеет типичный для этого минерала состав (24,0 % Na₂O и около 8 — Cl). Нефелин также оказался "стандартным" (нефелин Морозевича) для нефелинов плутонических пород (16,3 % Na₂O и 5,5—5,6 — K₂O). В этом минерале зафиксировано повышенное содержание FeO_{tot} (1,3—1,4 %), низкое CaO (0,07 %) и BaO (0,05—0,07 %). Учитывая калиевую специфику мелалейцититов, можно было бы предполагать более высокое содержание калия в нефелине или же наличие в породе кальсилита.

Таблица 5. Химический состав (микрозондовые анализы) клинопироксенов из щелочных пород оз. Урмия
Table 5. Chemical composition (microprobe analyses) of clinopyroxenes from alkaline rocks, the Urmia Lake

Номер образца	I-8				I-5			I-4a
	—	<i>c</i>	<i>r</i>		<i>c</i>	<i>r</i>	—	
Фаза		<i>phen</i>		<i>in Plc</i>	<i>phen</i>			—
SiO ₂	53,86	47,99	47,64	47,26	53,54	51,64	52,24	49,12
TiO ₂	0,22	1,23	1,60	1,92	0,16	0,95	0,28	0,74
Al ₂ O ₃	1,36	4,86	5,97	5,12	1,07	2,37	1,85	2,10
Cr ₂ O ₃	0,41	—	0,08	0,01	0,10	0,01	0,07	0,02
FeO	2,85	6,91	6,73	7,85	3,98	6,49	5,28	10,85
MnO	0,09	0,14	0,13	0,21	0,02	0,25	0,15	0,07
MgO	15,39	13,99	13,35	13,30	17,12	15,05	16,09	14,08
CaO	23,99	22,79	22,47	22,77	23,82	22,87	23,72	22,50
Na ₂ O	—	0,78	0,58	0,70	0,20	0,72	0,42	—
Сумма	98,17	98,69	98,55	99,14	100,01	100,35	100,10	99,48
Fe/Fe + Mg	0,096	0,242	0,219	0,23	0,12	0,19	0,16	0,304

Примечание. Номера образцов те же, что и в табл. 1. Анализы 1—3, 8 выполнены в ИГМР НАН Украины, аналитик И.Н. Бондаренко, 4—7 — в ИГМ СО РАН, аналитик В.В. Шарыгин. Ан. 1 выполнен из наиболее легкой фракции концентрата пироксена, а остальные — из шлифов пород на эпоксидной смоле; *c*, *r* — центр и край зерна; *in Plc* — пироксен из поликристаллических сростков или расплавных включений в псевдолейците; *phen* — фенокристалл.

Note. The numbers of samples are the same as in Table 1. Analyses 1—3, 8 were carried out by at IGMOF of NAS of Ukraine, analyzed by I.N. Bondarenko, 4—7 — at IGM of SB of RAS, analyzed by V.V. Sharygin. An. 1 is carried out from the lightest concentrate of pyroxene, and others — from the rock thin sections; *c*, *r* — core and rim of grain; *in Plc* — pyroxene from melt or crystalline inclusions in pseudoleucite; *phen* — phenocryst.

Один из наиболее распространенных минералов рассматриваемых пород — лейцит — характеризуется почти стехиометрическим составом с несколько повышенным содержанием железа (FeO_{tot} — 0,4—0,9 %) и низким Na_2O и CaO (табл. 7). При этом химизм этого минерала не зависит от формы его выделения — фенокристы, мелкие выделения в основной массе или включения в клинопироксенах.

Часть лейцита (вкрапленники, основная масса) преобразована в псевдолейцит (состав его не изучен). Свежий лейцит сохраняется в виде кристаллических включений в других минералах, преимущественно во вкрапленниках клинопироксена. Вероятно, по лейциту или стекловатой основной массе образуются высокоглиноземистые и водосодержащие (низкая сумма оксидов) цеолитные минералы (с K_2O , BaO и незначительным содержанием Na_2O).

Еще один интересный в петрографическом отношении минерал лейцититов и фонолитов — магнетит, который обычно образует ми-

кровкрапленники в основной массе или включения в других минералах. Проанализировано семь кристаллов магнетита. Все они характеризуются высоким или повышенным содержанием TiO_2 (до 7,2—13,6 %, т. е. это титаномагнетит), Al_2O_3 (до 5,6 %, за исключением одного анализа), MgO (1,3—4,3 %) и MnO (до 1,9 %). Магнетит оказался наиболее обогащенным MnO из проанализированных Fe-Mg-минералов рассматриваемых щелочных пород. Также в магнетитах зафиксирована повышенная (по сравнению с другими фемическими минералами) концентрация Cr и Ni (табл. 8). Эти данные свидетельствуют о сложном компонентном составе титаномагнетита (ульвошпинелевый, шпинелевый и Mn-содержащий минералы), а также о высокотемпературных условиях кристаллизации как отдельно магнетита, так и содержащих его щелочных лейцитовых пород при повышенной фугитивности кислорода. Их кристаллизация происходила в гипабиссальных условиях или непосредственно на дневной поверхности во время излияния.

Таблица 6. Химический состав (микрозондовые анализы) полевых шпатов щелочных пород оз. Урмия
Table 6. Chemical composition (microprobe analyses) of feldspars from alkaline rocks, the Urmia Lake

Номер образца	I-8		I-4a								I-3	
	Позиция		c		r	c		r	c			r
			<i>in Plc</i>	<i>mph</i>		<i>mph</i>		<i>mph</i>				
SiO_2	64,42	58,83	57,46	57,28	59,58	59,24	59,27	64,53	58,50	59,18	55,02	60,31
TiO_2	0,03	0,04	0,23	0,29	0,34	0,23	0,07	0,23	0,17	0,15	0,23	0,26
Cr_2O_3	—	0,12	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Al_2O_3	18,96	18,94	20,60	20,68	20,41	20,47	20,44	19,38	20,49	20,40	23,35	22,79
FeO	0,29	0,86	0,58	0,54	0,69	0,71	0,74	0,45	0,62	0,66	0,65	0,71
MnO	0,01	0,01	0,01	0,01	0,04	—	—	0,03	0,03	0,02	—	—
MgO	0,04	0,71	0,01	—	—	0,01	—	—	0,02	0,01	0,07	—
CaO	0,10	0,05	0,61	0,76	0,95	0,68	0,86	1,17	0,60	0,76	1,00	4,91
BaO	0,26	4,01	8,85	8,64	6,29	7,45	7,81	2,05	8,05	7,66	8,73	—
Na_2O	0,73	1,67	2,97	2,82	4,48	3,17	2,97	4,30	2,87	3,62	2,14	6,21
K_2O	14,97	12,30	8,70	8,59	7,24	7,63	7,15	7,61	8,27	7,18	8,64	3,32
<i>Сумма</i>	99,82	97,54	100,04	99,62	100,03	99,60	99,31	99,74	99,62	99,64	99,83	98,51
Cs	0,6	7,6	16,4	16,3	11,5	15,1	16,2	3,9	16,0	15,0	17,4	—
An	0,6	0,3	3,1	4,1	4,8	3,7	4,8	6,3	3,3	4,2	5,5	34,1
Ab	6,7	15,8	27,2	26,5	40,6	31,4	30,6	41,5	27,8	35,1	21,1	38,8
Or	92,2	76,3	53,3	53,1	41,1	49,8	48,4	48,4	52,9	45,6	56,0	27,1

Примечание. Номера проб те же, что и в табл. 1. Анализы 1—10 выполнены в ИГМ СО РАН, аналитик В.В. Шарыгин, 11, 12 — в ИГМР НАН Украины, аналитик И.Н. Бондаренко; c, r — центр и край зерна; *mph* — минеральная форма; *in Plc* — полевой шпат определен из кристаллических сростков или расплавных включений в фенокристах псевдолейцита.

Note. The numbers of samples are the same as in Table 1. Analyses 1—10 were carried out by at IGM of SB of RAS, analyzed by V.V. Sharygin and 11, 12 — in IGMOF of NAS of Ukraine, analyzed by I.N. Bondarenko; c, r — core and rim of grain; *mph* — mineral form; *in Plc* — feldspars from melt or crystalline inclusions in pseudoleucite.

Петрохимические особенности щелочных пород. Просмотрев повторно результаты ранее опубликованных нами [5] химических анализов щелочных пород оз. Урмия и проведя их расчеты на нормативный минеральный состав, мы пришли к выводу, что в них значительно завышено содержание Fe_2O_3 . Очевидно, окисление железа произошло при подготовке (истирании) пород для химического исследования. Поэтому в табл. 1 внесены некоторые коррективы. Содержание Fe_2O_3 уменьшено до 15 % от общего количества железа, как это предпринимается нередко в петрологической литературе (в тех анализах пород, где отдельно не определены FeO и Fe_2O_3). При этом учтено, что в породах мало магнетита, а в фемических

силикатах (пироксены, флогопиты, оливин) FeO явно преобладает над Fe_2O_3 .

Судя по нашим и опубликованным результатам анализов щелочных пород оз. Урмия, все они, за исключением двух анализов (табл. 1, ан. 1, 17), насыщены алюминием. Если для трахита (табл. 1, ан. 17) появление нормального акмита и даже натросиликата вполне вероятно, то труднее это объяснить для меланократовой с лейцитом породы обр. I-1 (табл. 1, ан. 1). Эта порода в шлифах практически не отличается от подобных пород, относимых к мелалейцититам и лейцитам. Но, к сожалению, минералы этой породы отдельно не изучены. Возможно, произошла ошибка: весьма незначительно недоопределено содержание Al_2O_3 во

Таблица 7. Химический состав (микронзондовые анализы) лейцита из щелочных пород оз. Урмия
Table 7. Chemical composition (microprobe analyses) of leucite from alkaline rocks, the Urmia Lake

Номер образца	I-8			I-5			Номер образца	I-8			I-5		
	Позиция							Позиция					
Фаза	<i>phen</i>	<i>in Cpx</i>	<i>in Cpx</i>	<i>gm</i>	<i>gm</i>	<i>in Cpx</i>	Фаза	<i>phen</i>	<i>in Cpx</i>	<i>in Cpx</i>	<i>gm</i>	<i>gm</i>	<i>in Cpx</i>
SiO_2	54,84	54,23	54,59	54,82	54,58	55,00	BaO	0,11	0,36	0,24	0,02	0,02	0,02
TiO_2	0,06	0,02	0,20	0,01	0,04	0,10	CaO	0,00	0,12	0,12	—	—	0,09
Al_2O_3	23,07	23,24	22,59	22,54	22,45	22,06	Na_2O	0,06	0,05	0,76	0,24	0,35	0,14
FeO	0,63	0,43	0,89	0,88	0,65	0,85	K_2O	21,23	21,23	20,31	21,29	21,26	21,27
MnO	—	—	0,02	0,02	—	0,02	<i>Сумма</i>	100,01	99,69	99,72	99,81	99,36	99,55
MgO	—	0,02	0,01	—	—	—							

Примечание. Номера образцов те же, что и в табл. 1. Анализы выполнены в ИГМ СО РАН, аналитик В.В. Шарыгин; *c*, *r* — центр и край зерна; *gm* — основная масса; *in Cpx* — минерал из поликристаллических сростков или расплавных включений в фенокристаллах клинопироксена; *phen* — фенокристалл.

Note. The numbers of samples are the same as in Table 1. Analyses were carried out by at IGM of SB of RAS, analyzed by V.V. Sharygin; *gm* — groundmass; *c*, *r* — core and rim of grain; *in Cpx* — leucite from melt or polycrystalline inclusions in clinopyroxene phenocrysts; *phen* — phenocryst.

Таблица 8. Химический состав (микронзондовые анализы) магнетита из щелочных пород оз. Урмия
Table 8. Chemical composition (microprobe analyses) of magnetite from alkaline rocks, the Urmia Lake

Номер образца	I-8		I-4	I-3		I-5	Номер образца	I-8		I-4	I-3		I-5
	Позиция							Позиция					
	—	—	—	—	—	<i>c</i>		—	—	—	—	—	<i>c</i>
TiO_2	7,62	8,55	7,22	9,32	11,87	9,29	MnO	0,95	1,89	0,64	0,81	0,87	0,98
Al_2O_3	5,57	2,43	5,06	5,36	4,67	0,29	NiO	0,04	—	—	—	—	—
Cr_2O_3	0,21	0,01	0,19	0,02	0,07	0,14	V_2O_3	—	—	0,17	—	—	—
FeO	74,38	79,57	76,65	76,70	76,04	81,91	<i>Сумма</i>	90,07	94,12	94,23	95,86	95,35	94,88
MgO	1,30	1,66	4,30	3,65	1,83	2,28							

Примечание. Номера образцов те же, что и в табл. 1. Анализы 1, 3—5 выполнены в ИГМР НАН Украины, аналитик И.Н. Бондаренко, 2, 6 — в ИГМ СО РАН, аналитик В.В. Шарыгин; *c* — центр зерна.

Note. The numbers of samples are the same as in Table 1. Analyses 1, 3—5 were carried out by at IGMOF of NAS of Ukraine, analyzed by I.N. Bondarenko, 2, 6 — at IGM of SB of RAS, analyzed by V.V. Sharygin; *c* — core of grain.

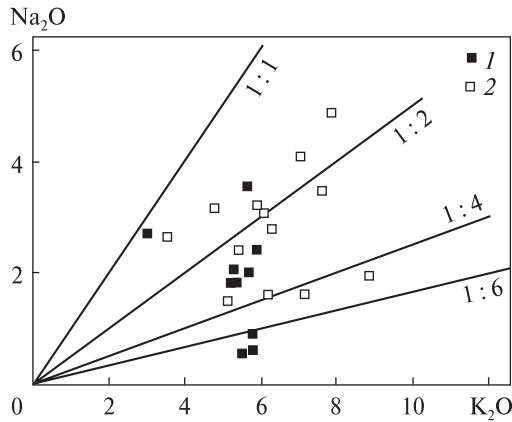


Рис. 4. Диаграмма соотношения $\text{Na}_2\text{O} - \text{K}_2\text{O}$ в щелочных породах оз. Урмия: 1 — авторские; 2 — опубликованные результаты [26]. Проведенные линии соответствуют отношениям $\text{Na}_2\text{O} : \text{K}_2\text{O}$ (1 : 1; 1 : 2; 1 : 4; 1 : 6)

Fig. 4. Diagram of Na_2O vs K_2O for alkaline rocks of the Urmia Lake: 1 — author's analyses; 2 — published analyses [26]. Lines correspond to $\text{Na}_2\text{O} : \text{K}_2\text{O}$ ratios (1 : 1; 1 : 2; 1 : 4; 1 : 6)

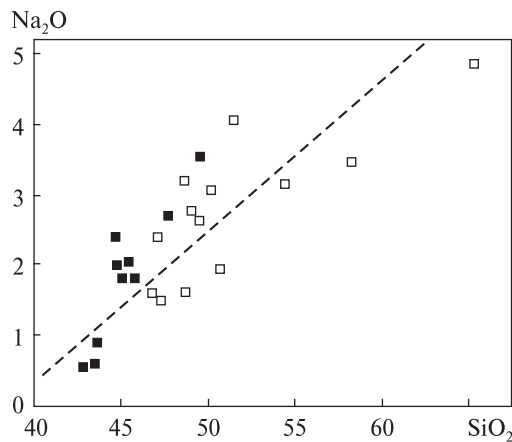


Рис. 5. Диаграмма соотношения $\text{SiO}_2 - \text{Na}_2\text{O}$ в щелочных породах оз. Урмия. Условные обозначения те же, что и на рис. 4

Fig. 5. Diagram of SiO_2 vs Na_2O for alkaline rocks of the Urmia Lake. The legend is the same as on Fig. 4

время проведения химического анализа, что вызвало "появление" нормативного акмита в петрохимических расчетах.

Насыщение алюминием остальных пород нашло свое отражение в высоком содержании нормативного анортита (до 15—18 %), часто преобладающего над нормативным альбитом (последний в некоторых шлифах не рассчитывали). Однако собственно плагиоклазы в породах при петрографических и микрозондовых исследованиях не были обнаружены и они, как

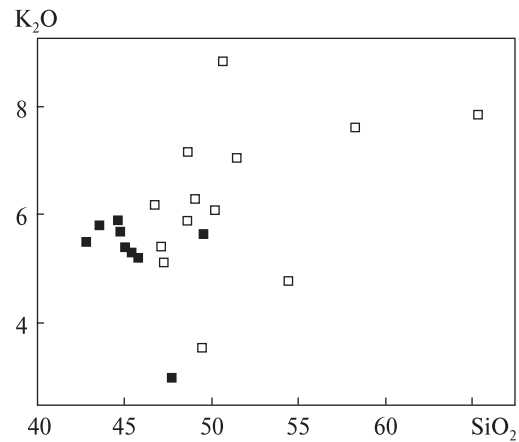


Рис. 6. Диаграмма соотношения $\text{SiO}_2 - \text{K}_2\text{O}$ в щелочных породах оз. Урмия. Условные обозначения те же, что и на рис. 4

Fig. 6. Diagram of SiO_2 vs K_2O for alkaline rocks of the Urmia Lake. The legend is the same as on Fig. 4

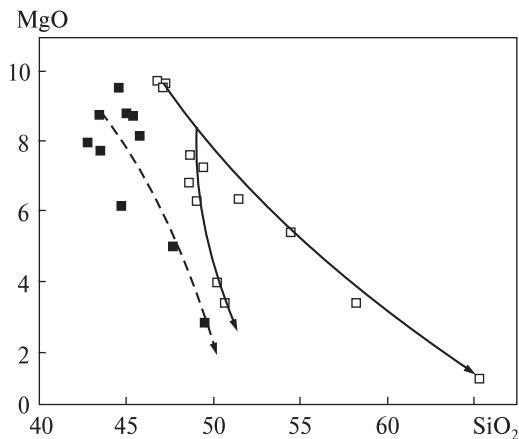


Рис. 7. Диаграмма соотношения $\text{SiO}_2 - \text{MgO}$ в щелочных породах оз. Урмия. Условные обозначения те же, что и на рис. 4. Сплошная линия расщепления состава магматических пород проведена по [26], пунктирная — по авторским результатам

Fig. 7. Diagram of SiO_2 vs MgO for alkaline rocks of the Urmia Lake. The legend is the same as on Fig. 4. Solid disintegration line of the chemical composition of the Urmia Lake alkaline rocks is after [26], and dashed one is according to authors' analyzes

отмечено выше, очевидно, отсутствуют. Вероятно, такое повышенное содержание нормативного анортита объясняется включением в этот минерал Al_2O_3 и CaO клинопироксенов, избыточного Al_2O_3 из цеолитов, раскристаллизованного стекла и некоторых флогопитов. Сюда же вошли анортитовый минерал анортоклазов, а также Al_2O_3 из упомянутого выше высокоглиноземистого магнезиального силиката (включения в клинопироксене). В исследуемых породах рассчитывается меньше модального нор-

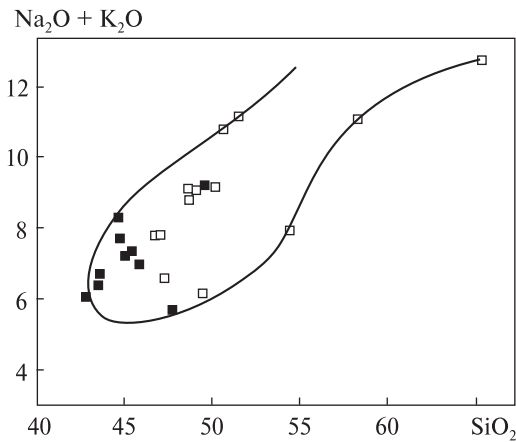


Рис. 8. Диаграмма соотношения SiO_2 — $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ в щелочных породах оз. Урмия. Предполагаемая линия эволюции магматизма щелочных пород оз. Урмия проведена по [26]. Условные обозначения те же, что и на рис. 4

Fig. 8. Diagram of SiO_2 vs $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ for alkaline rocks of the Urmia Lake. Supposed evolution curve of magmatism of the Urmia Lake alkaline rocks is after [26]. The legend is the same as on Fig. 4

мативного лейцита и больше ортоклаза. Отчасти это объясняется отнесением K_2O модалного лейцита слюд в нормативный ортоклаз. При этом TiO_2 слюд, пироксенов и магнетитов объединяется в нормативный ильменит, т. е. "освобождается" часть SiO_2 , связанного с TiO_2 , в указанных минералах, он присоединяется к нормативному ортоклазу. В этих расчетах установлено также больше пироксена и оливина, чем их модалное содержание. Это объясняется тем, что MgO и FeO из флогопита полностью переходят в упомянутые нормативные фемические минералы.

В породах, очевидно, значительно меньше нефелина (чаще он отсутствует), чем его нормативное содержание (до 18 %), определенное в некоторых образцах. Вероятно, преобладающая часть Na_2O сосредоточена в щелочных полевых шпатах и отчасти в цеолитах.

Тем не менее, расчеты на нормативный состав достаточно информативны в петрографическом отношении и свидетельствуют о принадлежности щелочных пород оз. Урмия к калиевой и натрий-калиевой дифференцированным сериям. Это отчетливо видно на бинарных диаграммах. По соотношению $\text{K}_2\text{O} - \text{Na}_2\text{O}$ (рис. 4) можно выделить два поля щелочных пород. Сиениты и полевошпатовые лейцититы занимают верхнее поле между линиями с отношением $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ от 1:2 до 1:1, а более мела-

нократовые собственно лейцититовые породы группируются в нижнем поле между линиями с отношением $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$, составляющим 1:4 — 1:8.

В более насыщенных SiO_2 полевошпатовых породах кроме увеличения отношения $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ проявляется довольно четкая положительная корреляция между значениями содержания SiO_2 и Na_2O (рис. 5), тогда как корреляция между SiO_2 и K_2O выражена слабее (рис. 6).

Существует отчетливая корреляция между SiO_2 и MgO и SiO_2 и $(\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O})$, что характерно для дифференцированных серий магматических пород. При этом на диаграмме $\text{MgO} - \text{SiO}_2$ (рис. 7), согласно результатам предыдущих исследований [26], видно разветвление (в области около 45 % SiO_2 и 7,5 — MgO) на условные лейцитит-трахитовый и лейцитит-фонолитовый тренды. Наши результаты располагаются только вблизи линии лейцитит-фонолитового тренда.

На диаграмме $\text{SiO}_2 - (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ (рис. 8) в целом вырисовывается вытянутое поле, отражающее положительную корреляцию между содержанием этих компонентов, хотя, согласно [26], здесь намечаются две субпараллельные линии (части парабоподобной кривой). Они, вероятно, статистически отображают имеющуюся выборку результатов химических анализов пород и, возможно, оконтуривают два тренда эволюции щелочных пород оз. Урмия. Имеющиеся у нас результаты указывают на верхнюю ("лейцититовую") линию, за исключением одного образца фонолита (I-3) (рис. 8).

Геохимические особенности (содержание элементов-примесей). Рассматриваемые щелочные породы оз. Урмия характеризуются относительно высоким или повышенным содержанием Ba, Rb и P, умеренным или низким Ti, Nb, Zr, Ce, La, Nd, Y (табл. 1). Некоторые пробы из опубликованных ранее анализов пород были повторно проанализированы с помощью РФА на Nb, Zr, Rb, Sr, Y, Pb, а также на Th и U. При этом подтвердились установленные ранее данные о содержании Rb, Sr, Y и Zr, но содержание Nb значительно повысилось (в 2,0—1,5 раза: с 20 до 38, с 14 до 38, с 20 до 30 ppm). Тем не менее содержание Nb остается низким.

Как было показано выше, Ba входит преимущественно в состав флогопитов и полевых шпатов, а Rb — в калиевые минералы (хотя от-

дельно Rb в этих минералах не определяли). Предположительно главным концентратором REE и Y служит апатит. Минеральные формы вхождения других элементов в настоящее время не определены.

Сопоставление щелочных пород оз. Урмия с калиевыми породами других регионов и некоторые петрогенетические выводы. В настоящее время известно несколько серий (групп или комплексов калиевых щелочных пород), в составе которых имеются ультраосновные, основные и средние, представленные вулканитами или их плутоническими аналогами: камафугитовая, лампроитовая, щелочнобазальтоидно-фонолит-трахитовая. В последнюю входят и полевошпатовые (плаггиоклазовые) лейцититы (тефриты). Как отмечено выше, в составе рассматриваемых лейцитовых пород оз. Урмия плаггиоклаз нами не обнаружен. Три группы калиевых пород на бинарных диаграммах и расположение на них щелочных пород оз. Урмия были показаны в статье [26].

На дискриминационной диаграмме $SO_2 - MgO/(MgO + FeO)$ [7] большинство результатов (точек) анализов лейцитовых пород оз. Урмия располагается между полями камафугитовой и тефрит-лейцитовой серий, а часть из них (более обогащенная SiO_2) попадает в поле лампрофировой серии. В то же время на диаграмме $Al_2O_3 - CaO$ большинство анализов рассматриваемых пород располагается в поле тефрит-лейцитовой серии, но значительная часть их попадает в лампроитовую серию.

Лейцититовые породы оз. Урмия имеют определенное сходство с некоторыми разновидностями лейцитовых пород Тежарского комплекса в Армении [1, 9], а также Италии [4, 13], Испании [28] и других регионов. Больше всего они подобны "переходным" (*transitional*) лампроитам [23], формирование расплавов которых связывается с субдукционными явлениями. Такие "переходные" лампроиты обычно распространены в фанерозойских складчатых областях. На диаграмме Zr — Nb лейцититовые породы оз. Урмия располагаются в поле калиевых пород, связанных пространственно и по времени с областями, в которых происходили субдукционные явления. Такие породы характеризуются низким содержанием Nb, Ta и Ti и глубокими отрицательными аномалиями этих элементов на спайдер-диаграммах, нормированных по примитивной мантии [14].

Всесторонней характеристике калиевых пород, в том числе лампроитов, был посвящен специальный выпуск журнала *Lithos* [24], на некоторые статьи из него мы ссылались выше.

Отметим главные черты минералогии и геохимии лейцититов оз. Урмия. В отличие от "переходных" лампроитов, рассматриваемые лейцититовые щелочные породы имеют глиноземистый (миаскитовый) состав (за исключением одного обр. I-1, петрохимические особенности которого описаны выше). Клинопироксены иранских лейцититовых пород более глиноземистые, чем диопсиды лампроитов. В целом, клинопироксены и оливин в рассматриваемых породах более железистые, чем в лампроитах. В них нет щелочных амфиболов (K-Ti-рихтеритов и Na-K-Ti-арфведсонитов), характерных для лейцититовых лампроитов [2]. Наблюдаемый в одном шлифе (I-1) амфибол не проанализирован и более похож на Na-Ca-Al-разновидность типа паргасита или эденита. Хотя в иранских лейцититовых породах флогопит частично проявляет обратную (тетраферрифлогопитовую) схему абсорбции, характерную для одноименных минералов лампроитов, но он все-таки более глиноземистый, а также обогащенный совместно Ti и Ba, что также не характерно для типичных лампроитов.

Наличие нефелина и содалита, пусть даже в незначительном количестве, в лейцититовых породах оз. Урмия также отличает их от лампроитов.

Подводя итог рассмотрению лейцититовых пород оз. Урмия, можно сделать такой обобщающий вывод: это серия бесплаггиоклазовых пород, эволюционирующих от мелалайцититов через лейцититовые фонолиты к трахитам, в том числе и кварцсодержащим.

Как известно, в системе $SiO_2 -$ нефелин — кальсилит существует термальный барьер между фонолитовой и гранитной эвтектикой, из-за чего считается невозможным генетическое родство щелочных нефелиновых и кварц-полевошпатовых пород. В то же время в калиевой области этой системы ($SiO_2 -$ кальсилит) такой барьер отсутствует и от щелочных калиевых (лейцититсодержащих) магм могут отделяться кварц-трахитовые или даже калиевые гранитоидные расплавы, как это, вероятно, имеет место в серии мелалайцитит — лейцититовый фонолит — кварцсодержащий трахит.

По минералогическим и геохимическим особенностям калиевые щелочные породы

оз. Урмия имеют некоторое сходство с "переходными" (низкотитанистыми) лампроитами. Однако из-за наличия Ва-Ti-флогопита

и целъзианового полевого шпата лейцитовые породы оз. Урмия — это весьма оригинальные образования.

ЛИТЕРАТУРА

1. Азибекоев Ш.А., Батиров А.Э., Велиев М.И., Исмаил-Заде А.Д., Нижерадже Н.Ш., Емельянова Е.Н., Мамедов М.Н. Геология и вулканизм Талыша. — Баку : Элм, 1979. — 246 с.
2. Джейкс А., Луис Дж., Смит К. Кимберлиты и лампроиты Западной Австралии. — М. : Мир, 1989. — 430 с.
3. Дир У.А., Хауи Р.А., Зусман Дж. Породообразующие минералы: в 5 т. Т. 4. Каркасные силикаты. — М. : Мир, 1966. — 482 с.
4. Когарко Л.Н., Романчев Б.П., Форназери М. Геохимия калиевого магматизма Италии // Геохимия. — 1988. — № 10. — С. 1408—1420.
5. Кривдик С.Г., Михайлов В.А. Геохимические и минералогические особенности калиевых пород озера Урмия (Иран) // Щелочной магматизм Земли и его рудоносность: Материалы докл. Междунар. (СНГ) сов. (Донецк, 10—16 сент. 2007 г.). — Киев, 2007. — С. 133—134.
6. Кухаренко А.А., Орлова М.П., Багдасаров Э.А. Щелочные габброиды Карелии (Елетозерский массив — петрология, минералогия, геохимия). — Л. : Изд-во Ленингр. ун-та, 1969. — 184 с.
7. Лампроиты / АН СССР, Ин-т геологии руд. месторождений, петрографии, минералогии и геохимии: под ред. О.А. Богатинова, И.Д. Рябчикова, В.А. Кононовой. — М. : Наука, 1991. — 300 с.
8. Мамедов М.Н., Бабаева Г.Д., Керимов В.М., Пурмухтари М.А., Алиев Р.А. Стадийность кристаллизации субщелочных и щелочных серий Малого Кавказа, Талыша (Азербайджан) и Урмия-Дохтара (Иранская Исламская Республика) // Щелочной магматизм Земли и его рудоносность: Материалы докл. Междунар. (СНГ) сов. (Донецк, 10—16 сент. 2007 г.). — Киев, 2007. — С. 168—171.
9. Меликсетян Б.М. Минералогия, геохимия и петрохимические особенности Тежарского щелочного комплекса // Петрология интрузивных комплексов важнейших рудных районов Армянской ССР. — Ереван : Изд-во АН АрмССР, 1971. — С. 117—297.
10. Уэйнджер Л., Браун Г. Расслоенные изверженные породы. — М. : Мир, 1970. — 552 с.
11. Чуканов Н.В., Муханова А.А., Расцветаева Р.К., Белаковский Д.И., Мёккель Ш., Каримова О.В., Бритвин С.Н., Кривовичев С.В. Оксифлогопит $K(Mg, Fe, Ti)_3[(Si, Al)_4O_{10}](O, F)_2$ — новый минерал группы слюд // Зап. РМО. — 2010. — Ч. 139, вып. 3. — С. 31—40.
12. Шарьгин В.В., Скьяцца М., Стоппа Ф. Ва-Ti-слюды из щелочных базальтов вулканического поля Калатрава, Центральная Испания // Рудный потенциал щелочного, кимберлитового и карбонатитового магматизма: Материалы XXVIII Междунар. конф., шк. "Щелочной магматизм Земли". — Минск : Право и экономика, 2011. — С. 196—198.
13. Conticelli S., Pecerillo A. Petrology and geochemistry of potassic and ultrapotassic volcanism in central Italy: petrogenesis and inferences on the evolution of the Mantle Source // Lithos. — 1992. — **28**, No 3—6 (spec. is.). — P. 221—240.
14. David R.N. Isotopic characteristics of potassic rocks: evidence for the involvement of subducted sediments in magma genesis // Lithos. — 1992. — **28**. — P. 403—420.
15. Edgar A.D. Barium-rich phlogopite and biotite from some Quaternary alkali mafic lavas, West Eifel, Germany // Eur. J. Miner. — 1992. — **4**. — P. 321—330.
16. Greenwood J.C. Barium-titanium micas from Ilha da Trindade, South Atlantic // Miner. Mag. — 1998. — **62**. — P. 687—695.
17. Kogarko L.I., Uvarova Yu.A., Sokolova E., Hawthorne F.C., Ottolini L., Grice J.D. Oxykinoshitalite, a new species of mica from Fernando de Noronha Island, Pernambuco, Brazil: occurrence and crystal structure // Can. Miner. — 2005. — **43**. — P. 1501—1510.
18. Mansker W.L., Ewing R.C., Keil K. Barium-titanium biotites in nephelinites from Oahu, Hawaii // Amer. Miner. — 1979. — **64**. — P. 156—159.
19. Seifert W., Kampf H. Ba-enrichment in phlogopite of a nephelinite from Bohemia // Eur. J. Miner. — 1994. — **6**. — P. 497—502.
20. Sharygin V.V. Ba-Ti-oxymicas from olivine melaneophelinites of the Udokan lava field, Siberia, Russia: chemistry and substitutions // Abstr. of XXVI Intern. conf., School "Geochemistry of alkaline rocks". — Moscow : ONTI GEOKHI RAS, 2009. — P. 132—134.
21. Sharygin V.V., Kryvdik S.G. Ba-Ti-rich phlogopite from olivine melaleucites of the Urmia lake region, Iran // Geochemistry of magmatic rocks: Abstr. of XXVII Intern. conf. (M.-Koktebel, 9—16 Sept. 2010). — M., 2010. — P. 160—162.
22. Shaw C.S.J., Penczak R.S. Barium- and titanium-rich biotite and phlogopite from the Western and Eastern Gabbro, Coldwell alkaline complex, northwestern Ontario // Can. Miner. — 1996. — **34**. — P. 967—975.
23. Sheppard S., Taylor W.R. Barium and LREE-rich, olivine-mica-lamprophyres with affinities to lamproites, Mt. Bunday, Northern Territory, Australia // Lithos. — 1992. — **28**. — P. 303—325.
24. Stephen F. Petrological characterization of the source components of potassic magmas: geochemical and experimental constraints // Lithos. — 1992. — **28**, No 3—6 (spec. is.). — P. 187—204.

25. Thompson R.N., Fowler M.B. Subduction-related shoshonitic and ultrapotassic magmatism: a study of Siluro-Ordovician syenites from the Scottish Caledonides // *Contribs Mineral. and Petrol.* — 1986. — **94**. — P. 507–522.
26. Vaziri (Moine-Vaziri). An introduction to magmatism in Iran // Univ. of Tarbiat-Moalem. — 1985. — Publ. No 120. — P. 111–120 (in Persian).
27. Zhang M., Suddaby P., Thompson R.N., Dungan M. Barian titanian phlogopite from potassic lavas in northeast China: Chemistry, substitutions, and paragenesis // *Amer. Miner.* — 1993. — **78**. — P. 1056–1065.
28. Vettorelli G., Capedri S., Di Battistini G., Grawford A., Kogarko L.N., Celestini S. The ultrapotassic rocks from southeastern Spain // *Lithos*. — 1984. — **17**. — P. 37–54.
29. Yongfeng G., Zengqian H., Bals S.K., Ruihua W., Xiangiin M., Rongsheng Z. Lamproitic rocks from a Continental Collision Zone: Evidence for recycling of subducted Tethyan Oceanic sediments in the Mantle Beneath Southern Tibet // *J. Petrol.* — 2007. — **48**, No 4. — P. 729–752.

Поступила 02.07.2014

REFERENCES

1. Azibekov, Sh.A., Batirov, A.Je., Veliev, M.I., Ismail-Zade, A.D., Nizheradzhe, N.Sh., Emel'janova, E.N. and Mamedov, M.N. (1979), *Geology and volcanism Talysha*, Elm, Baku, 246 p.
2. Jaques, A.L., Lewis, J.D. and Smith, K. (1989), *Kimberlites and lamproites of Western Australia*, Mir, Moscow, 430 p.
3. Dir, U.A., Hauri, R.A. and Zusman, J. (1966), *Porodoobrazujushhie mineraly (in 5 vol.)*, Vol. 4, *Framework silicates*, Mir, Moscow, 482 p.
4. Kogarko, L.N., Romanchev, B.P. and Fornazeri, M. (1988), *Geohimija*, No 10, pp. 1408-1420.
5. Kryvdik, S.G. and Mihajlov, V.A. (2007), *Alkaline magmatism of the Earth and their ore ability*, Proc. of conf., Donetsk, 10-16 Sept., Kyiv, pp. 133-134.
6. Kuharenko, A.A., Orlova, M.P. and Bagdasarov, Je.A. (1969), *Shhelochnye gabbroidy Karelii (Eletozerskij massiv - petrologija, mineralogija, geohimija)*, Univ. of Leningrad, Leningrad, 184 p.
7. Bogatikov, O.A., Rjabchikov, I.D. and Kononova, V.A. (eds) (1991), *Lamproites*, Nauka, Moscow, 300 p.
8. Mamedov, M.N., Babaeva, G.D., Kerimov, V.M., Purmuhtari, M.A. and Aliev, R.A. (2007), *Alkaline magmatism of the Earth and their ore ability*, Proc. of conf., Donetsk, 10-16 Sept., Kyiv, pp. 168-171.
9. Meliksetjan, B.M. (1971), *Petrologija intruzivnyh kompleksov vazhnejshih rudnyh rajonov Armjanskoj SSR*, AS ASSR Press, Erevan, pp. 117-297.
10. Wanger, L. and Brawn, G. (1970), *Layered igneous rocks*, Mir, Moscow, 552 p.
11. Chukanov, N.V., Muhanova, A.A., Rascvetaeva, R.K., Belakovskij, D.I., Mjokkel', Sh., Karimova, O.V., Britvin, S.N. and Krivovichev, S.V. (2010), *Zapiski of RMO*, Pt. 139 Vol. 3, pp. 31-40.
12. Sharygin, V.V., Sk'jacca, M. and Stoppa, F. (2011), *Rudnyj potencial shelochnogo kimberlitovogo and karbonatitovogo magmatizma*, Proc. of XXVIII Intern. conf. "Alkaline magmatism of the Earth", Pravo i ekonomika, Minsk, pp. 196-198.
13. Conticelli, S. and Pecerillo, A. (1992), *Lithos*, Vol. 28 No 3-6 (spec. is.), pp. 221-240.
14. David, R.N. (1992), *Lithos*, Vol. 28, pp. 403-420.
15. Edgar, A.D. (1992), *Eur. J. Miner.*, Vol. 4, pp. 321-330.
16. Greenwood, J.C. (1998), *Miner. Mag.*, Vol. 62, pp. 687-695.
17. Kogarko, L.I., Uvarova, Yu.A., Sokolova, E., Hawthorne, F.C., Ottolini, L. and Grice, J.D. (2005), *Can. Miner.*, Vol. 43, pp. 1501-1510.
18. Mansker, W.L., Ewing, R.C. and Keil, K. (1979), *Amer. Miner.*, Vol. 64, pp. 156-159.
19. Seifert, W. and Kampf, H. (1994), *Eur. J. Miner.*, Vol. 6, pp. 497-502.
20. Sharygin, V.V. (2009), *Ba-Ti-oxymicas from olivine melanephelinites of the Udokan lava field, Siberia, Russia: chemistry and substitutions*, Abstr. of XXVI Intern. conf., School "Geochemistry of alkaline rocks", ONTI GEOKHI RAS, Moscow, pp. 132-134.
21. Sharygin, V.V. and Kryvdik, S.G. (2010), *Geochemistry of magmatic rocks*, Abstr. of XXVII Intern. conf., M.-Koktebel, 9-16 Sept., Moskow, pp. 160-162.
22. Shaw, C.S.J. and Penczak, R.S. (1996), *Can. Miner.*, Vol. 34, pp. 967-975.
23. Sheppard, S. and Taylor, W.R. (1992), *Lithos*, Vol. 28, pp. 303-325.
24. Stephen, F. (1992), *Lithos*, Vol. 28 No 3-6 (spec. is.), pp. 187-204.
25. Thompson, R.N. and Fowler, M.B. (1986), *Contribs Mineral. and Petrol.*, Vol. 94, pp. 507-522.
26. Vaziri (Moine-Vaziri) (1985), *An introduction to magmatism in Iran*, Univ. of Tarbiat-Moalem, Publ. No 120, pp. 111-120 (in Persian).
27. Zhang, M., Suddaby, P., Thompson, R.N. and Dungan, M. (1993), *Amer. Miner.*, Vol. 78, pp. 1056-1065.
28. Vettorelli, G., Capedri, S., Di Battistini, G., Grawford, A., Kogarko, L.N. and Celestini, S. (1984), *Lithos*, Vol. 17, pp. 37-54.
29. Yongfeng, G., Zengqian, H., Bals, S.K., Ruihua, W., Xiangiin, M. and Rongsheng, Z. (2007), *J. Petrol.*, Vol. 48 No 4, pp. 729-752.

Received 02.07.2014

С.Г. Кривдик¹, В.А. Михайлов², В.В. Шарьгин^{3,4}

¹ Інститут геохімії, мінералогії та рудоутворення
ім. М.П. Семененка НАН України
03680, м. Київ-142, Україна, пр. Акад. Палладіна, 34
E-mail: kryvdik@ukr.net

² Київський національний університет імені Тараса Шевченка
03022, м. Київ, Україна, вул. Васильківська, 90
E-mail: vladvam@gmail.com

³ Федеральна державна бюджетна установа науки
"Інститут геології і мінералогії ім. В.С. Соболева СВ РАН"
630090, м. Новосибірськ, Росія, пр. Акад. Коптюга, 3

⁴ Федер. держ. бюджет. освіт. установа вищ. проф. освіти
"Новосибірський державний університет"
630090, м. Новосибірськ, Росія, вул. Пирогова, 2
E-mail: sharygin@igm.nsc.ru

ЛЕЙЦИТОВІ ПОРОДИ ОЗЕРА УРМІЯ, ІРАН

На північно-східному узбережжі оз. Урмія (Іран) розташований неогеновий палеовулкан, складений безплагіо-клазовою серією порід: мелалейцитити — польовошпатові лейцитити — фоноліти — трахіти. У лейцититах фе-мічні мінерали представлені магнезіальними клінопіроксенами, олівіном (хризолітом), іноді амфіболом, а польові шпати (в підпорядкованій кількості) майже чистими калішпатами або їх барійвмісними різновидами. Слюди лейцититів представлені Ва-Ті-флогопітами, що рідко трапляються у природі. У фонолітах клінопіроксени дещо збагачені залізом, а флогопіти збіднені на барій і титан. Водночас польові шпати в цих породах представлені Na-K-Ва-рідновидами (гіалофанами) або аноксидними. Зрідка (як включення в піроксенах) в лейцититах фіксуються нефелін і содаліт. Лейцититові породи оз. Урмія збагачені на Ва, Rb, Sr, мають помірний вміст Се, Y, Zr і низький — Nb. Такі мінералогічні і геохімічні особливості дозволяють вважати лейцититові породи оз. Урмія подібними до калієвих порід, приурочених до областей стиснення земної кори (складчасті пояси), де проявляються процеси субдукції.

Ключові слова: калієві породи, Ва-Ті-слюда, Na-K-Ва-польові шпати, лейцитити, фоноліти, трахіти.

S.G. Kryvdik¹, V.A. Mikhailov², V.V. Sharygin^{3,4}

¹ M.P. Semenenko Institute of Geochemistry, Mineralogy and Ore Formation of NAS of Ukraine
34, Acad. Palladina Pr., Kyiv-142, Ukraine, 03680
E-mail: kryvdik@ukr.net

² Taras Shevchenko Kyiv National University
90, Vasylkivska Str., Kyiv, Ukraine, 03022
E-mail: vladvam@gmail.com

³ Sobolev Institute of Geology and Mineralogy, Siberian Branch of RAS
3, Acad. Koptuyuga Av., Novosibirsk, Russia, 630090

⁴ Federal State Budgetary Educational "Novosibirsk State University"
2, Pirogova Str., Novosibirsk, Russia, 630090
E-mail: sharygin@igm.nsc.ru

LEUCITIC ROCKS OF THE URMIA LAKE REGION, IRAN

The large Neogene paleovolcano, containing plagioclase-free rock series: olivine melaleucitites — feldspar leucitites — phonolites — trachytes, is localized near the north-eastern coast of the Urmia (Uruomieh, Orumieh) salt Lake — Islamic Island. Mafic minerals in melaleucitites are represented by magnesian clinopyroxene (Mg# — 90.4) and olivine (Fo_{87–82}), sometimes amphibole, whereas subordinate feldspars — by pure K-feldspar (sanidine) and its Ba-rich species (BaO — up to 4.0 wt. %). Micas (microphenocrysts, groundmass) in melaleucitites and leucitites are mainly Ba-Ti-rich phlogopites and fluorophlogopites (BaO — up to 12.6, TiO₂ — up to 6.9, F — up to 5.1 wt. %). Nepheline ("Morozevick" composition) and sodalite (close to ideal compositions) sometimes occur in leucitites as crystal inclusions in clinopyroxene phenocrysts. In phonolites clinopyroxene is richer in FeO (Mg# — 69.4) and phenocrystal phlogopite is essentially poorer in TiO₂ (2.5—2.9), BaO (0.4—0.8) and F (0.5—0.8 wt. %). Phonolitic feldspars are Na-K-Ba-species (hyalophane, BaO — up to 8.9 wt. %) and anorthoclase. Leucitic rocks of the Urmia Lake are rich in Ba, Rb, Sr and with moderate Ce, Y, Zr and low Nb. Mineralogical and geochemical features of the Urmia leucitic rocks are very similar to potassic rocks, which are confined to regions of the earth crust compression (folded belts) with active subduction.

Keywords: potassic rocks, Ba-Ti-micas, Na-K-Ba-feldspar, leucitites, phonolites, trachytes.