

УДК 552.23 : 552.312.313(479.25)

О. П. ГУЮМДЖЯН, Р. Т. ДЖРБАШЯН

## СРАВНИТЕЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ХИМИЗМА КАЙНОЗОЙСКИХ ВУЛКАНИЧЕСКИХ И ПЛУТОНИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ ЗАНГЕЗУРА

Анализ петрохимических особенностей третичных магматических комплексов региона указывает на их принадлежность к петрохимическим классам с одинаковыми уклонами и общими чертами эволюции, на однотипность составов пород базальтоидной и сальческой групп, а также позволяет высказать предположение о единых глубинных-мантийных источниках магмообразования и ограниченной роли процессов ассимиляции.

В результате систематических исследований плутонических и вулканических серий Западного Баргушата и Зангезурокого хребта авторами получен новый геолого-петрографический материал, позволивший провести сравнительную характеристику химизма выделенных магматических комплексов, а также наметить общие черты эволюции альпийского «предорогенного» и «орогенного» магматизма и высказать предположения об источниках первичных расплавов.

По геолого-структурным особенностям и петрографическому-петрохимическому составу в пределах Баргушата выделяются следующие плутонические комплексы [4, 5]: габбро-оливинитовый (Сваранцский), габбро-монзонит-сиенитовый (Арамаздский), габбро-диорит-гранодиоритовый (Гехинокский), гранит-гранодиоритовый порфиоровидный (Казанличский). Первые три комплекса — палеогенового (верхний эоцен — нижний олигоцен), последний — миоценового возрастов.

Среди собственно вулканических образований Западного Баргушата и Зангезурокого хребта выделяются следующие комплексы [6, 7]: 1. капутджухский-I андезито-базальтовый, 2. капутджухский-II трахиандезито-базальтовый, средний эоцен; 3. гехакарский базальт-трахиандезитовый, верхний эоцен-олигоцен (?); 4. салвардский андезито-дацитовый, средний миоцен (?) — средний плиоцен. Первый, третий и четвертый комплексы относятся к известково-щелочным сериям тихоокеанского типа, второй — к субщелочным сериям атлантического, переходного к тихоокеанскому типу.

В палеогеновых комплексах преобладают породы андезито-базальтового и базальтового состава ( $SiO_2 < 55\%$ ) с умеренным развитием пород андезитового и очень слабым (менее 2%) развитием пород дацит-липаритового состава. В то время как в миоценовом вулканическом комплексе преобладают породы андезит-липаритового состава ( $SiO_2 >$

> 55% — более 80%), при широком развитии андезит-дацитов (~ 65%), породы базальтоидной группы мало характерны (~ 15%).

Выделенные вулканические комплексы занимают различное положение в разрезе и структуре области. По мнению авторов наиболее ранними вулканическими образованиями кайнозоя в Западном Баргушате и по Зангезурскому хребту являются терригенно-широкластические, флишондные отложения среднего эоцена [8] (объединяющие известные пирамсарокую и даличайскую свиты). Породы базальт-андезитовой серии капутджухского среднеэоценового комплекса (прежние зангезурская и арамаздская толщи) формируют специфический «псевдовулканоогенно-осадочный» комплекс, в котором отсутствует стратифицированность между осадочными и вулканическими членами комплекса [3, 4] и где вулканоогенные образования моложе всех осадочных отложений палеозоя, мезозоя, а также терригенно-осадочных флишондных отложений среднего эоцена. Все они в виде блоков различной величины цементируются интрузивными телами базальтов и андезитов.

Субщелочная серия капутджухского комплекса развита преимущественно в зоне между гиратахским и кирским разломами [6]. Она представлена отдельными секущими телами или местами постепенно переходит в эффузивные известково-щелочные разновидности пород. Гехакарский комплекс залегает над среднеэоценовыми вулканическими образованиями, имея в основании маломощную пачку терригенных песчано-глинистых пород и конгломератов [6]. Наконец, наиболее молодые миоценовые образования салвардского комплекса слагают обширные поля на водоразделе Зангезурского хребта, в районе г.г. Салвард и Гомшакар. Мощные дайки и штоковидные тела андезит-дацитового и липарит-дацитового состава, принадлежащие данному комплексу, пронизывают не только миоценовую, но и нижележащие толщи палеогена (бассейны р.р. Шенатаг, Айри, Сноэн).

Большинство вулканических пород палеогена порфировые, свежие или слабо затронуты проилитизацией. В них фенокристаллы представлены плагиоклазами, клинопироксенами и роговыми обманками; в основной массе микролитами и лейстами плагиоклаза и в меньшей мере мелкими зернами амфиболов и пироксенов. Структура основной массы преимущественно поликристаллическая, микролитовая, микропризматическозернистая. Гидропиритовые, интерсертальные, толеитовые, фельзитовые структуры характерны для миоценовых пород.

Петрохимические оценки и сравнения составов вулканических и plutонических комплексов производились на основе параметров Заварицкого и нормативных составов по GIPW (таблицы 1, 2). При обсуждении использованы некоторые термины и понятия, принятые для пород вулканических ассоциаций [1]. Петрохимическая шкала А. Ф. Белоусова [1] в координатах меланократовость  $b(b')$ , щелочность— $a$  применяется нами здесь в равной мере и для plutонических пород, с целью соблюдения однозначности характеристик магматических пород различных ассоциаций.

Диаграмма (рис. 1) иллюстрирует расположение фигуративных точек средних остатков пород plutонических и вулканической ассоциаций Западного Баргушата и Зангезурского хребта. Легко заметить, что рас-

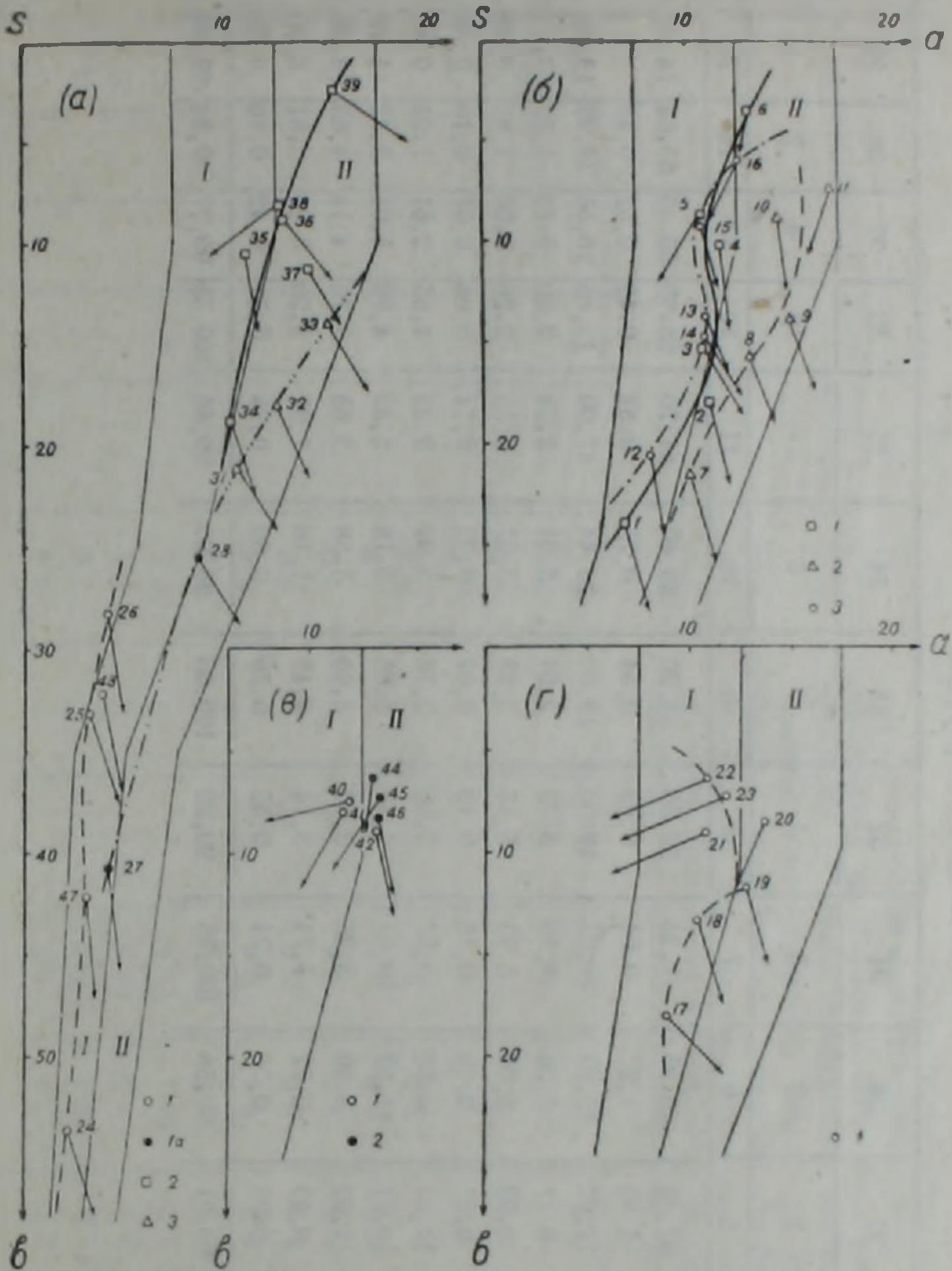


Рис. 1. Петрохимическая диаграмма вулканических и plutонических ассоциаций (по А. Ф. Белоусову). а—Комплексы plutонических ассоциаций палеогена I и Ia. Сваранский, 2. Гехинский, 3. Арамаздский. б—Комплексы вулканических ассоциаций палеогена. 1. Капутджухский—I, 2. Капутджухский—II, 3. Гехакарский в—Комплексы plutонических ассоциаций неогена. 1. Вохчинский, 2. Шенатагский. г—Комплексы вулканических ассоциаций неогена. I. Салвардский, I—поле умеренно—низкощелочных пород II—поле умеренно—щелочных пород.

положение линии составов известково-щелочных и субщелочных plutонитов не отличается от расположения точек вулканитов соответствующих типов, причем составы пород габбро-диорит-гранодиоритовой фор-

Таблица 1

Средние химические и нормативные составы главных типов третичных плутонических пород Западного Баргушата

№ авт.	24	25	26	27	28	31	32	33	34	35	36	37	38	39	44	45
Число анализ.	4	2	5	2	2	3	5	3	3	7	10	4	2	1	1	1
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
SiO <sub>2</sub>	41,50	37,27	40,55	37,65	46,56	47,23	52,60	54,90	49,40	61,70	65,39	60,46	63,64	74,52	67,54	64,50
TiO <sub>2</sub>	0,67	1,79	0,58	1,40	1,27	0,64	0,59	0,64	0,75	0,54	0,42	0,52	0,48	—	0,40	0,44
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	19,99	7,98	23,28	17,97	19,23	21,63	18,60	19,50	20,44	17,00	15,85	16,56	18,90	13,00	15,29	16,24
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7,97	14,71	5,82	9,77	6,26	4,93	3,72	2,64	5,01	2,53	2,20	3,73	1,85	0,29	3,40	2,37
FeO	6,25	12,45	6,27	8,93	5,60	5,95	5,45	3,88	3,97	3,55	2,26	3,00	1,87	0,38	1,05	2,84
MnO	0,12	0,40	0,14	0,27	0,19	0,16	0,13	0,07	0,23	0,14	0,08	0,07	0,10	0,04	0,07	0,07
MgO	7,52	14,12	7,19	11,65	4,65	3,57	3,68	2,76	3,97	2,25	1,55	2,61	1,24	0,40	1,30	1,90
CaO	14,58	10,04	12,71	10,91	11,52	10,97	7,53	6,86	9,18	5,39	4,99	5,01	3,72	1,40	3,01	3,68
Na <sub>2</sub> O	1,13	0,71	1,37	1,02	3,30	3,26	3,34	3,90	3,58	3,63	3,70	4,14	4,03	3,20	3,40	3,20
K <sub>2</sub> O	0,43	0,55	0,42	0,49	0,72	1,74	3,14	4,12	1,16	1,97	3,20	3,25	3,81	6,00	3,75	4,10
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0,36	—	1,66	0,25	0,26	0,24	0,52	0,76	0,60	0,76	0,71	0,42	0,10	0,65	0,15	0,48
Сумма	100,52	100,02	99,99	99,91	99,56	100,35	99,20	100,03	98,99	99,46	100,35	99,77	99,84	99,88	99,36	99,82

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
il	1,4	3,5	1,2	2,7	2,4	1,2			1,4					—		
mt	11,6	21,3	8,4	14,2	9,1	6,9			7,0					0,5		
or	2,2	2,8	2,2	2,8	3,9	10,5			7,2					35,6		
ab	4,7	5,8	6,8	3,7	24,1	17,8			23,6					27,2		
an	48,4	17,2	56,4	43,3	35,6	38,9			39,5					3,1		
wo	9,7	13,6	2,8	4,3	8,9	6,4			3,4					1,6		
en	7,4	9,7	1,9	3,3	6,2	3,6			2,2					1,0		
fs	1,6	2,6	0,7	0,7	2,0	2,5			0,9					0,5		
fo	9,2	15,3	11,2	17,9	3,8	3,6			1,8					—		
fa	1,8	4,5	4,1	4,5	1,2	2,9			0,8					—		
en	—	3,5	—	—	—	—			7,5					—		
fs	—	—	—	—	—	—			3,6					—		
q	—	—	—	—	—	—			—					29,6		
pe	2,6	—	2,5	2,6	2,0	5,4			0,7 <sup>*)</sup>					—		

Примечание: Верхний эоцен-олигоцен. *Габбро-оливиновая формация*. 24. Оливиновое габбро (щелочной оливиновый базальт). 25. Магнетитовое оливиновое габбро. 26. Магнетитовый троктолит. 27. Магнетитовый микротроктолит. 28. Магнетитовое оливиновое микрогаббро. *Габбро-монзонит-сиенитовая формация*. 31. Габбро калишпатовое (базанит). 32. Монзонит. 33. Сиенит. *Габбро-диорит-гранодиоритовая формация*. 34. Габбро роговообманковое (оливиновый толент). 35. Кварцевый диорит. 36. Гранодиорит. 37. Кварцевый микромонзонит-порфир. 38. Граносиенит. 39. Жильный гранит. Нижний миоцен. *Гранит-гранодиоритовая формация*. 44. Адамеллит порфировидный. 45. Гранодиорит порфировидный. \*ар.

мации сдвинуты слегка вправо по сравнению с базальт-андезит-липаритовым капутджухским-I и гехакарским комплексами. Большинство точек группируются у пограничной линии, разделяющей поля низкощелочных и умеренно-щелочных составов. Породы наиболее древнего сваранци-

Таблица 2

Средние химические и нормативные составы главных типов третичных основных вулканических пород Баргушата и Зангезурского хребта

№ авт.	1	2	3	7	8	9	12	13	14	17	18	19
Число анализов.	24	14	6	4	7	3	10	2	2	3	2	2
SiO <sub>2</sub>	47,14	53,52	58,14	48,69	52,69	56,05	47,71	54,49	57,59	51,73	51,85	58,44
TiO <sub>2</sub>	0,90	0,73	0,48	1,04	1,01	0,80	0,61	0,22	0,63	0,81	0,85	0,80
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	19,31	18,21	17,12	19,08	18,62	17,56	19,36	19,09	16,52	18,21	19,48	17,68
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,99	4,20	3,74	5,73	4,29	4,06	4,62	5,03	5,46	5,69	3,30	4,62
FeO	6,13	4,99	3,74	4,49	4,59	3,60	5,66	3,33	3,12	2,42	2,51	1,69
MnO	0,24	0,20	0,13	0,35	0,15	0,13	0,18	0,15	0,11	0,28	0,23	0,18
MgO	5,66	4,09	3,29	5,14	2,93	2,85	4,36	2,10	2,33	3,52	2,84	2,52
CaO	10,01	7,22	5,18	8,55	6,81	4,97	8,99	7,63	6,93	8,86	8,13	5,77
Na <sub>2</sub> O	2,42	3,91	3,80	2,61	3,56	3,80	2,78	3,00	3,56	3,46	3,05	3,59
K <sub>2</sub> O	0,70	1,38	1,80	2,51	3,09	4,16	0,76	2,37	1,81	1,80	2,02	2,84
H <sub>2</sub> O+CO <sub>2</sub>	1,44	1,47	1,31	1,12	1,68	1,96	1,61	1,71	0,61	1,62	1,75	0,80
CO <sub>2</sub>	1,01	0,25	1,22	0,75	0,71	-	3,14	1,26	1,56	1,56	1,08	0,64
Сумма	99,95	100,17	99,95	100,06	100,13	99,95	99,78	100,38	100,23	99,96	100,09	99,57
Il	1,7	1,4	0,9	2,0	1,9	1,5	1,2	0,5	1,2	1,5	1,5	1,5
ml	7,2	6,0	5,6	8,4	6,3	6,1	6,7	7,2	7,9	6,3	4,9	3,9
or	3,9	8,3	10,5	15,0	18,3	25,0	4,5	13,3	10,5	10,5	11,7	16,7
ab	20,4	33,0	32,0	22,0	29,8	32,0	28,3	25,2	29,9	28,8	25,6	30,4
an	39,8	27,8	24,5	32,8	25,6	18,3	35,3	32,0	23,9	28,9	36,4	23,6
wo	4,1	3,3	0,6	3,9	3,4	2,7	3,9	2,4	4,4	6,4	1,6	2,1
en	2,6	2,0	0,4	2,9	2,2	1,9	2,3	1,7	3,7	5,5	1,1	1,8
fs	1,2	1,1	0,1	0,7	0,9	0,5	1,5	0,5	0,1	1,5*	0,4	1,9*
fol	—	—	—	2,4	—	—	1,7	—	—	—	—	—
fa	—	—	—	0,6	—	—	1,4	—	—	—	—	—
en	11,4	8,2	7,8	6,5	5,0	5,1	6,1	3,5	2,0	3,2	5,9	5,1
fs	4,9	4,0	2,9	1,1	2,5	1,5	2,6	1,3	0,1	—	0,5	—
q	0,1	3,3	12,1	—	1,7	3,4	—	9,5	14,0	4,0	8,4	11,7

Примечание: Средний эоцен. *Капутджухский комплекс*. 1. базальт (толеит). 2. андези-то-базальт. 3. андезит. 7. трахибазальт (оливиновый толеит). 8. трахиандезито-базальт. 9. трахиандезит. Верхний эоцен-олигоцен (?). *Гехакарский комплекс*. 12. базальт (оливиновый толеит). 13. андези-то-базальт. 14. андезит. Мьяоплиоцен. *Салвардский комплекс*. 17. базальт (кварцевый толеит). 18. андези-то-базальт. 19. андезит. \*нет.

ского комплекса расположены ниже границы  $h' = 30$ , в удалении от полей остальных габброидов и базальтоидов и тяготеют к полям пикритовых базальтов и мелапикритов. Составы пород поздних фаз внедрения (казан-личский порфириновый комплекс) располагаются в поле андези-то-дацитов и дацитов палеогеновых и неогеновых толщ. В то же время в плу-

тоническом порфировидном комплексе отсутствуют породы, эквивалентные базальтам — андезитам миоценона или эоцена.

Все базальтоиды находятся в поле лейкобазальтоидных пород, занимая самую верхнюю ее часть, выше линии  $b' = 25$ . Среди базальтоидов неизвестны типы, эквивалентные по составу габброидам из габбро-оливинитового комплекса. Даже пикритоподобные базальты ( $SiO_2 < 44\%$ ) палеогена являются породами слабо недосыщенными кремнеземом, с мезобазальтовыми и лейкобазальтоидными уклонами и расположены ближе к остальным базальтоидам этих комплексов. Это также оливиновые толенты с нормативным оливином  $12,6 \div 9,4$  и гиперстеном  $5,7 \div 4,3$ , высокоглиноземистые, низкотитанистые, высоконатриевые.

Вулканические формации Западного Баргушата и Зангезурского хребта относятся к высокоглиноземистым толентам, причем палеогеновые являются оливино-гиперстен нормативными толентами, а миоценовые — кварцевыми нормативными толентами. Верхнеплиоцен-четвертичные базальтоиды Сюникского нагорья — нормативные щелочные оливиновые базальты [10].

*Петрохимическая характеристика вулканических комплексов.* Анализ петрохимических параметров Заварицкого показывает следующее (табл. 3). Базальтоиды капутджухского-I комплекса лейкобазальтоидные ( $b' = 23,8$ ), низкощелочные ( $a = 6,8$ ), высокоглиноземистые ( $Al_2O_3 = 19,31$ ), низкотитанистые ( $TiO_2 = 0,90$ ), железистые или магниевожелезистые ( $f' > m'$ ,  $f' = 45,6$ ,  $m' = 43,5$ ), натриевые или точнее высоконатриевые ( $n = 84,8$ ). Базальтоиды гехакарского комплекса характеризуются аналогичными петрохимическими уклонами — лейкобазальтоидные ( $b' = 20,5$ ), низкощелочные ( $a = 8,0$ ), высокоглиноземистые ( $Al_2O_3 = 19,36$ ), низкотитанистые ( $TiO_2 = 0,61$ ), железистые ( $f' = 52,1$ ,  $m' = 40,1$ ), высоконатриевые ( $n = 84,9$ ).

Внутри известково-щелочных комплексов устанавливаются и отдельные ассоциации с умеренно-щелочным, трахитовым уклоном. Это субщелочная серия пород капутджухского комплекса, которая синхронна с нормальными известково-щелочными образованиями того же комплекса. Заметим, что по всем другим петрохимическим параметрам (кроме  $a$ ) вулканогенные ассоциации трахитового уклона не отличаются от остальных серий. Они несколько более калиевые, т. е. менее натриевые ( $n = 60,9$ ), больше недосыщены кремнеземом ( $Q = -8,7$ ), а общая щелочность выше ( $a = 13,1$  в трахиандезито-базальтах), чем в главных сериях. Аналогичные субщелочные серии выявляются и среди плутонических комплексов области [5]. Базальтоиды миоценона (Салвард) лейкобазальтоидные или андезит-андезито-базальтовые ( $b' = 18,3$ ), низкощелочные ( $a = 10,9$ ), высокоглиноземистые ( $Al_2O_3 = 18,21$ ), низкотитанистые ( $TiO_2 = 0,81$ ), железистые ( $f' = 43,3$ ,  $m' = 34,5$ ), высоконатриевые ( $n = 73,9$ ).

Сравнение петрохимических параметров базальтоидов третичных комплексов показывает, что они сходны почти по всем главным петрохимическим признакам: имеют лейкобазальтоидный уклон, низкощелоч-

Таблица 5

Петрохимические параметры базальтов, липаритов, габбро и гранитоидов Западного Баргушата и Зангезурского хребта, и базальтов срединноокеанических хребтов [9].

Порода, возраст, комплекс, область	b(b')	a	l'	ш'	п	Q	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	TiO <sub>2</sub>	CaO	ΣFe	Fe/Mg	Fe <sup>3+</sup> /Fe <sup>2+</sup>	Na+K	Na/K	
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
1 Толент (средний эоцен, капутджух)	23,8	6,8	45,6	43,5	84,8	- 6,6	19,31	0,90	10,01	11,12	1,10	0,81	3,12	3,46	
2 Оливниновый толент (средний эоцен капутджух)	21,6	10,0	45,3	43,0	60,9	- 8,7	19,08	1,04	8,55	10,22	0,87	1,15	5,12	1,04	
3 Оливниновый толент (верхний эоцен, гехакар)	20,5	8,0	52,1	40,1	84,9	- 4,5	19,36	0,61	8,99	10,28	1,30	0,82	3,54	3,66	
4 Кварцевый толент (миоценоц, салвард)	18,3	10,9	43,3	34,5	73,9	- 2,7	18,21	0,81	8,86	8,11	0,69	2,36	5,26	1,92	
5 Щелочной оливниновый базальт (постмиоцен, сюнник)	24,3	12,7	37,1	38,2	74,7	-15,3	17,20	1,35	9,12	9,81	0,53	2,44	6,41	1,94	
6 Липарит (капутджух—I)	3,4	13,0	75,9	20,4	81,9	+35,3	13,19	0,24	1,63	3,19	3,60	0,92	6,70	2,94	
7 Трахидацит (капутджух—II)	6,6	17,0	53,6	34,6	59,0	+ 9,2	17,41	0,45	2,22	4,39	1,68	0,70	9,46	0,95	
8 Липарит (гехакар)	5,1	12,5	58,6	28,8	85,8	+32,7	13,29	0,30	1,73	3,85	2,03	0,85	6,25	4,00	
9 Липарит (салвард)	3,6	11,7	29,1	20,0	46,6	+33,0	14,62	0,18	1,47	2,19	0,70	2,83	6,99	0,53	
10 Габбро оливниновое (Сваранц)	33,4	3,2	40,9	40,4	81,9	-17,4	19,99	0,67	14,58	14,22	0,83	1,28	1,56	2,62	
11 Габбро калишпатовое (Арамазд)	21,0	10,4	50,1	30,9	75,0	-14,8	21,63	0,64	10,97	10,91	1,67	0,84	5,00	1,87	
12 Габбро роговообманковое (Гехи)	18,6	10,3	47,8	39,0	82,2	- 7,2	20,44	0,75	9,18	8,98	1,00	1,26	4,74	3,10	

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
13	Кварцевый диорит (Гехи)	10,4	11,0	56,8	37,8	74,0	+16,9	17,00	0,54	5,39	6,08	1,58	0,71	5,60	1,84
14	Гранодиорит (Гехи)	8,6	12,8	48,0	29,9	63,9	+19,3	15,85	0,42	4,99	4,46	1,46	0,98	6,90	1,16
15	Гранит (Гехи)	2,2	15,4	29,4	29,4	44,9	+31,9	13,00	—	1,10	0,67	0,95	0,76	9,20	0,53
16	Адамеллит порфировидный (Шенатаг)	6,1	12,9	62,3	34,5	58,2	+24,7	15,29	0,40	3,01	4,45	0,81	3,24	7,15	0,91
17	Гранодиорит порфировидный	8,2	13,2	58,0	39,5	54,2	+17,9	16,24	0,44	3,68	5,21	1,49	0,83	7,30	0,78
18	Океанический толент (Атлантический, южные широты)	26,6	6,9	38,0	41,9	98,0	— 3,6	16,09	2,03	10,46	10,49	1,21	0,36	3,15	21,5
19	Океанический толент (Атлантический, северные широты)	29,9	5,9	32,0	47,8	95,5	— 6,2	15,91	1,26	11,26	10,36	0,89	0,36	2,77	13,6
20	Высокоглиноземистый базальт (Атлантический, северные широты)	30,9	5,3	29,2	55,6	97,5	— 9,7	17,45	0,75	11,26	9,68	0,83	0,14	2,46	26,4
21	Базальт (Атлантический океан, северные широты)	30,5	6,7	25,5	52,9	88,0	— 9,4	15,99	1,44	11,52	8,37	0,61	0,35	3,28	4,7
22	Базальт (Индийский океан)	27,7	6,2	29,5	48,5	95,6	— 3,9	16,60	1,24	11,58	8,70	0,91	0,18	2,91	17,2
23	Базальт (средний из 94 анализов)	29,7	6,2	35,7	43,9	95,8	— 6,7	16,01	1,43	11,32	11,49	—	—	2,98	12,5

ные, высокоглиноземистые, низкотитанистые, железистые, высоконатриевые. Трахибазальтоидная серия, которая представлена умеренно-щелочными натриевыми породами, также по главным петрохимическим признакам не отличается от известково-щелочных серий.

Постплиоценовые базальтоиды Сюникского нагорья наиболее сильно отличаются от третичных по степени недосыщенности кремнеземом, слабомагнезимальным, умереннощелочным уклонами, несколько повышенной титанистостью и пониженной глиноземистостью (табл. 3). Хотя содержания окиси титана в лавах постплиоцена вдвое больше, а глинозема на два процента меньше, чем в третичных базальтах, все же они являются низкотитанистыми и высокоглиноземистыми породами; эти колебания находятся в пределах единого петрохимического класса. Базальтоиды рассматриваемой области по многим петрохимическим признакам близки к океаническим толентам [9]. Но океанические толенты и базальты в отличие от базальтов Западного Баргушата и Зангезурского хребта низкоглиноземистые ( $Al_2O_3 = 16,01$ ), мезо- или меланобазальтовые ( $b' = 26,6 - 30,5$ ), магнезимальные ( $f' = 25,5 - 38,0$ ,  $m' = 41,9 - 52,9$ ), (табл. 3). Содержание титана, примерно, в два раза выше в океанических базальтах ( $TiO_2 = 1,24 - 2,03$ ). Натрий-калиевое отношение в баргушатских базальтах варьирует между 1,04 и 3,66, а в океанических — 1,7—26,4. Континентальные толенты Баргушата отличаются высоким  $Fe^{3+}/Fe^{2+}$  отношением (0,81—1,15 в палеогене, 2,36 в миоплиоцене и 2,44 в постплиоцене) по сравнению с океаническими базальтами (0,14—0,36). Заметим, что палеогеновые базальтоиды, по сравнению с миоплиоценовыми и четвертичными базальтоидами Сюникского нагорья кристаллизовались в менее окислительных условиях. Это не противоречит существующим геологическим данным, согласно которым многие вулканические образования палеогена кристаллизовались в приповерхностных условиях.

*Петрохимическая характеристика плутонических комплексов.* Габброиды сваранцского габбро-оливинитового комплекса характеризуются меланобазальтовым ( $b' = 33,4$ ), низкощелочным ( $a = 3,2$ ), железистым или магнезо-железистым ( $f = 40,9$ ,  $m' = 40,4$ ), высокоглиноземистым ( $Al_2O_3 = 19,99$ ), низкотитанистым ( $TiO_2 = 0,67$ ), высоконатриевым ( $n = 81,9$ ) уклонами и отличаются от габброидов других комплексов (табл. 1). Габброиды арамаздского габбро-монзонит-сненитового комплекса — лейкобазальтоидные ( $b' = 21,0$ ), умеренно щелочные ( $a = 10,4$ ), железистые ( $f' = 50,1$ ,  $m' = 30,9$ ), высоконатриевые ( $n = 75,0$ ), низкотитанистые ( $TiO_2 = 0,64$ ), высокоглиноземистые ( $Al_2O_3 = 21,63$ ). Габброиды габбро-диорит-гранодиоритовой формации (гехинский комплекс), лейкобазальтоидные (андезито-андезито-базальтовые) ( $b' = 18,6$ ), низкощелочные ( $a = 10,3$ ), высокоглиноземистые ( $Al_2O_3 = 20,44$ ), низкотитанистые ( $TiO_2 = 0,75$ ), высоконатриевые ( $n = 82,2$ ).

Из проведенного петрохимического анализа следует, что в различных формационных типах или комплексах интрузивов природные про-

цессы приводят к формированию габброидов со сходными петрохимическими признаками или сходных классов.

Сопоставление петрохимических параметров базальтоидов и габброидов палеогена показывает, что несмотря на принадлежность их к различным магматическим ассоциациям, они сходны по химизму, т. е. и базальты и габброиды лейкобазальтоидные, высокоглиноземистые, низкощелочные, низкотитанистые, железистые, высоконатриевые. Однако габброиды сваранецкого комплекса в отличие от других меланобазальтовые ( $b' = 33,4$ ) и весьма низкощелочные ( $a = 3,2$ ) магнево-железистого уклона. Более резко выражены эти различия в магнетитовых оливковых габбро, троктолитах и микротроктолитах, которые встречаются в качестве шлиров и поздних фаз становления ( $b' = 35$  и  $50$ ). Последние отличаются также повышенным содержанием окиси титана (больше 1,50%) и фактически являются высокотитанистыми породами.

*Сравнительная петрохимическая характеристика кислых вулканических и plutонических пород.* Породы кислой группы (дацит-липаритового состава) вулканических образований палеогена аналогично ассоциирующим с ним базальтоидам—высокоглиноземистые ( $Al_2O_3 > 14\%$ ), меланократовые или дацитовые ( $b' > 5$ ), нормально-щелочные ( $a \leq 12,5$ ), железистые, натриевые. Петрохимически значимые различия пород кислой группы от базальтоидной в палеогеновых сериях выражены слабо. Исключение составляют лишь секущие липариты капутджухского комплекса, в которых отмечается пониженный уровень глинозема, умеренно-щелочной, лейкократовой и высокожелезистый уклоны. Породы липаритового ряда миоценового возраста отличаются от палеогеновых лейкократовостью  $b' < 5$ , калиевым уклоном ( $n = 46,6$ ). Железо в них, в основном, трехвалентное  $Fe^{3+}/Fe^{2+} = 2,83$ . Это наиболее существенный отличительный признак салических пород неогена от липаритов итрузивной формации палеогена, где  $Fe^{3+}/Fe^{2+} = 0,70—0,92$ . Разделение по трехвалентному железу липаритов палеогена и неогена важно тем, что указывает на правильность выделения кислых пород в составе палеогеновых базальтоидных серий, а также выделение контрастных базальт-липаритовых серий неогена.

Таким образом близость петрохимических параметров может являться важным показателем генетической общности базальтоидов и салических пород в выделенных разновозрастных вулканических комплексах.

Гранитоиды plutонических ассоциаций—меланократовые, низко- или умеренно-щелочные, высокоглиноземистые, железистые, натриевые с кислым уклоном. Отмечается сходство петрохимических уклонов габброидов и гранитоидов габбро-диорит-гранодиоритовой формации. Однако колечные продукты дифференциации—жильные граниты (гехинский комплекс) характеризуются лейкократовым ( $b' = 2,2$ ), умеренно-щелочным ( $a = 15,4$ ), низкоглиноземистым ( $Al_2O_3 = 13,0$ ), железистым,

кальциевым ( $n = 44,9$ ) и кислыми уклонами ( $Q = +31,9$ ). Вероятно, не следует ожидать тождественности петрохимических уклонов эвтектических гранитов с более основными комагматичными плутохимическими породами.

*Направленные изменения составов внутри вулканических комплексов.* Сравнительный анализ петрохимических признаков по параметрам Заварицкого показал значительное сходство магматических пород третичного возраста. Различия составов затрагивают немногие петрохимические показатели, сохраняя удивительную стабильность в отношении значительного числа показателей внутри вулканических серий, начиная от палеогеновых до постплиоценовых включительно. Они улавливаются в показателях меланократовости и насыщенности кремнеземом. Заметим, что эти выводы справедливы не только для вулканических пород пониженной щелочности. Стабильность петрохимических признаков отмечается и в плутохимических ассоциациях пород: оливниновых толентовых базальтах (гехинских габброидах), в щелочных оливниновых базальтах (сваранцоких габброидах) и базанитах (арамазских габброидах). Значительное число петрохимических параметров имеет устойчивый характер для широкой гаммы базальтоидов и габброидов.

В петрогенетическом смысле интересна возрастная эволюция составов базальтоидных пород, которая улавливается довольно четко в отношении меланократовости и степени недосыщенности кремнеземом и повышении щелочности. Выше было показано, что базальтоиды палеогена и неогена не различаются существенно по уровням содержания глинозема, кремнезема, натрия, калия, титана, по общему содержанию железа и магния. Но в базальтоидах миоплиоцена кремнезема оказывается в общем несколько больше, магния и суммарного железа — меньше. Это видно по параметрам  $b'$  и  $Q$ , причем меланократовость от древних базальтов к молодым выражается так: —23,8; 20,5; 18,3; степень недосыщенности кремнеземом в том же направлении: —6,6; —4,5 и —2,7. Ниже увидим, что в четвертичных базальтоидах Сюника эти признаки резко отличны —  $b' = 24,3$ , а  $Q = -15,3$ . Возрастная эволюция устанавливается также в повышении общей щелочности ( $a = 6,8$ ; 8,0 и 10,9 в палеогене и неогене, 12,7 в постплиоцене), усилении железистости ( $i' = 43,3$ ,  $m' = 34,5$  в миоплиоцене, против 52,1 и 40,1 в верхнем и 45,6 и 43,5 в среднем эоцене соответственно), повышении уровня калия —  $n = 73,9$  в миоплиоценовых базальтоидах, против 84,9 и 84,8 в базальтоидах эоцена (табл. 3). Подобная же направленность наблюдается на примере андезито-базальтов и андезитов (табл. 2). Так, от среднего эоцена к миоплиоцену устанавливается следующая смена параметров в андезито-базальтах и андезитах:  $b' = 17,9$  и 15,0 в среднем эоцене; 13,6 и 14,7 в верхнем эоцене; 13,4 и 11,8 в миоплиоцене;  $Q = -1,5$  и —2,7 — средний эоцен; +4,4 и +9,1 — верхний эоцен; +5,6 и +8,0 — миоплиоцен. Сохраняется и тенденция усиления роли железа (увеличения железистости), особенно на примере андезитов.

Таким образом, от среднеэоценовых базальтов к миоплиоценовым, прослеживается эволюция в лейкократовом направлении (гомодромная эволюция)—увеличение насыщенности кремнеземом и общей щелочности, роли калия, усиление железистости. Оливиновые толеитовые низкощелочные лавы эоцена сменяются пересыщенными кварцевыми толеитами в миоплиоцене.

В кислой группе вулканических пород направленная смена составов несколько противоречива. Гомодромная тенденция изменения меланократовости в ряде андезитов-дацитов и липаритов-дацитов противопоставляется антидромной тенденции в липаритах (от среднеэоценовых к миоплиоценовым). Увеличение щелочности и насыщенности кремнеземом среди андезитов-дацитов и липаритов-дацитов противопоставляется уменьшению этих параметров в липаритах. Однако все же прослеживается устойчивая тенденция увеличения калиевости пород в кислой группе от эоцена к миоплиоцену.

*Направленные изменения составов внутри плутонических комплексов.* Возрастная эволюция составов внутри габброидов улавливается достаточно четко—повышение щелочности ( $a=3,2, 10,4$  и  $10,3$ ), увеличение насыщенности кремнеземом ( $Q=-17,4, -14,8$  и  $-7,2$ ), понижение меланократовости ( $b'=33,4; 21,0$  и  $18,6$ ) от ранних к поздним габброидам. Наиболее поздние габбро гехинского комплекса отличаются от ранних оливиновых габброидов значительно повышенной насыщенностью кремнеземом, повышенной щелочностью, лейкобазальтоидным уклоном. Уменьшение меланократовости от ранних к поздним габброидам указывает на гомодромную эволюцию составов габбро. Все габброиды Западного Баргушата высокоглиноземистые, железистые высоконатриевые и низкотитанистые.

На примере плутоидов области видно, что усиление роли кислых дифференциатов идет параллельно с понижением меланократовости габброидов. В габбро-диорит-гранодиоритовом комплексе габброиды составляют всего 9,8%, а гранитоиды—90,2%. Это один из аргументов в пользу того, что в альпийском цикле гранитоиды являются конечным результатом гомодромной эволюции плутоидического магматизма.

Отмечается почти полная сопряженность между одноименными петрохимическими характеристиками базальтоидов и липаритов-дацитов (Салвард), габброидов и гранитоидов (Гехи), входящих в контрастные магматические формации. Петрохимически ощутимые различия существуют лишь в параметре «кислотность-основность». Основные породы лейкобазальтоидные, а салвардские—меланократовые. Именно меланократовый характер пород кислой группы больше всего указывает на генетическую общность пород базальт-андезит-липаритовой серии.

Габброиды и гранитоиды гехинского комплекса высокоглиноземистые, натриевые, железистые. Но гранитоиды, в отличие от низкощелочных габброидов, умеренно-щелочные и меланократовые. Сопряженность между одноименными характеристиками плутоидических пород вы-

ражена слабее, чем в вулканических ассоциациях. Еще слабее выражена сопряженность между гранитами и габбро-гранитоидами. Габбро-диорит-гранодиоритовую серию Западного Баргушата завершают жильные граниты с эвтектическим составом  $or=38,6$ ,  $ab=29,4$  и  $q=32,0$ , где  $an=3,1$ . Жильные граниты в отличие от гранитоидов и габброидов лейкократовые, калиевые и низкоглиноземистые. Как видно, они по петрохимическим характеристикам резко отличаются от более основных типов плутонических серий. Составы жильных гранитов расположены близ точки тройного или легкоплавкого минимума. Около этой точки располагаются фактически все нормальные магматические граниты земной коры, так что трудно ожидать, что эвтектические граниты носили какие-то характерные провинциальные или индивидуальные петрохимические черты. В эвтектических гранитах должны теряться все или большинство родственных черт, существующих между гранитами и габбро-гранодиоритами одного комплекса. Поэтому жильные граниты этого комплекса с калиевым, низкоглиноземистым и лейкократовым уклоном противопоставляются комагматичным гранитоидам и габброидам. По-видимому, лишь тонкие петро- и геохимические исследования редких элементов породообразующих минералов могут выявить определенные и четкие черты сходства и различий.

*Сравнительный петрохимический анализ* пород вулканических и плутонических ассоциаций альпийского цикла, Зангезурского хребта и Западного Баргушата выявил многие специфические черты химизма всех породных групп. Ниже приводятся некоторые наиболее общие замечания и выводы, вытекающие непосредственно из петрохимического анализа магматических пород исследуемой области. При обсуждении результатов в основу положена модель гипотезы и экспериментальные данные Д. Грина и А. Рингвуда [2].

1. Продукты различных стадий извержений и интрузий в широком временном интервале (эоцен-средний плиоцен-постплиоцен) обладают сходными петрохимическими параметрами, которые указывают на их принадлежность к петрохимическим классам с одинаковыми уклонами. Это позволяет предполагать, что гипотеза о гетерогенности магмообразующих субстратов является малопримемлемой, по крайней мере по вертикали, на интервале ( $\sim 80-120$  км), где генерируются кайнозойские расплавы. Одновременно мало вероятным является предположение о свалочной контаминации при дифференциации расплава в условиях низких давлений, в магматических каналах или промежуточных камерах, выше места зарождения «первичной базальтовой» магмы, в земной коре ( $< 40-60$  км).

2. Гомодромная эволюция составов, постоянное увеличение насыщенности кремнеземом и общей щелочности и уменьшение меланократовости магм в течение третичного периода (от среднего эоцена до среднего плиоцена), а также устойчивый широкий комплекс петрохимических параметров показывает, что эти магматические расплавы генерировались из одного и того же первичного вещества мантии на одина-

ковых глубинах в течение довольно продолжительного времени (более 40 млн. лет).

3. Единство химических составов и сходные петрохимические особенности основных пород вулканических и ассоциирующихся с ними плутонических комплексов, а именно — лейкобазальтоидный, высоконатриевый и низко- умеренно-щелочной уклоны, свидетельствуют не только об общности или единстве их источников (или состава «первичного расплава»), но и о сходных условиях магмообразования и уровнях глубинной дифференциации (в частности, для вулканических пород эоцена и плутонических пород габбро-диорит-гранодиоритовой формации). Эти свойства характеризуют провинциальный облик магматизма Западного Баргушата и Зангезурского хребта и позволяют допустить глубинный (мантийный) источник расплавов как для вулканических, так и для плутонических серий пород.

Стабильность петрохимического облика третичных габброидов и гранитоидов различных формационных типов указывает на однородность или единство магматических источников для всех серий плутонических пород. Некоторые различия в составах определяются различными глубинами дальнейшей дифференциации расплава после его отделения от нерасплавленного остаточного вещества мантии.

4. Однородность составов пород базальтоидной и салической групп, а также общность петрохимических характеристик и закономерная помодромная эволюция свидетельствуют о генетической связи магм различной основности и их глубинных источников, а также об ограниченной роли процессов ассимиляции корового материала. В пользу этой гипотезы говорят данные о сходстве изотопных отношений  $Sr^{87}/Sr^{86}$  для базальтов и андезитов, а также базальтов и гранитов одного магматического цикла [9].

5. Петрохимические данные, конечно, не в силах объяснить природу магматических источников и составы первичных расплавов различных магматических серий. Однако они показывают, что плутонические серии по многим главным петрохимическим признакам сходны с ассоциирующимися с ними вулканическими сериями. Иначе говоря, составы базальтоидов (толеитовых базальтов) сходны с составами габброидов (толеитовых габброидов). Петрохимические уклоны однотипны и принадлежат к единым классам. Наличие базальтов и габброидов различного состава или типа, а также эволюция в химизме третичных базальтовых магм, легче всего понимается, если признать справедливой гипотезу Грина-Рингвуда о «единой первичной» базальтовой магме состава оливнинового толеита, дифференциация которой при различных P-T условиях приводит к образованию трех производных магм, а именно — магм состава щелочного оливнинового базальта (наиболее глубинная, дифференциация при высоком давлении, 12—20 кбар, ~ 35—60 км), высокоглиноземистого оливнинового толеита (дифференциация при умеренных давлениях, 7—12 кбар, ~ 15—35 км) и кварцевого толеита (дифференциация при низких давлениях, ниже 5 кбар, ~ 15 км). Базальто-

вые магмы в эоцене имеют состав высокоглиноземистых оливиновых толеитов и могут дифференцироваться на относительно больших глубинах (~ 30—40 км), тогда как кварц-толеитовые базальтовые расплавы миоценона с относительно низкими содержаниями глинозема дифференцируются на меньших глубинах при «низких давлениях» — < 5 кбар. (рис. 2).

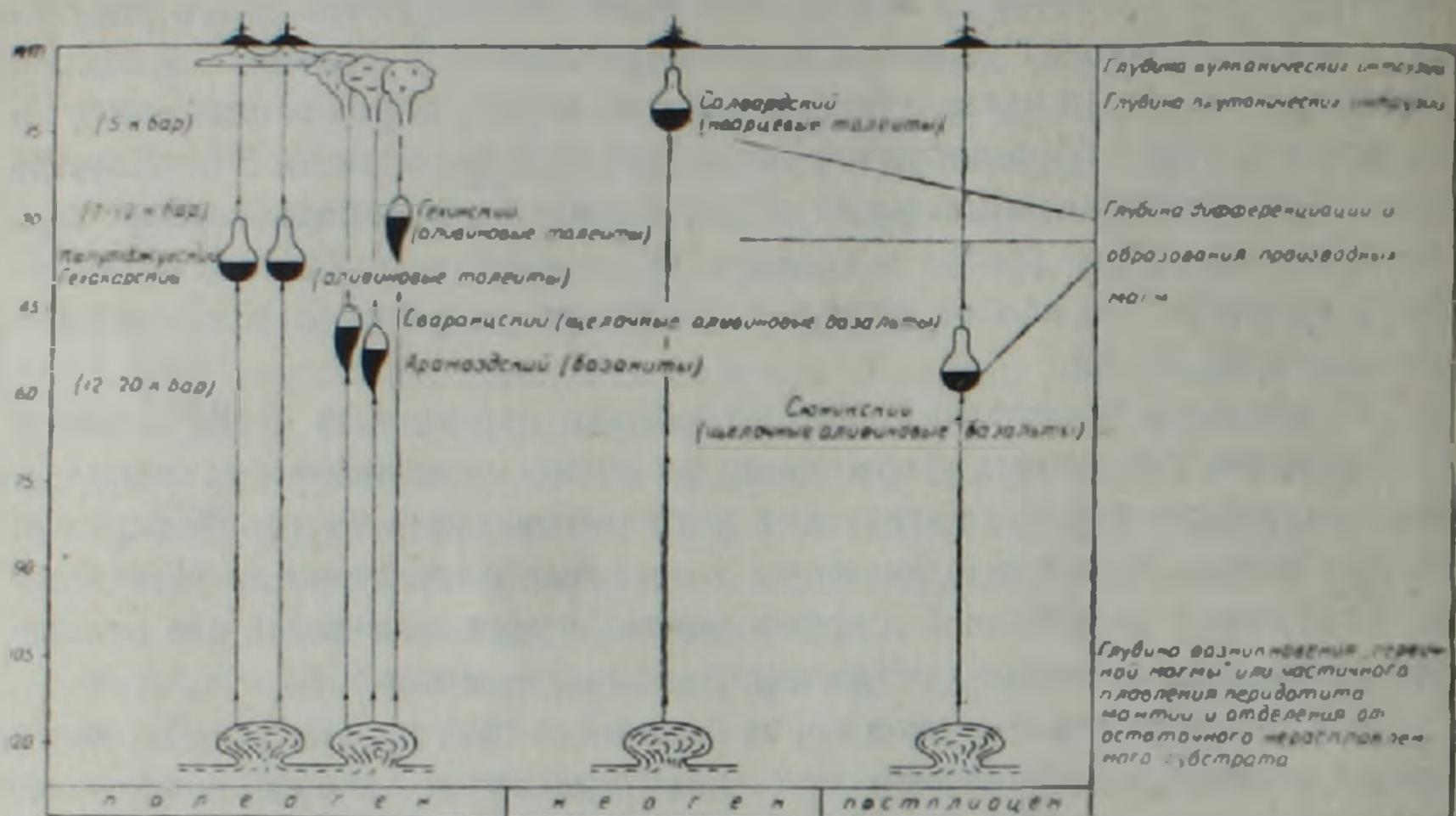


Рис. 2. Схема глубин возникновения «первичных» и дифференциации производных магм для вулканических и плутологических ассоциаций.

Резких различий в петрохимическом облике этих магм не существует, так как они, вероятно, образовались из единого «первичного расплава» и между ними отмечаются постепенные переходы. Сходные петрохимические особенности кайнозойских базальтоидов, которые принадлежат к трем различным типам — оливиновым толеитам (эоцен), кварцевым толеитам (миоценона), щелочным оливиновым базальтам (постмиоценона), говорят в пользу гипотезы Грина-Рингвуда.

6. Все кайнозойские базальтоиды Западного Баргушата и Зангезурского хребта можно в целом отнести к высокоглиноземистым базальтоидным ассоциациям, в которых со временем отмечается понижение глинозема и повышение содержания титана, уровня общей щелочности, особенно калия, от ранних базальтоидов эоцена (3,12—3,54) к послебазальтоидным — миоценона (5,26) и постмиоценовым «финальным» базальтоидам Сюникского нагорья (6,41). Для четвертичных базальтоидов устанавливается высокий уровень содержания калия, низкое натрий-калиевое отношение. Одновременно дифференциация четвертичных расплавов до их извержения происходила на больших глубинах (~ 35—60 км), чем палеогеновых расплавов вулканических серий (~ 15—35 км).

7. Формирование плутологических расплавов верхней-эоцен-олигоценового возраста, в частности габбро-оливинитового и габбро-монзонит-

сненитового комплексов, до внедрения их и кристаллизации в данных интрузивных камерах, происходило на относительно больших глубинах (35—60 км), чем вулканических базальтоидных расплавов средне-верхнего эоцена. Расплавы, из которых кристаллизовались породы плутоидов, являются производными и образовались из богатых оливином толеитовых базальтов, фракционная дифференциация которых на этих глубинах приводила к формированию богатых оливином щелочных толеитов и базанитов с нормативным нефелином (2,6÷5,4 в оливиновых габбро сваранцского и калишпатовых габбро арамаздского комплексов соответственно). Формирование магмы более молодых плутонических формаций происходит на меньших глубинах (15—35 км), где охлаждение и фракционная кристаллизация «первичного расплава» приводили к образованию производных расплавов состава оливинового толеита. Именно из этих производных магм образовались, в дальнейшем, интрузивные массивы габбро-диорит гранодиоритового комплекса Западного Баргушата.

8. Базальтоиды Западного Баргушата и Зангезурского хребта характеризуются натриевым обликом с низким отношением  $Na/K$ , резко повышенным содержанием глинозема и кальция, низким содержанием титана, высоким  $Fe^{3+}/Fe^{2+}$  отношением. Этими характеристиками базальтоиды палеогена (и неогена) существенно и очень резко отличаются от продуктов раннегеосинклинального вулканизма и, в частности, пород спилит—кератофировой формации. В последних все эти характеристики имеют обратные значения.

9. Хотя базальты вместе с андезито-базальтами составляют подавляющую часть палеогеновых формаций, лейкобазальтоидный их облик и наличие пород собственно кислой группы липарит-дацитового ряда (особенно в мнотипном комплексе) позволяют отнести палеогеновые и мнотипные вулканические серии, в целом, к андезито-базальтовой (андезитовой) формации. Менее базитовый и более кремнеземистый облик базальтоидов палеогена и неогена указывают на тектонически незрелый характер фундамента, со слабыми признаками «оплатформенности» [1].

Институт геологических наук  
АН Армянской ССР

Поступила 10.III.1980.

Հ. Պ. ԳՈՒՅՈՒՄՉՅԱՆ, Ռ. Տ. ՉՐԲԱՇՅԱՆ

ԶԱՆԳԵԶՈՒՐԻ ԿԱՅՆՈՋՈՅԱՆ ՀՐԱԲԵԱՅԻՆ ԵՎ ՊԼՈՒՏՈՆԻԿ  
ԿՈՄՊԼԵՔՍՆԵՐԻ ՔԻՄԻԶՄԻ ՀԱՄԵՄԱՏԱԿԱՆ ԲՆՈՒԹԱԳԻՐԸ

Ա մ փ ո փ ո լ մ

Երրորդական հրաբխային և պլուտոնիկ կոմպլեքսների ապարների պետ-  
րորդական վերլուծությունը ցույց է տալիս, որ նրանք պատկանում են միա-

նման պետրոքիմիական հակում ունեցող դասերի, ունեն մագմատիզմի էվոլյուցիայի ընդհանուր գծեր, օրինաչափ հոմոդրոմ զարգացում, բազալտոդիային և սալիկ խմբերի նույնատիպ ապարներ: Այդ վերլուծութունը թույլ է տալիս նաև ենթադրելու մագմագոյացման միասնական խորքային-մասնատիպին աղբյուրների և ասիմիլացիայի սահմանափակ դերի մասին, «միասնական առաջնային» օլիվին տուլեիտային կազմի բազալտային մագմայի մասին, որի դիֆերենցումը տարբեր խորութիւններում բերում է ածանցյալ երեք մագմաների առաջացման, այն է՝ ալկալային օլիվին բազալտային, բարձր կավահողային օլիվին տուլեիտային և քվարց տուլեիտային (ըստ Գրին-Ռինգվուդի վարկածի):

Չնայած բազալտները անդեզիտա-բազալտների հետ կազմում են պալեոպենյան ֆորմացիաների գերակշիռ մասը (միոպլիոցենում ստորադաս են), նրանց լեյկոբազալտոդիային տեսքը և լիպարիտ-դացիտային խմբի ապարների առկայութունը (մասնավորապես միոպլիոցենյան համալիրում) թույլ է տալիս պալեոգենի և նեոգենի հրաբխային սերիաներն ընդհանուր առմամբ վերագրել անդեզիտա-բազալտային (անդեզիտային) ֆորմացիոն տիպին:

H. P. GUYUMDJIAN, R. T. DJERBASHIAN

## THE COMPARATIVE CHARACTERISTIC OF THE ZANGUEZOR CENOZOIC VOLCANIC AND PLUTONIC COMPLEXES CHEMISM

### A b s t r a c t

The analysis of the region Tertiary magmatic complexes petrochemical features shows their belonging to the petrochemical classes with similar inclinations and common features of evolution as well as the uniformity of basaltoid and salic groups rocks composition, it also allows to consider the united abyssal-mantle sources of magma formation as well as the limited role of assimilation processes.

### Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Белоусов А. Ф. Проблемы анализа «эффузивных формаций». Изд. «Наука», Новосибирск, 1976.
2. Грин Д. Х., Рингвуд А. Э. и др. Петрология верхней мантии. Изд. «Мир», М., 1968.
3. Гуюмджян О. П. О соотношении вулканогенных и осадочных образований в «псевдовулканогенно-осадочных» формациях Баргушатского хребта (Армянская ССР). Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, т. XXI, № 5, 1968.
4. Гуюмджян О. П. Геологическое строение, магматизм и метасоматические образования Западного Баргушата. Автореферат диссертации, Ереван, 1970.
5. Гуюмджян О. П. Магматические плутоические формации Западного Баргушата. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, т. XXVI, № 1, 1973.
6. Джербашян Р. Т., Гуюмджян О. П., Таян Р. Н. Некоторые особенности строения и формирования третичных вулканических комплексов Зангезура. В кн. «Вулканизм и металлогения Армянской ССР», Зап. Арм. отд. ВМО, вып. 8, 1976.

7. Джрбашян Р. Т., Гукмджян С. П., Тян Р. Н. Палеовулканические формации позднеальпийского этапа развития юго-восточного склона Малого Кавказа. В кн. «Палеовулканизм и его продукты». Петрозаводск, 1977.
8. Джрбашян Р. Т., Садоян А. А. Существуют ли нижнеэоценовые вулканические и вулканогенно-осадочные породы в бассейне левобережья р. Аракс (Арм ССР и Нахич. АССР). Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, № 1, 1980.
9. Шинкарев Н. Ф. Происхождение магматических формаций. Изд. «Недра», Л., 1978.
10. Ширинян К. Г., Нагапетян Л. Б. Новый тип базальтов в Армении. ДАН Арм. ССР, т. 59, № 1, 1974.