

ВЕРХНЕПЛИОЦЕН – ГОЛОЦЕНОВЫЙ ВУЛКАНИЗМ СЮНИКСКОГО НАГОРЬЯ (АРМЕНИЯ)

© 2010г. С.Г. Карапетян, Р.Т. Джрбашян, Г.Х. Навасардян, Х.Б. Меликсетян, А.Х. Мнацаканян, И. Савов*, Р.Х.Гукасян

*Институт геологических наук НАН Армении
0019, Ереван, пр. Маршала Баграмяна, 24а, Республика Армения
E-mail: jrb_rub@sci.am
* Университет Лидса (Великобритания)
E-mail: savovir@yahoo.com
Поступила в редакцию 30.01.2010*

Верхнеплиоцен-голоценовый вулканизм Сюникского нагорья характеризуется преимущественно центральными - полигенным и моногенным типами извержений. С первым связано формирование крупных вулканических массивов – Ишханасар и Цхук, сложенных дифференцированными сериями базальтовый трахиандезит-трахидацит (трахитового) состава. Второй - определил формирование около 160 относительно небольших шлаковых и шлаково-лавовых вулканов ареального типа, представленных базальт, базанит-фонотефрит и трахибазальт-трахиандезитовыми рядами.

Комплексные исследования показали, что вулканические серии отличаются длительным периодом неравновесной интрателлурической кристаллизации в разноглубинных магматических камерах. Схема дифференциации и фракционирования расплавов определялась различной степенью плавления магматического источника (T^0C , P) и высоким $R_{\text{пл}}$. Геохимические параметры согласуются с происхождением вулканических серий из метасоматизированного мантийного источника, в составе которого доминирующими элементами являются Sr, Ba, LREE, Th, Zr при высоких LILE/HFSE отношениях. Изотопный состав и вариации индикаторных элементов указывают на единый гомогенный мантийный источник, обогащенный Sr. Развитие в регионе куполовидные риолитовые вулканы представляют генетически самостоятельную петрохимическую (и изотопную) систему.

В статье обсуждаются новые результаты комплексных геолого-вулканологических, а также петрографо-минералогических, петро-геохимических и изотопных аналитических исследований, посвящённых особенностям проявления, вещественного состава и эволюции продуктов верхнеплиоцен-голоценового поздне-коллизийного вулканизма Сюникского нагорья с представлением схематической геолого-вулканологической карты в ГИС формате (рис.1).

Сюникское нагорье составляет юго-восточный отрезок неовулканического пояса Армении, приуроченного к Анкаван-Сюникскому разлому (Асланян, 1958; Габриелян и др., 1981). Непосредственно в исследуемом районе древние дизъюнктивные структуры забронированы молодыми вулканическими образованиями и не имеют однозначного толкования.

Исследованная область занимает водораздел бассейнов рек Воротан, Акера и Тартар, протягиваясь в СЗ-ЮВ направлении примерно на 70км., при ширине около 35км. Площадь, покрытая вулканитами, занимает около 2500км², объем продуктов вулканических извержений составляет порядка 550.0 км³. Нагорье расположено в восточной части Армянского блока. На юге плиоцен-четвертичные образования перекрывают нижнемеловые комплексы Капанского сегмента Сомхето-Карабахской зоны, на востоке — верхнемеловые вулканогенно-осадочные комплексы Гочасского прогиба, а на западе — кайнозойские вулканические и вулканогенно-осадочные комплексы Зангезура и Вайоцдзора.

Многие вопросы геологии широко развитых в районе вулканических образований обсуждены в работах А.Н. Соловкина (1940), К.Н. Паффенгольца (1940), А.Л. Тахтаджяна и А.А. Габриеля-

на (1948), А.А. Габриеляна (1964), А.А. Габриеляна и др. (1981), А.Т. Асланяна (1958), В.М. Амаряна (1967), Ю. В. Саядяна (2009), Т. А. Авакяна (1974) и др. Особое внимание вопросам эволюции новейшего вулканизма Сюникского нагорья и составу его продуктов было уделено в целом ряде работ К.Шириняна. Исследования последних лет в пределах юго-восточного отрезка Памбак-Севанского разлома (Karakhaniyan et al., 2002; Караханян и др., 2004), основанные на геологических наблюдениях и интерпретации аэрокосмической информации, позволили более убедительно обсуждать вопросы связи верхнеплиоцен-голоценового вулканизма Сюникского нагорья с активной тектоникой, в частности, приуроченность голоценового вулканизма к структурам типа "pull apart basin" в СЗ части нагорья.

Наиболее древний комплекс (фундамент) в пределах области сложен вулканогенно-осадочными и осадочными образованиями юры и мела (Асланян, 1958; Габриелян, 1964). Непосредственным основанием изученного сложнопостроенного вулканического комплекса служит обнажающаяся в северо-западной части нагорья нижнеплиоценовая (абс.возраст 5,2-4,8Ma)¹ трахиандезит-трахидацитовая толща, мощностью до 300м (белесоватая свита по А.Габриеляну, 1964). К данному участку тяготеют прорывающие ее куполовидные вулканы риолитового состава (абс.возраст 1,6-0,4Ma, Карапетян, 1972), а также небольшие выходы субвулканических интрузивов граносиенитов и гранодиоритов нижнемиоценового возраста (Паффенгольц, 1940; Карапетян, 1959; Абовян, Малхасян, 1961), которые, в свою очередь, прорываются и

¹ Анализы выполнены в лаборатории изотопной геологии ИГН НАН Армении.



Рис. 1. Схематическая карта новейших вулканических образований Сюникского вулканического нагорья. Разломы показаны по данным (Karakhanyan et al., 1997, 2002, 2003).

Условные обозначения: 1. Аллювиальные, делювиальные отложения. 2. Базальтовые трахиандезиты (голоцен). 3. Ледниковые отложения. 4. Базанит, тефрит, трахибазальт-трахиандезиты (эонеоплейстоцен). 5. Куполовидные риолитовые вулканы (нижний эоплейстоцен). 6. Базальтовые трахиандезит-трахидациты цхук-ишханасарской свиты (верхний плиоцен - эоплейстоцен). 7. Базальтовые трахиандезиты-трахиты горисской свиты (верхний плиоцен). 8. Вулканогенные и вулканогенно-осадочные образования (доверхнеплиоценовые). 9. Интрузивные породы: гранодиориты, граносиениты (нижний миоцен). 10. Полигенные вулканы. 11. Моногенные вулканы. 12. Разломы (предполагаемые).

перекрываются продуктами четвертичного базальтоидного вулканизма.

Верхнеплиоцен-четвертичный вулканизм нагорья характеризуется преимущественно центральными - полигенным и моногенным типами извержений (Ширинян, Карапетян, 2006; Джрбашян и др., 2008). Детальное описание морфометрии и строения вулканов приведено в "Каталоге верхнеплиоцен-четвертичных вулканов Армянской ССР" (К.Ширинян, С.Карапетян, Л.Нагапетян, 1978, Фонды ИГН НАН Армении).

Наблюдаемые в объеме данного комплекса геологические взаимоотношения отдельных фаций, особенности типов извержений и вещественного состава пород (рис.1), а также результаты анализа абсолютного возраста позволяют в эволюции вулканических процессов установить

следующую последовательность (снизу-вверх):

1. Проявления полигенного вулканизма, связанные с взрывными извержениями и формированием вулканогенно-обломочной горисской толщи и последующими неоднократными излияниями из центральных вулканических жерл двух стратовулканов (Ишханасар и Цхук) лав субщелочного состава, возраст которых соответствует верхнему плиоцену-эоплейстоцену (раннему плейстоцену); данные К/Аг датировок указанных лав колеблются в пределах 2.35-1.7Ма.

2. Проявления моногенного вулканизма, включающие продукты извержений многочисленных (около 160) шлаковых, шлаково-лавовых, а также лавовых вулканов, формирующихся на водоразделе, на склонах стратовулканов и в пространстве между ними, преимущественно

щелочно-основного-среднего состава, эоплейстоцен-неоплейстоценового возраста (1.3-0.4Ma). На водоразделе вулканическая активность продолжалась и в голоцене (Karakhanian et al., 1997, 2002, 2003).

1. К полигенному типу относятся вулканы Ишханасар (отм. 3552м., d ~22км., h ~1200м.) и Цхук (отм. 3594м., d ~25км., h ~1500м.). Это крупные эродированные вулканические массивы, в строении которых участвуют значительные объёмы переслаивающихся потоков лав и пирокластики базальтовый трахиандезит – трахиандезитового состава, которые в привершинной части сменяются трахиандезитами и трахидацитами (вулканы Мец и Покр Ишханасар). Массивы прорываются небольшими моногенными шлаковыми и шлаково-лавовыми вулканами с многочисленными потоками различной протяженности, в основном южной, юго-западной направленности, формирующими Ангехакотское, Сисианское и Ераблурское плато.

В строении Ишханасарского вулканического массива выделяются два комплекса.

Нижний комплекс соответствует первым фазам вулканической активности типа направленного взрыва (вулканский тип извержений), которые привели к формированию в основании и в В-ЮВ обрамлении массива мощной (h~350м.) вулканогенно-обломочной толщи, известной в литературе как горисская (герюсинская) толща (Соловкин, 1940; Паффенгольц, 1940; Тахтаджян, Габриелян, 1946 и др.). Толща сложена вулканическими брекчиями, пепловыми туфами трахиандезит-трахитового состава, а также маломощными, непротяженными потоками лав того же состава. В литературе нет однозначного мнения о взаимоотношениях горисской и сисианской глинисто-диатомитовой толщ. Наши наблюдения согласуются с мнением К.Н. Паффенгольца (1940), А.Т. Асланяна, (1958), А.А. Габриеляна (1964), В.Амаряна (Фонды АрмГУ, 1967) и др., в том, что образования горисской толщи фаціальными взаимопереходами связаны с глинисто-диатомитовыми отложениями сисианской свиты и датируются верхнеплиоценовым возрастом (абс. возраст ~3,0Ma).

Верхний - ишханасарский комплекс (h до 1200 м.) включает дифференцированную базальтовый трахиандезит – трахиандезит - трахидацитовую серию. Продукты комплекса участвуют в строении основной части вулканических массивов Ишханасар и Цхук и связаны с главным периодом вулканической активности центрального канала. Комплекс представлен чередующимися потоками лав и обломочной пирокластикой, прорванными дайками и экструзивами того же состава. По геологическому положению и K/Ar определениям (1,3-1,1Ma) возраст комплекса определяется как эоплейстоценовый (раннеплейстоценовый в соответствии с Международной хроностратиграфической шкалой 2007).

2. Моногенный вулканизм ареального типа.

Продукты извержений моногенных вулканов (d от первых десятков до нескольких сотен метров, h от 15-20 до 300м.) представляют поздние

стадии вулканической активности, покрывают значительные площади водораздельной части нагорья, а также его периферических южных и юго-восточных склонов. Моногенные вулканы локализуются вдоль двух параллельных линий СЗ - ЮВ простирания (рис. 1).

Вулканические постройки довольно разнообразны по строению и составу продуктов извержений. Среди них выделяются преимущественно шлаковые, шлаково-лавовые вулканы, сложенные рыхлой тефрой (шлаками, аглютинатами, лапиллями, песками и пеплами), реже встречаются лавовые вулканы (тип извержений стромболианский). Морфологически они, как правило, представлены усеченными конусовидными постройками, часто с привершинным кратером. Из кратера или из-под основания конусов прослеживаются потоки лав длиной от 1 до 10км., часто имеющие свежий облик. Составы продуктов извержений принадлежат трем петрохимическим рядам: базальтовому, базанит-тефрит-фонотефритовому и трахибазальт - базальтовый трахиандезит – трахиандезитовому.

К моногенному типу могут быть отнесены также отмеченные выше куполовидные вулканы ниже-среднеплейстоценового возраста (абс. возраст 1.6-0,43Ma) северо-западной части нагорья (Мец и Покр Сатанакар, Базенк, Севкар и др.), сложенные риолитами, обсидианами, перлитами и их пирокластикой (Карапетян, 1972; Меликсетян, Карапетян, 1998; Джрбашян и др., 2002; Карапетян, Ширинян, 2003).

Методы исследований

Положенный в основу статьи аналитический материал обобщает результаты около 100 полных силикатных химических анализов пород и 18 мономинеральных фракций клинопироксена и амфибола, выполненных в лаборатории ИГН НАН Армении. Определения состава петрогенных окислов и микроэлементов в 26 пробах из пород ареального комплекса выполнены методом ICP-MS в геохимической лаборатории Университета гор.Лидс (Великобритания). Изотопный состав 6 валовых проб из пород полигенного и ареального комплексов изучен в лаборатории геолого-изотопных исследований ИГН НАН Армении. Содержания Rb и Sr определялись стандартным методом изотопного разбавления. Изотопный состав Sr определялся на термоионном масс-спектрометре МИ-1201Т; погрешность измерения изотопных отношений $^{87}/^{86}\text{Sr}$ составляет $\pm 0.003\%$. Можно отметить удовлетворительную сходимость результатов определений Rb и Sr, выполненных различными аналитическими методами.

Петрография

Петрографический состав верхнеплиоцен-четвертичных вулканитов Сюникского нагорья представлен широким спектром пород - от базальтовых трахиандезитов, трахиандезитов и трахидацитов (трахитов) до оливиновых базальтов, базанитов, тефритов и фонотефритов (табл. 1)

Представительные химические составы эффузивных и пирокластических пород верхнего плиоцена-неоплейстоцен-голоцена Сюникского вулканического нагорья

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
	376/61	273/61	275/61	2540	2024	2017	2006	2942	2513	2494	3120	3261	2941	3346	2368	2083	442	441
SiO ₂	52.13	56.01	68.04	52.00	55.60	57.00	65.38	46.42	44.14	46.50	47.76	50.76	45.89	49.53	50.95	61.08	53.14	53.32
TiO ₂	0.93	0.84	0.28	0.93	0.88	0.69	0.87	0.57	1.33	1.50	1.02	1.21	1.47	1.65	1.05	0.63	1.10	0.93
Al ₂ O ₃	14.33	16.18	16.17	18.03	17.31	20.40	18.25	15.16	20.59	16.03	18.48	16.31	18.71	13.88	18.25	19.46	17.00	18.40
Fe ₂ O ₃	5.68	6.12	2.42	7.76	4.34	4.27	0.30	6.24	2.68	5.32	6.86	7.84	5.86	8.09	3.49	3.67	5.19	5.82
Feo	2.44	1.14	0.43	0.94	2.29	0.84	1.40	4.54	4.79	6.12	1.72	2.67	3.92	3.95	3.28	0.84	3.60	2.52
MnO	0.12	0.10	0.07	1.37	0.13	0.11	0.06	0.29	0.11	0.25	0.29	0.16	0.14	0.17	0.22	0.08	-	0.36
MgO	4.88	2.49	0.86	3.21	2.69	1.95	1.80	11.38	9.56	6.83	5.42	4.21	5.58	5.62	4.59	1.65	3.69	4.20
CaO	8.48	6.46	1.61	8.03	5.98	5.25	4.20	10.34	11.15	10.36	9.35	8.44	10.29	10.15	8.61	4.15	7.56	7.80
Na ₂ O	3.87	5.48	5.50	3.50	4.40	5.50	4.20	2.80	3.00	3.80	4.00	4.75	3.40	4.40	4.20	5.30	4.66	4.20
K ₂ O	2.12	2.87	3.79	2.13	3.00	3.50	2.61	0.90	1.50	2.00	2.70	3.20	1.70	2.40	3.25	3.10	2.42	2.70
P ₂ O ₅	2.34	2.00	0.66	1.04	0.58	0.50	0.02	0.92	-	0.37	1.38	0.80	1.08	0.84	0.90	0.50	0.79	0.69
H ₂ O	-	-	-	0.46	0.03	0.37	0.06	0.32	0.34	0.10	0.25	-	0.38	-	0.18	0.08	-	-
n.n.n.	2.12	0.20	0.41	1.14	2.80	0.07	1.00	0.68	1.66	0.40	1.50	0.29	1.80	-	1.81	0.04	0.24	0.40
?	99.44	99.79	100.24	100.54	100.03	100.45	100.15	100.77	100.85	99.58	100.73	100.64	100.22	100.68	100.78	100.58	99.39	101.34
ap	5.38	4.71	1.68	2.35	1.35	1.35	-	2.02	-	1.35	3.36	2.02	2.69	2.02	2.02	1.35	2.02	1.68
il	1.67	1.52	0.61	1.82	1.67	1.37	1.67	1.06	2.53	2.88	1.97	2.28	2.88	3.19	2.12	1.21	2.12	1.67
mgf	5.79	1.62	0.70	4.63	5.33	0.70	0.46	9.03	3.89	7.64	3.47	6.02	8.57	8.34	5.09	0.93	7.64	6.48
hem	1.76	4.95	1.92	4.63	0.64	3.83	-	-	-	-	4.47	3.67	-	2.40	-	3.03	-	1.28
ru(pfl)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
or	12.24	17.25	22.26	12.24	17.81	20.59	15.58	5.57	8.86	11.69	16.14	18.92	10.02	13.91	19.48	18.37	13.91	16.14
ab	32.51	46.14	46.66	29.36	37.23	46.66	35.65	22.55	5.15	16.78	23.59	27.79	24.64	25.17	26.22	44.57	39.32	35.65
an	15.58	11.13	3.34	27.54	18.64	20.58	20.86	26.15	38.28	20.86	24.20	13.91	30.60	11.13	21.14	16.97	18.64	23.09
wo	4.88	3.25	-	2.44	3.02	0.93	-	8.48	7.11	11.27	5.46	9.64	5.46	14.05	6.74	-	5.58	4.65
en	4.22	2.81	-	2.11	2.61	0.80	-	6.83	5.36	8.03	4.72	8.33	4.72	12.15	5.22	-	4.72	4.02
fs	-	-	-	-	-	-	-	0.66	1.03	2.24	-	-	-	-	0.79	-	0.13	-
en	7.83	3.41	2.11	5.82	4.12	1.71	4.52	-	-	-	-	-	-	-	-	4.12	4.42	5.62
fs	-	-	-	-	-	-	0.92	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.26	-
fo	-	-	-	-	-	1.69	-	15.06	12.93	6.33	6.19	1.55	6.33	1.41	4.36	-	-	0.56
fa	-	-	-	-	-	-	-	1.63	2.75	1.63	-	-	-	-	0.61	-	-	-
nc	-	-	-	-	-	-	-	0.57	10.96	8.24	5.68	6.53	2.27	6.53	5.11	-	-	-
q	5.41	2.88	18.86	6.01	4.87	-	18.62	-	-	-	-	-	-	-	-	8.77	0.54	-
cor(wo)	-	-	1.84	-	-	-	0.82	-	-	-	-	-	-	-	-	1.22	-	-
K ₂ O/ Na ₂ O	0.55	0.52	0.70	0.61	0.68	0.64	0.62	0.32	0.50	0.53	0.68	0.67	0.50	0.55	0.77	0.58	0.52	0.64
Mg ⁺	0.52	0.38	0.36	0.40	0.52	0.56	0.69	0.73	0.74	0.58	0.53	0.54	0.60	0.56	0.70	0.54	0.52	0.58
al'	1.10	1.66	4.36	1.51	1.92	3.03	5.27	0.92	1.22	0.89	1.31	1.16	2.00	0.82	1.63	3.32	1.42	1.50

Примечание к таблице 1

Верхний плиоцен. Вулканогенно-обломочный комплекс (горисская толща): 1) базальтовый трахиандезит, к СЗ от с. Бурун; 2) туфобрекчия трахиандезита, к С от с. Веришен; 3) трахит, песчано-пепловый цемент туфобрекчии, к СВ от гор. Горис.

Верхний плиоцен-эоплейстоцен. Лавовый комплекс полигенного вулкана Ишханасар и моногенных вулканов: 4) базальтовый трахиандезит основания ЮВ отрога г. Ишханасар; 5) Pl-Ol-CPx базальтовый трахиандезит, северная гряда вулк. Мец Ишханасар; 6) Pl-Am-CPx трахиандезит, гребень вулк. Мец Ишханасар; 7) Pl-CPx (Ap) трахидацит, вершина вулк. Ишханасар.

Средний-верхний неоплейстоцен. Лавовый комплекс ареального вулканизма с моногенными центрами: 8) меланократовый Ol-CPx базальт, вулк. Субайблур; 9) Ol-CPx-Am базанит, вулк. Ампасар; 10) Ol-CPx-Am тефрит, вулк. Мец Чобанасар; 11) Am-CPx-Ol тефрит, поток, вулк. Барцраван; 12) CPx-Ol-Am фонотефрит, вулк. Жайрагир; 13) Ol-CPx трахибазальт, вулк. Субайблур; 14) Ol-CPx-Pl трахибазальт, вулк. Цоренасар; 15) Am-CPx-Pl базальтовый трахиандезит, вулк. Чобанасар; 16) Am-Pl трахиандезит, вулк. Меркасар.

Голоцен. Лавовый комплекс ареального вулканизма: 17) Pl-CPx-Am базальтовый трахиандезит, вулк. Пайтасар; 18) CPx-Am базальтовый трахиандезит, вулк. Назели.

Базальтовые трахиандезиты и трахиандезиты наиболее распространены в вулканических породах нагорья. Они входят в состав разных возрастных комплексов и являются продуктами ранних взрывных извержений (туфобрекчии и их обломочная часть в горисской толще) и лавовых излияний полигенных вулканов Ишханасар и Цхук. Этими породами сложены также большие площади лавовых плато, образованных потоками ареальных вулканов и, в частности, голоценовых, которые сконцентрированы на водоразделе нагорья (вулканы Устрик, Корацсар, Пайтасар, Назели и др.).

По составу минералов-вкрапленников в описываемой группе можно выделить: 1) Ol-CPx-Pl±Am и 2) Am-CPx±Pl±Ol, Ol-CPx-Am±Pl, Pl-Am±CPx типы, которые различаются по геологической позиции и по нормативному составу.

Первый тип слагает потоки привершинной зоны и В – ЮВ склонов вулканов Мец и Покр Ишханасар, а также потоки его побочных вулканов в пределах Ераблурского плато (Караблур, Каркаротсар). Суммарное содержание фенокристаллов в породах колеблется от 20 до 28-32 об.%, при заметном преобладании *клинопироксена* (11-20 об.%; количество *оливина* составляет 4-7 об.%, *плаггиоклаза* – 3-7 об.%, *апатита* – до 1.2 об.%).

К второму петрографическому типу относятся лавы молодых ареальных вулканов (Гарусар, Еркварякнер, Чобанасар, Еркаблур, Дзгвацблур, Цоренасар и др.). Этот тип отличается высокими содержаниями фенокристаллов *амфибола* (7-15 об.%), *клинопироксена* (4-10 об.%) и *апатита* (до 1.6 об.%; *плаггиоклаз* составляет 2-5 об.%, *оливин* - 2.5-6 об.%. В трахиандезитах заметно возрастают содержания *плаггиоклаза* (12-15 об.%), сохраняются высокие

количества *амфибола* (8-10 об.%), *оливин* отмечается в редких выделениях.

Основная масса базальтовых трахиандезитов тонкокристаллическая, трахитоидная с переходами к интергранулярной, пилотакситовой или гиалопилитовой. В ее состав входят лейсты, микролиты, таблички или ксеноморфные выделения *плаггиоклаза*, изометричные зерна *клинопироксена* и *магнетита*, иголки *апатита*, редкие чешуйки *биотита* и буроватое вулканическое стекло. В мелкозернистых, раскристаллизованных разностях, в промежутках кристаллов развивается *полевошпатовый агрегат*. В базисе трахиандезитов сокращается количество *клинопироксена*, изотропное стекло местами переходит в микро-криптокристаллический агрегат щелочных *полевых шпатов* и чешуек *биотита*.

Описанная группа вулканитов содержит значительное количество разнообразных гломеростростков. В базальтовых трахиандезитах это, в основном, обособления из CPx, Ol+CPx, Pl+CPx и Pl+CPx+Am со схемой кристаллизации $Ol \rightarrow CPx$, $CPx+Pl \rightarrow Am$. В трахиандезитах полиминеральные срастания имеют Am+Pl+CPx состав; кристаллизация идет в порядке $Am-I \rightarrow CPx+Pl \rightarrow Am-II \rightarrow Am-III$.

Трахидациты и трахиты имеют ограниченное развитие и входят в состав раннего вулканогенно-обломочного комплекса, залегая в виде мелких линзовидных потоков, туфовых прослоев и обломков в брекчиях. Они являются также конечными членами дифференцированного полигенного лавового комплекса и обнажаются в привершинной части вулкана Ишханасар. Трахиты и трахидациты характеризуются порфировой структурой и сложены Pl-CPx-Ap парагенезисом фенокристаллов (8-10 об.%). В их составе преобладает *плаггиоклаз* двух генераций: ранней, интенсивно резорбированной, оплавленной (Ap_{10-38}) и поздней, микротиновой, длинно-призматического габитуса (Ap_{15-28}). *Клинопироксен* образует бледно-зеленоватые идиоморфные призмы, собранные в мелкие скопления; в последних отмечаются единичные кристаллы бесцветного *гиперстена*. *Апатит* присутствует в виде крупных (до 0,9-1,1 мм) бесцветных или слабо-розоватых призм и столбиков.

Основная масса описываемых пород трахитоидная. В трахидацитах привершинной зоны вулкана Ишханасар основная масса флюидальная, гиалиновая и сложена желтоватым прозрачным вулканическим стеклом с полосами и округлыми "ядрами" прозрачного темно-бурого стекла. Вследствие высокой вязкости, растрескивания и неравномерного окисления светлоокрашенного стекла микроструктура базиса приобретает брекчиевидный облик с появлением крупных угловатых блоков и участков разноокрашенного стекла.

Породы основного состава представлены широкой гаммой: базальты, базаниты, фонотефриты, трахибазальты. Они локализованы в основном на Ю-ЮЗ склонах полигенного вулкана Ишханасар и на Ераблурском плато, слагая моногенные вулканические центры, и по возрасту относятся к среднему-верхнему неоплейстоцену.

Основные лавы характеризуются эвпорфировыми, серийно-порфировыми структурами и по ведущим парагенезисам минералов-вкрапленников, количественному содержанию модалного (и нормативного) оливина разделяются следующим образом:

1. Меланократовые Ol и Ol-CPx базальты, близкие к анкарамитам, с высоким содержанием фенокристаллов (20-33, иногда до 45 об.%) и микродолеритовой, микрофитовой основной массой (вулканы Ампасар, Субайблур, Баруртумб и др.).

2. Меланократовые Ol, Ol-CPx(Ap) и Ol-CPx-Am(Ap) базаниты (вулканы Мец Чобанасар, Ампасар и др.) и тефриты (вулканы Шерепасар, Палар, Таштаблур, Керпасар, Шакисар, Барцраван, Гарусар и др.). Суммарное содержание фенокристаллов в них 10-25 об.%; основная масса тонкокристаллическая, интергранулярная, гиалопилитовая.

3. CPx-Am(Ap)±Ol±Pl фонотефриты (вулканы Меркасар, Жайрагир, Янсар и др.). Порфировые вкрапленники в этих породах составляют 18 об.%(CPx-7-9 об.%, Am-6-7 об.%, Pl-2 об.%; основная масса имеет гиалопилитовую, гиалиновую структуры.

4. Pl-CPx-Ol(Mt), Ol-CPx и Ol-CPx-Am±Pl трахибазальты (вулканы Спиевблур, Субайблур, Мец Джухтак, Гарусар, Цоренасар, Хозас и др.). Общее количество фенокристаллов в них достигает 30-40 об.%; преобладают CPx, Ol и Am. Основная масса интерсертальная, микродолеритовая, интергранулярная.

Кроме отмеченных выше мономинеральных сростаний, в данных породах широко представлены также полиминеральные Ol+CPx (меланобазальты), Ol+CPx+Pl (трахибазальты) Ol+CPx+Am (базаниты, тефриты) сростания. В них устанавливается следующий порядок кристаллизации: Ol (с включениями Ap и Mt) → CPx; Ol → CPx, Pl; CPx → Am; Am-I → CPx ± Pl → Am-II → Am-III.

Породы самостоятельного **риолитового комплекса** нижнего эоплейстоцена представлены риолитами, обсидианами, перлитами, литоидной пемзой и их обломочными разностями (вулканы Мец и Покр Сатанакар, Севкар, Базенк и др.). Петрографический состав комплекса детально изучен (Карапетян, 1972; Меликсетян, и др., 1998; Карапетян, Ширинян, 2003; Karapetyan et al., 2001). Для риолитов характерны афировые или редкопорфировые структуры со сферолитовой, фельзитовой, микрофельзитовой или гиалиновой основной массой. Общее содержание вкрапленников доходит иногда до 3-5 об.%; представлены они кислым плагиоклазом (олигоклаз-андезин), кварцем, биотитом, базальтической роговой обманкой.

Завершая петрографическое описание главных типов вулканических разновозрастных комплексов Сюникского нагорья, обобщим их характерные особенности, указывающие на длительный период интрателлурической кристаллизации в разноглубинных камерах и ее резко неравно-весный ход.

1. Высокие содержания фенокристаллов во всех разностях с количественным преобладанием в основных и средних породах оливина, клинопироксена, амфибола и усилением роли плагиоклаза лишь в трахиандезитах и трахидацитах.

2. Проявления неустойчивости, прерывистого, непрерывного характера кристаллизации порфировых выделений, формирование зональных кристаллов и последовательных генераций минералов: реакционные соотношения между клинопироксеном и амфиболом-II, амфиболом-I и амфиболом-II, а также частичное растворение ранних выделений и неоднократное переуравновешивание кристаллов с окружающим расплавом.

3. Повсеместное присутствие моно- и полиминеральных сростаний фенокристаллов, слагающих иногда 12-16 об.%(и придающих структурам кумулятивный облик. Не исключено, что часть их принадлежит родственным включениям или нодулям; плагиоклаз-клинопироксеновый парагенезис установлен в ксенолитах глубинных габбро, характерных для лавового комплекса вулкана Ишханасар.

4. Диссоциация ранних мегакристов оливина, амфибола и клинопироксена, распад твердых растворов полевых шпатов с выделением антипертитовой фазы ортоклаза в мегакристах плагиоклаза. Эти процессы связываются с медленным охлаждением в глубинных камерах в близких к "пневматолитовым" условиям насыщения флюидной фазой (Viccato et al., 2007).

5. Изученным комплексам свойственен типоморфный парагенезис фенокристаллов: Ol + CPx + Am + Pl + Ap + Mt, свидетельствующий об их генетическом родстве и связи с общим источником мантийных щелочно-мафических расплавов. Их эволюция определялась глубиной и степенью плавления мантийного субстрата и последовательным отделением минеральных фаз, включая их аккумуляцию. Расплавы поступали к поверхности, представляя смесь жидкой фазы и кристаллов, рост которых продолжался и в эффузивный этап.

6. Наличие глубинных мегакристов оливина, амфибола и клинопироксена и более ранняя их кристаллизация относительно плагиоклаза свидетельствуют, что эвтектический состав расплавов был смещен в сторону обогащения мафическими компонентами. Схема фракционирования расплавов предусматривает высокое парциальное давление флюидной фазы в магматической системе.

Породообразующие минералы-вкрапленники

Оливин является главным минералом среди фенокристаллов базальтов, базанитов, тефритов и фонотефритов. Он характерен также для базальтовых трахиандезитов; в трахиандезитах он редок или полностью отсутствует. Химический состав оливина во всех типах пород сохраняется постоянным, отвечая хризолиту Fo₈₃₋₈₄ (Ширинян, 1970).

Клинопироксен — наиболее распространенный темноцветный минерал, встречается во всех

Представительные химические составы фенокристаллов клинопироксена и амфибола вулканических пород Сюникского вулканического нагорья

	к л и н о п и р о к с е н														а м ф и б о л			
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
SiO ₂	48.50	46.39	42.90	47.05	48.00	49.16	46.96	42.30	47.00	48.15	51.01	49.76	49.52	45.10	34.12	38.20	39.82	38.96
TiO ₂	1.29	1.33	0.88	0.57	0.57	0.25	1.14	1.10	0.88	0.99	0.37	0.66	0.57	0.92	1.65	3.19	3.82	3.91
Al ₂ O ₃	6.67	10.19	7.52	5.95	6.15	9.53	5.76	9.76	6.00	8.14	1.92	5.01	8.28	8.53	17.86	17.89	12.56	13.01
Fe ₂ O ₃	5.26	6.52	7.30	6.48	5.67	7.12	12.96	6.82	5.33	-	-	-	5.68	6.69	12.99	9.66	-	-
FeO	2.29	1.13	2.87	2.87	5.59	0.85	0.71	2.15	4.31	7.80	7.31	6.83	3.59	1.13	-	0.28	10.63	10.56
MnO	0.11	0.16	0.34	0.19	0.19	0.04	0.25	0.17	0.22	0.19	0.52	0.18	0.25	0.15	0.08	0.14	0.12	0.09
MgO	12.33	13.18	15.49	16.04	13.80	11.22	12.80	15.05	14.35	12.89	14.05	15.57	10.12	13.86	13.40	13.50	13.87	13.51
CaO	22.78	19.89	21.00	20.30	21.10	20.94	18.10	21.00	20.24	20.13	21.52	18.95	20.18	21.63	15.12	13.40	11.57	12.04
Na ₂ O	0.63	1.30	1.60	0.90	1.10	1.00	1.50	1.30	1.40	0.94	0.79	1.02	1.40	0.90	2.60	2.30	2.69	2.26
K ₂ O	0.20	0.12	0.25	0.13	0.20	0.21	0.55	0.25	0.25	0.02	0.02	0.01	0.33	0.15	1.20	1.30	1.09	1.96
P ₂ O ₅	0.13	0.29	0.23	0.13	0.18	0.06	0.36	0.32	0.23	-	-	-	0.59	0.48	0.18	0.29	-	-
H ₂ O	0.22	0.06	-	0.06	0.12	0.02	-	0.08	0.14	-	-	-	0.12	0.03	0.51	0.04	-	-
n.n.n.	-	0.21	-	0.04	0.14	0.10	-	0.28	0.28	-	-	-	0.26	0.15	0.14	0.16	-	-
?	100.41	100.77	100.38	100.71	100.81	100.50	101.09	100.58	100.63	99.25	97.51	97.99	100.89	99.72	99.85	100.35	96.17	96.30
	п е р е с ч е т н а 6 O														п е р е с ч е т н а 24 O			
Si	1.794	1.702	1.621	1.735	1.780	1.793	1.744	1.590	1.760	1.806	1.945	1.871	1.830	1.692	5.148	5.648	6.242	6.152
Al ^{IV}	0.206	0.298	0.336	0.261	0.220	0.207	0.254	0.410	0.240	0.194	0.055	0.129	0.170	0.308	2.852	2.352	1.758	1.848
Al ^{VI}	0.087	0.142	-	-	0.052	0.200	-	0.024	0.025	0.161	0.032	0.092	0.189	0.066	0.338	0.759	0.577	0.559
Ti	0.036	0.037	0.025	0.015	0.016	0.009	0.031	0.032	0.025	0.027	0.011	0.020	0.016	0.025	0.190	0.354	0.452	0.464
Fe ⁺³	0.147	0.181	0.209	0.181	0.160	0.193	0.361	0.194	0.148	0.082	0.096	0.103	0.160	0.189	1.468	1.078	-	-
Fe ⁺²	0.071	0.035	0.091	0.089	0.111	0.026	0.022	0.068	0.135	0.161	0.136	0.110	0.111	0.036	-	0.035	1.393	1.393
Mn	0.002	0.004	0.011	0.007	0.007	-	0.009	0.005	0.007	0.007	0.016	0.005	0.009	0.005	0.009	0.018	0.019	0.009
Mg	0.679	0.718	0.872	0.881	0.762	0.611	0.707	0.842	0.800	0.719	0.797	0.869	0.557	0.773	3.009	2.961	3.229	3.175
Ca	0.902	0.782	0.851	0.801	0.837	0.819	0.720	0.847	0.811	0.806	0.880	0.763	0.796	0.870	2.447	2.113	1.940	2.038
Na	0.044	0.093	0.118	0.006	0.080	0.070	0.107	0.094	0.103	0.067	0.060	0.072	0.102	0.068	0.761	0.654	0.828	0.682
K	0.009	0.004	0.014	0.004	0.009	0.009	0.027	0.014	0.013	-	-	-	0.013	0.009	0.236	0.248	0.226	0.398
P															0.018	0.035	-	-
OH															0.653	0.194		
O															1.347	1.806	-	-
Wo	54.6	50.9	46.9	45.2	48.9	56.3	49.7	48.2	46.5	45.5	46.1	41.3	54.4	51.8				
En	41.1	46.8	48.1	49.8	44.6	41.9	48.8	47.9	45.8	40.7	41.7	47.1	38.0	46.0				
Fs	4.3	2.3	5.0	5.0	6.5	1.8	1.5	3.9	7.7	13.8	12.2	11.6	7.6	2.2				
Mg #	0.76	0.77	0.74	0.77	0.74	0.74	0.65	0.76	0.74	0.75	0.77	0.80	0.67	0.77	0.67	0.73	0.70	0.70
Ca #	340	195	279	341	343	219	314	215	337	247	1121	378	243	254				

Примечание

Клинопироксен: 1) базальтовый трахиандезит вершинной зоны вулк. Мец Ишханасар; 2) базальтовый трахиандезит верхнего потока северной гряды вулк. Мец Ишханасар; 3) трахиандезит привершинной зоны вулк. Покр Ишханасар; 4) Ol-CPx фенотсфрит, вулк. Шакисар; 5) Ol-CPx трахибазальт, вулк. Тек; 6) Ol-CPx трахибазальт, вулк. Барцраван; 7) трахибазальт, вулк. Керпасар; 8) Ol-CPx трахибазальт, вулк. Гарусар; 9) трахибазальт, вулк. Шерепасар; 10) Ol-CPx трахибазальт, вулк. Чобанасар; 11) Ol-CPx трахибазальт, вулк. Чобанасар; 12) трахибазальт, вулк. Шинуайр; 13) базальтовый трахиандезит потоков вулк. Еркорякнер; 14) базальтовый трахиандезит потоков вулк. Кайцакасар.

Амфиболы: 15) трахибазальт, вулк. Барцраван; 16) базальтовый трахиандезит, вулк. Кайцакасар; 17) Ol-CPx трахибазальт, вулк. Чобанасар; 18) трахибазальт, вулк. Шинуайр.

типах вулканитов нагорья. Химический состав и кристаллохимические формулы вкрапленников клинопироксена и амфибола приведены в табл. 2. В координатах пироксеновой трапеции Mg - Ca - ΣFe они образуют компактный ареал в пределах полей Mg -авгит-диопсид-салит, отвечая ряду $Wo_{58.3-41.3} En_{49.8-38.6} Fs_{13.8-1.5}$. Характерны недосыщенность тетраэдрической позиции Si^{+4} и высокие значения Al^{IV} , при резких вариациях Al^{VI} (0.02-0.20), преимущественно в CPx - Am трахибазальтах. Магнезиальность изученных составов высокая и относительно постоянная (0.74-0.80); в базальтовых трахиандезитах она снижается до 0.65-0.67 по мере возрастания Si^{+4} . Другой отличительной особенностью составов клинопироксенов является высокая степень окисленности Fe и пониженное содержание Fe^{+2} (0.036-0.136 ф.ед.). По содержанию TiO_2 они разделяются на высокотитанистые ($TiO_2 > 0.80\%$) и низкотитанистые ($TiO_2 < 0.60\%$); в первую группу входят все составы из Ol - CPx пород полигенного комплекса и некоторых трахибазальтов ареальных вулканов, ко второй группе относятся клинопироксены из CPx - Am и Am - Pl трахибазальтов, тефритов и фонотефритов ареальных вулканов. Характер парных корреляций компонентов указывает, что в данном ряду клинопироксенов изменчивость составов определяется гетеровалентными замещениями типа: i) $Si^{+4} \rightarrow Al^{IV}$, Al^{VI} ; ii) Si , $Fe \rightarrow Al^{IV}$, Al^{VI} , Mg , Ti , Na ; iii) Fe^{+2} , $Mg \rightarrow Ti$, Na , Fe^{+3} ("эгириновое замещение"). Последние два типа связаны с высокой активностью Na в расплавах. Согласованно проявлено также изовалентное замещение $Mg \rightarrow Fe$, при слабом участии Ca , что можно объяснить снижением T° кристаллизации в водонасыщенной магматической камере и отсутствием процессов переохлаждения и закалки в эффузивной стадии кристаллизации. По структурному геобарометру (Nimis, 1999) глубина кристаллизации изученных вкрапленников клинопироксена может соответствовать давлениям 6.7 - 11.0 кбар.

Базальтическая роговая обманка является характерным для тефритов, фонотефритов, трахибазальтов, базальтовых трахиандезитов и трахиандезитов темноцветным минералом, постоянно ассоциирующимся с клинопироксеном, а в отдельных разностях и с оливином. Химические составы мономинеральных фракций роговых обманок и их кристаллохимические формулы приведены в табл. 2. Характерна заметная недосыщенность Si^{+4} тетраэдрической позиции. По этому признаку и высокой магнезиальности ($Mg\#$ 0.67-0.73), титанистости (TiO_2 -1.65-3.91%), глиноземистости (Al_2O_3 -12.53-17.89%) с вариациями Al^{VI} в пределах 0.34-0.76 ф.ед. изученные составы соответственно классификации (Leake et al., 1997) относятся к керсутитам (Si 6.24-6.15 ф.ед., $Ti \leq 0.50$) и магнезиогастингситам (Si 5.15-5.65 ф.ед., $Ti < 0.50$, $Al^{IV} > Fe^{+3}$). Установлены высокие содержания K_2O (0.398-0.226 ф.ед.), что свойственно амфиболам метасоматизированных мантийных источников (Ozawa, 1986). Вычисленные по формуле $P \text{ кбар} = 4.23 \times Al_{IV} - 3.46$

(Johnson, Ruthenford, 1989) величины общего давления при кристаллизации амфиболов варьируют от 6.4 до 10.9 кбар.

Плагноклаз совместно с клинопироксеном и амфиболом присутствует в трахибазальтах, базальтовых трахиандезитах и трахиандезитах. Парагенезис Ol - Pl характерен для трахибазальтов, в тефритах и базанитах содержание плагноклаза незначительно.

Составы фенокристаллов зональных плагноклазов варьируют в широких пределах - от An_{64-51} до An_{40-32} ; характерным для изученных плагноклазов является высокое содержание K_2O (до 6.7% ортоклаза в тройном составе), на что указывали также К.Ширинян (1970) и А.Гущин и др. (1976). Мегакристы плагноклаза с антипертитами отличаются наиболее кислым составом (An_{35-28}). Микролиты и лейсты плагноклаза имеют состав An_{49-36} во всех типах пород.

Апатит - постоянный акцессорный минерал разновозрастных вулканитов нагорья и по значительному количеству, идиоморфному облику, своеобразной окраске и четкому плеохроизму является для них типоморфным, специфическим минералом. Химический состав и рентгенометрические параметры минерала соответствуют изоморфному ряду карбонатапатит-фторапатит с широкими замещениями главных катионов (Ширинян, 1970).

Магнетит также является широко распространенным акцессорным минералом во всех типах пород. Он образует крупные фенокристаллы в сростках с темноцветными, а также мелкокристаллические агрегаты, включения во вкрапленниках и обильные мелкие зерна в основной массе. Магнетит из вкрапленников базальтовых трахиандезитов вулкана Кайцакасар характеризуется составом: Fe_2O_3 -78.7%, FeO -16.8%, TiO_2 -4.5% (приведенным к 100%), который отвечает титаноматгемиту (изоморфный ряд магнетит-ильменит).

Петрохимия

Поля распределения фигуративных точек, соответствующие составам описанных вулканических серий, приведены на классификационной диаграмме $SiO_2 - Na_2O + K_2O$ (TAS) (рис. 2). По соотношению $SiO_2 - K_2O$ вулканиты, в целом, относятся к высококалневой серии. Ниже рассматриваются параметры химического состава выделенных последовательных вулканических комплексов; вариации окислов петрогенных элементов отражены на серии диаграмм (рис. 3).

Самый ранний из изученных - вулканогенно-обломочный комплекс (горисская толща) дифференцирован от базальтовых трахиандезитов до трахиандезитов и трахитов. В этом ряду отмечаются: hy - q нормативный состав, высокий темп накопления щелочей за счёт K_2O , умеренная низкая магнезиальность ($Mg\#$ 0.52-0.15), высокая глиноземистость ($al' = 1.40$ -4.36), постоянное преобладание Fe_2O_3 над FeO , чем обусловлено присутствие гематита в норме. Содержание CaO

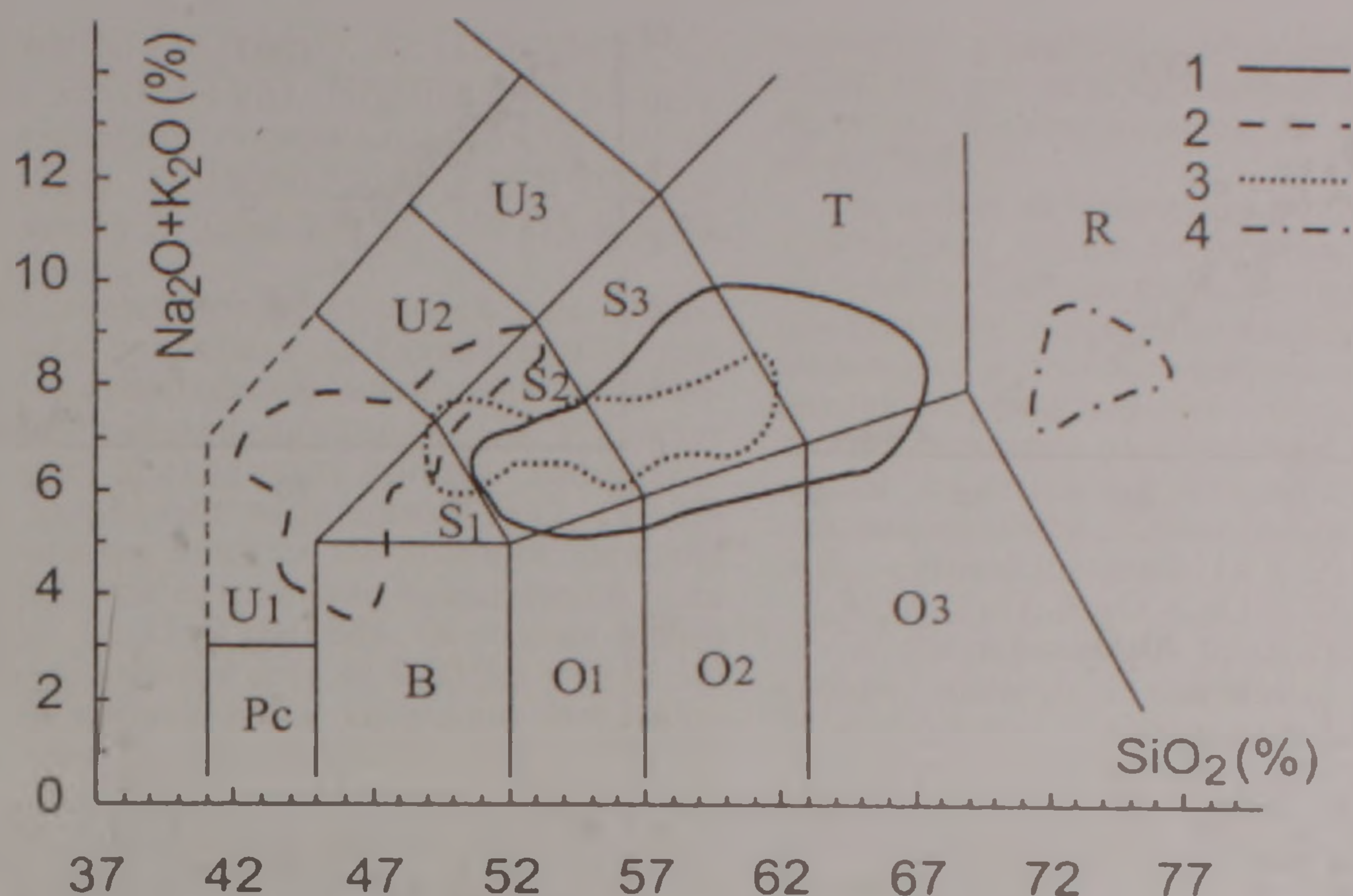


Рис. 2. Положение составов новейших вулканических пород Сюникского нагорья на классификационной диаграмме SiO_2 - $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ (TAS).

Полигенная серия: 1- горисский и ишханасарский комплексы (базальтовые трахиандезиты, трахиандезиты, трахидациты, трахиты). Аресальная серия: 2-базальты, базаниты, тефриты, фонотефриты, 3-трахибазальты, базальтовые трахиандезиты, трахиандезиты. Риолитовая серия: 4-риолиты, обсидианы, туфы. Сплошные линии — границы полей составов пород по (Le Bas et al., 1986).

уменьшается от 9.36% в начальных дифференциатах до 1.61% — в поздних трахитах; в том же направлении отчётливо убывает содержание TiO_2 (1.24-0.28). В сумме щелочей постоянно преобладает Na_2O ($\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}=0.41-0.75$). Это соотношение сохраняется в конечных трахитах, содержащих в нормативном составе 3-19% *q*, 34-52% *ab*, 12-24% *or*.

Далее, в антидромной последовательности следует лавово-пирокластический комплекс полигенного вулкана Ишханасар, представленный умеренно-дифференцированным рядом: базальтовый трахиандезит — трахиандезит - трахидацит (трахит); преобладают базальтовые трахиандезиты и трахиандезиты при небольшом объёме более кислых членов.

В первых содержание SiO_2 варьирует в пределах 52.0-59.5%. Это *hy-q* нормативные породы повышенной глиноземистости ($al'=2.65-1.51$), умеренной магнезиальности ($Mg\# 0.40-0.62$) с чётким натриевым уклоном ($\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}=0.35-0.88$) и содержанием Rb в пределах 57-68 ppm. Характерно постоянное преобладание окисного железа над закисным (0.48-6.47% нормативного гематита). Содержание CaO изменяется в пределах 9.80-4.37%, Sr-1400-1500 ppm. В трахидацитах (трахитах) заметно возрастает сумма щелочей ($\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}=0.56-0.62$) и Rb (83 ppm), сопряженно убывают содержания MgO, CaO, ΣFeO и Sr (809 ppm), возрастает глиноземистость ($al'=4.0-7.9$) с появлением нормативного корунда.

Залегающие выше лавовые комплексы молодых аресальных вулканов отличаются более основным и недосыщенным SiO_2 составом, что

минералогически выражается заметным усилением роли амфибола во вкрапленниках. По химизму аресальные вулканиды разделяются на ряды, которые в разной степени дифференцированы и демонстрируют автономные тренды изменчивости.

Первый из них обособляется в короткий ряд меланократовых Ol-CPx базальтов (46.04-47.1% SiO_2), для которых наряду с низкими значениями нормативного *ne* (0.57-7.39%) отмечаются самые высокие концентрации (MgO от 11.70 до 4.50%), возможно указывающие на процессы аккумуляции фенокристаллов Mg-оливина. Этот ряд резко обогащён такими когерентными (рефракторными) элементами, как (ppm): Ni (275), Cr (484), Co (39.7), Sc (24.2), а также HREE ($\Sigma 57.0$) и обеднён несовместимыми Rb (13.1), Zr (125.7), Ba (430.4), Sr (1073.1), LREE ($\Sigma 407.2$), Nb (9.4) и Ta (0.7).

Второй тренд характерен для ряда базанит (>10% ol в норме) — тефрит (<10% ol) — фонотефрит, который слабо дифференцирован и отличается резким возрастанием общей щелочности, убыванием Al_2O_3 и MgO на фоне небольших изменений содержаний SiO_2 (42.55-50.76%). В нормативном составе пород этого ряда присутствуют *di-ne* (15.3-4.8)-*ol* (15.7-1.6). Характерно постоянное преобладание окисного железа (0.67-8.88% *hem* в норме), что при высоком содержании TiO_2 (0.84-1.70%) приводит к появлению нормативного рутила (0.10-0.90%), реже перовскита. Высокие содержания P_2O_5 (0.50-2.40%) чётко коррелируются с TiO_2 . По сравнению с рядом Ol-CPx базальтов в рассматриваемых вулканидах резко убывают концент-

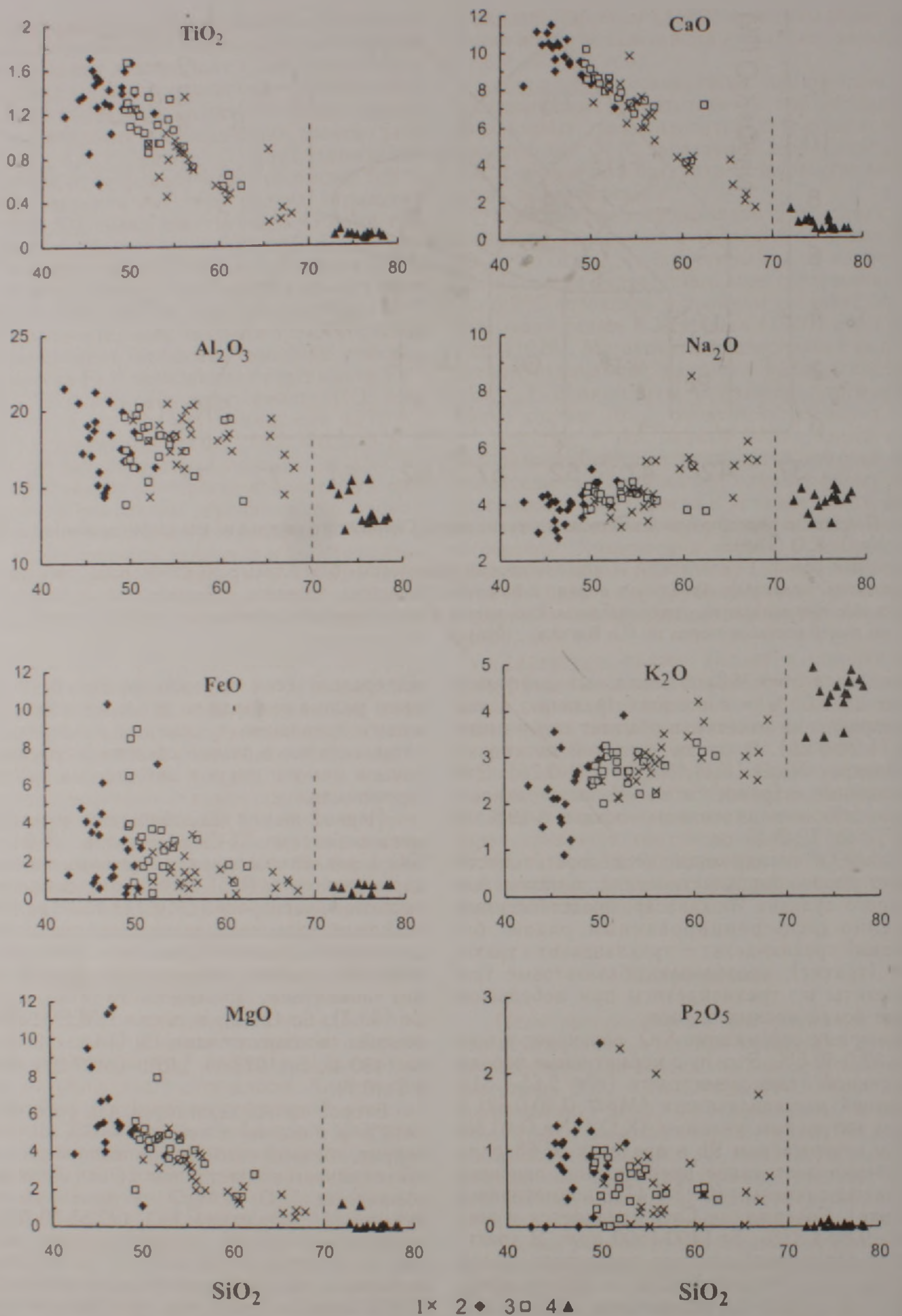


Рис.3. Вариации состава петрогенных элементов в новейших вулканических породах Сюникского нагорья на диаграммах SiO_2 — оксид.
 Полигенная серия: 1-горисский и ишханасарский комплексы. Ареальная серия: 2-базальтовый и базанит-фонотефритовый ряды; 3-трахибазальт- трахиандезитовый ряд; 4-риолитовая серия.

рации (*ppm*): Ni (38.3-85.1), Cr (13.6-104.3), Co (21.2-27.2), Sc (10.8-14.5), HREE ($\Sigma 39.43-53.31$)n, заметно возрастают содержания Rb (28.1-37.9), Ba (1176-1254), Sr (2050-2576), LREE ($\Sigma 954.4-1170$)n, а также Zr (198-224.2), Nb (18.6-30.3), Ta (1.6-1.8).

Третий тренд прослеживается для субщелочного ряда трахибазальт-базальтовый трахиандезит, в возрастном интервале средний-верхний неоплейстоцен-голоцен. Он отражает гомодромную последовательность дифференциации с широкими вариациями SiO_2 (49.39-62.5%), пологим темпом накопления щелочей (6.25-7.50%), при сохранении повышенной роли Na_2O ($\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}=0.46-0.88$). Основные члены ряда характеризуются ol (1.41-9.03%) – pl (1.15-9.87%) – di нормативным составом, умеренно-высоким содержанием глинозема ($\text{al}'=0.99-1.73$) и CaO (10.16-7.06%), пониженным MgO (0.34-0.66), присутствием нормативного гематита (0.93-9.14%), вариациями P_2O_5 в пределах 0.22-1.0% и TiO_2 0.63-1.65%. Концентрации микроэлементов в них отвечают пределам (*ppm*): Ni (51.8-13.6), Cr (82.3-8.9), Co (26.5-19.8), Sc (15.5-9.8), Rb (32.0-40.6), Sr (2002.8-1374.0), Ba (961.2-1254.0), LREE ($\Sigma 812.3-1043.8$)n, HREE ($\Sigma 47.3-54.8$)n, Zr (178.7-222.7), Nb (22.0-30.6), Ta (1.5-1.7). В конечных дифференциатах данного ряда нормативный состав сменяется на q-hy-di, усиливается роль K_2O ($\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}=0.66-0.88$), заметно убывают содержания MgO, CaO, ΣFeO , TiO_2 и P_2O_5 . Понижаются также концентрации (*ppm*): Ni (34.4-11.1), Cr (39.7-6.9), Co (20.5-10.3), Sc (13.7-4.3), HREE ($\Sigma 50.8-37.9$)n, LREE ($\Sigma 554.8-723.7$)n, Sr (964.5-1130.6), возрастают Rb (37.3-66.9), Ba (720.2-1190.0), Zr (176-307.7), слабо варьируют Nb (16.4-31.1) и Ta (1.2-2.2). Подчеркнем, что положение базальтовых трахиандезитов голоценовых вулканов на вариационных диаграммах (рис.3) хорошо согласуется с продолжением данного тренда дифференциации, что подтверждается, кроме того, уровнем содержаний в них микроэлементов.

Риолитовый комплекс представлен предельно насыщенными SiO_2 лавами высококалийного характера ($\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}=0.83-1.22$). По соотношению Al_2O_3 и ΣFeO они относятся к маложелезистому комендитовому типу с высокими значениями параметра al' (4.11-18.3). Количественное соотношение главных компонентов $\text{Or} : \text{Ab} : \text{Q}$ в риолитах отвечает в среднем 27.3 : 37.0 : 35.7, т.е. приближается к составу тройной гранитной эвтектики кварц-полевошпатовой системы. Определённое смещение наблюдается в сторону возрастания Ab компонента за счёт Or, что наряду с присутствием нормативного Ap в количестве 6.95-1.1% может указывать на сдвиг состава исходных расплавов в область высоких давлений и температур (Заварицкий, Соболев, 1961; Винклер, 1979).

Петрогенетическая самостоятельность риолитового комплекса находит подтверждение в его геохимической характеристике. Слагающие

комплекс риолиты и обсидианы относятся к ведущему для всей Восточной зоны вулканизма Армении Rb геохимическому типу (Karapetyan et al., 2001).

В целом верхнеплиоцен-голоценовые петрохимические серии полигенных и монокенных вулканов Сюникского нагорья относятся к проявлениям натриевого (кали-натриевого) субщелочного и щелочно-мафического вулканизма внутриконтинентального позднеколлизийного типа. Слагающие их вулканиты характеризуются общей системой корреляций петрогенных окислов, выраженной положительной связью между SiO_2 , суммой щелочей (и K_2O) и отрицательной с Al_2O_3 , FeO, MgO, CaO, TiO_2 и P_2O_5 (рис.3).

К специфическим признакам обеих серий следует отнести: 1) натриевый тип щелочности; 2) постоянное преобладание Fe_2O_3 над FeO, отражающее высокую степень окисленности лав, пирокластов, шлаков и высокое содержание флюидной фазы; 3) положительную корреляцию MgO, CaO и FeO ("клинопироксенитовая связка", Белоусов, Кривенко, 1983), подтверждающую ведущую роль клинопироксена, как ликвидусного минерала при генерации исходных расплавов; 4) слабую отрицательную корреляцию между CaO – Al_2O_3 и Na_2O – Al_2O_3 , свидетельствующую о пониженной роли плагиоклазовой фазы в исходных расплавах и сохранении флюидной подвижности Na в магматической системе при разных давлениях (Белоусов, Кривенко, 1983).

Геохимия и изотопный состав

Распределение микроэлементов в петрохимической серии ареальных вулканов указывает на устойчиво повышенные, относительно примитивной мантии, содержания легких литофильных элементов – Be (1.9-3.7 *ppm*) и Li (13.0-24.6 *ppm*), свидетельствующие о высоком давлении флюидной фазы в исходном расплаве.

Соотношение крупноионных литофильных элементов в изученных сериях также постоянно и может быть представлено в виде $\text{Sr} > \text{Ba} > \text{Rb}(\text{Cs})$. Распределение Sr и Rb выявляет, что вулканиты полигенной серии наиболее обогащены Rb: в ареальных вулканитах содержания Rb уменьшаются, и отмечается четкий сдвиг в сторону возрастания Sr (964.5 - 2701.7 *ppm*), особенно резкий в ряду базанит-фонотефрит. Наиболее низкие концентрации обоих элементов характерны для оливиновых базальтов. Содержания Ba в вулканитах ареальной серии прямо коррелируются с Sr и варьируют от 430.4 *ppm* в оливиновых базальтах до 1147.0-720.2 *ppm* в трахибазальт-трахиандезитах, достигая максимально высоких значений в базанит-фонотефритах (1220-1192 *ppm*). Величины Ba/Rb отношений в основных породах составляют 32.6-44.8 и заметно убывают до 25-15 в ходе дифференциации каждого из выделенных рядов. Содержания Cs невелики (0.5 *ppm* в базальтах и 0.6-2.0 *ppm* в дифференцированных рядах) и прямо коррелируются с Rb.

Концентрации рефракторных когерентных элементов (Ni, Cr, Co) связаны прямой зависимостью с MgO и достигают максимальных значений в оливиновых базальтах ($Ni/Co = 6,9$, $Cr/Ni = 1,7$), что позволяет рассматривать их в качестве наиболее примитивных составов ареальной серии. Далее, в дифференцированных рядах базанит-фонотефрит и трахибазальт – трахиандезит уровень содержания этих элементов резко убывает, как и отношение Ni/Co в них, сохраняющее в основных членах мантийные значения (2,6-4,0).

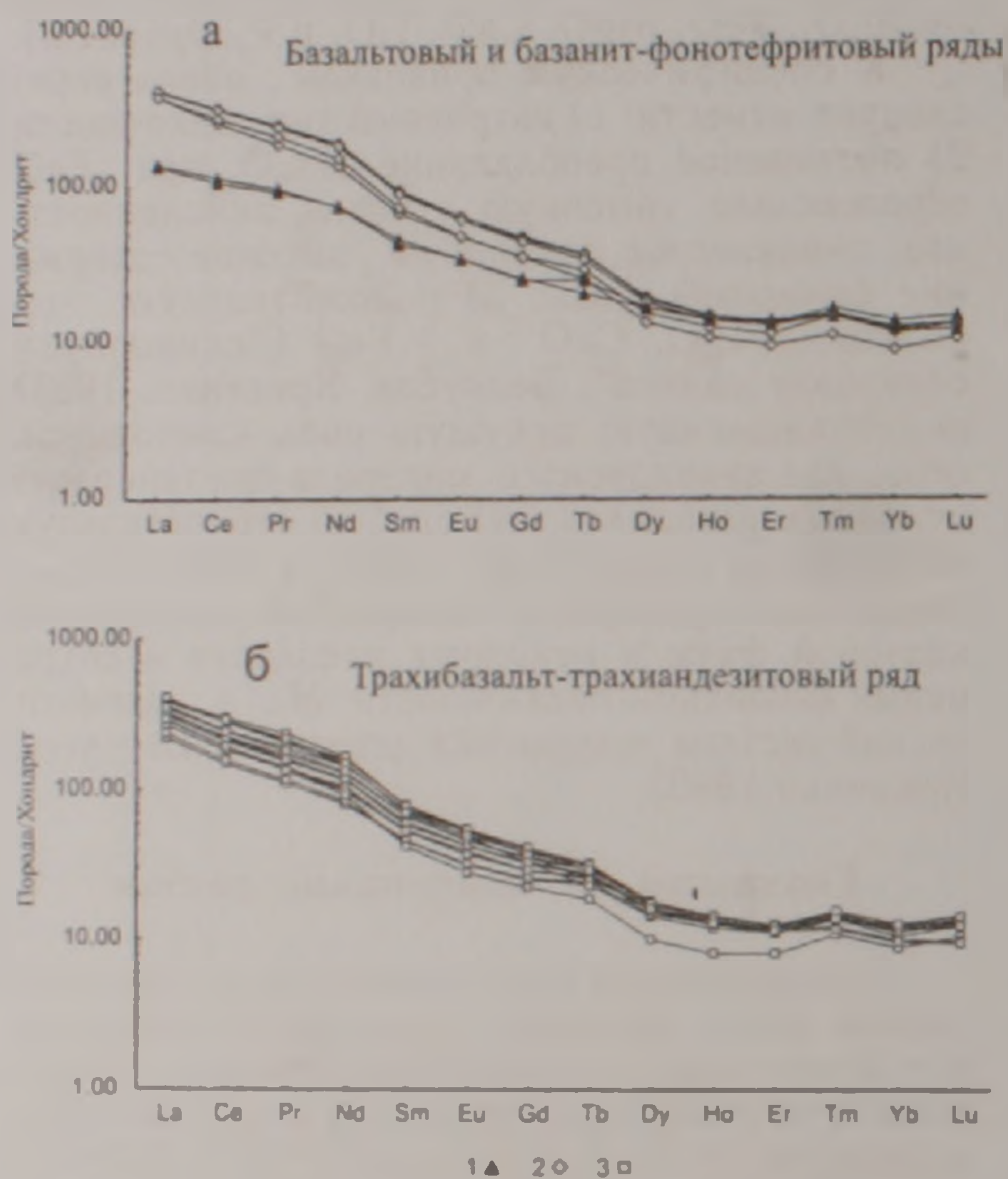


Рис. 4. Распределение редкоземельных элементов, нормированных к хондриту в вулканических породах ареальной серии Сюникского нагорья.

1-базальты; 2-тефриты и фонотефриты; 3-трахибазальты, базальтовые трахиандезиты, трахиандезиты. Нормализующие факторы по (Anders, Grevesse, 1989).

Нормализованные к хондриту содержания REE (рис. 4, а, б) в ареальных вулканитах обнаруживают сходный профиль вариационных кривых: крутой наклон (La/Sm) $n=1,3-1,6$ в сегменте La-Tb (LREE - MREE) с плавным переходом в сегмент HREE, в котором выделяются слабые Tm максимум и Yb минимум. Самые низкие концентрации LREE и отношения (La/Yb) $n=10,1$ устанавливаются в ряду оливиновых базальтов; наибольшая степень обогащения свойственна ряду базанит-фонотефрит (La/Yb) $n=33,1$. В ряду трахибазальт – трахиандезит (La/Yb) n отношения убывают от 40 до 18,7.

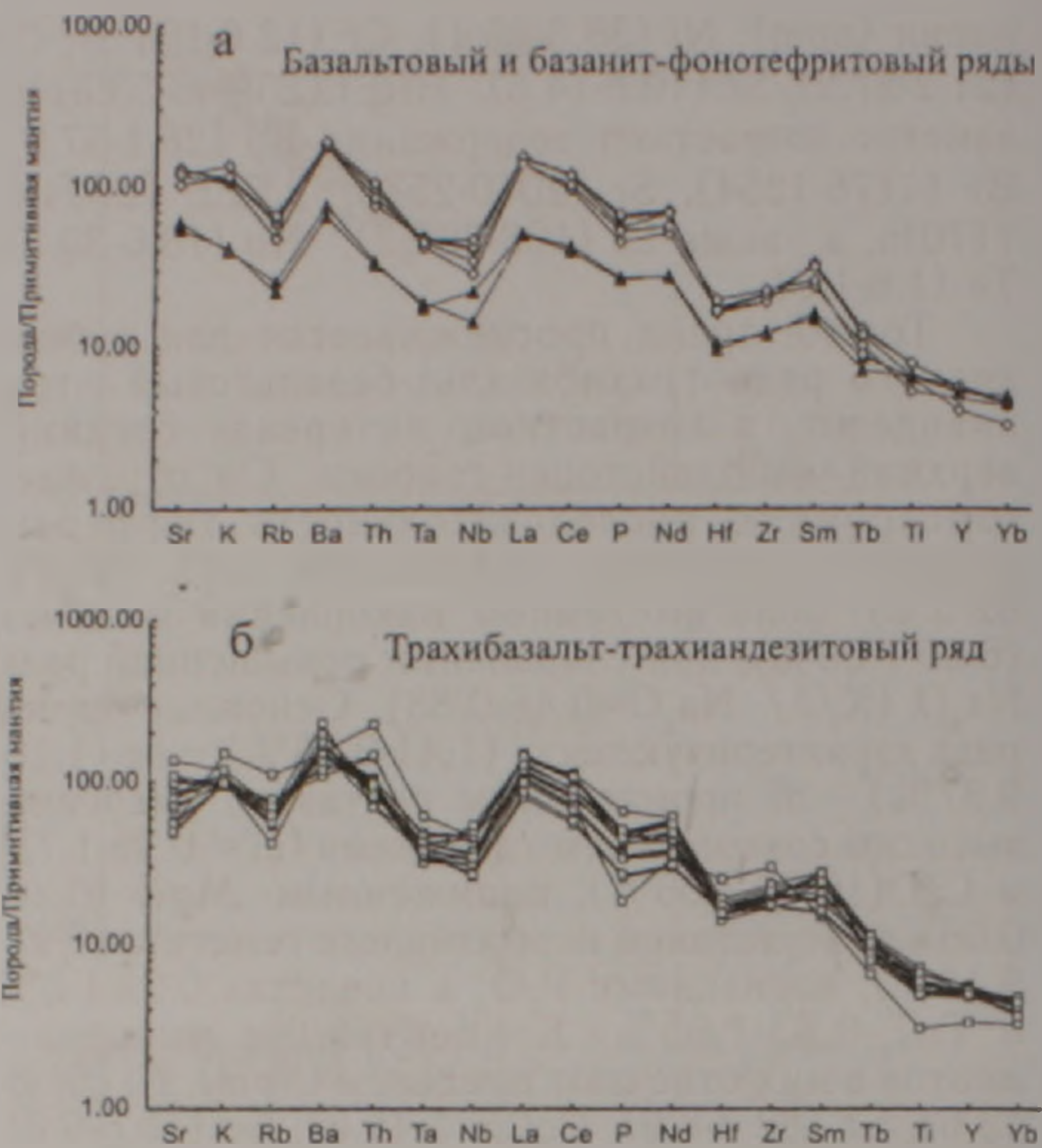


Рис. 5. Распределение редких элементов, нормированных к примитивной мантии в новейших вулканических породах ареальной серии Сюникского нагорья. Условные обозначения на рис. 4. Нормализующие факторы по (Sun and Mc Donough, 1989).

Поведение редких элементов, нормированных к примитивной мантии, показано на мультикомпонентных спайдердиаграммах (рис. 5а, б). Спектры характеризуются преобладанием крупноионных литофильных элементов над высокозарядными и различными по интенсивности позитивными пиками для Sr, K, Ba, Th, La (Ce, Nd, Sm) и Zr, минимумами для Rb, Hf, P, Ti и наличием Ta-Nb трога. На графиках четко отделяются оливиновые базальты, как наименее обогащенные разности, а также конечные трахиандезиты, как наиболее дифференцированные, с более глубокими минимумами на Tb, Ti, Yb, Y.

Для того, чтобы выяснить связаны ли установленные вариации геохимических параметров основных дифференциатов со степенью плавления мантийного источника или они определяются обогащенностью (деплетированностью) его состава, использована диаграмма (Pearce et al., 1995), учитывающая HFSE и рефракторные элементы (рис. 6). Данный выбор обусловлен тем, что в процессе выплавления магм мантийный вклад этих элементов превышает вклад других источников (Pearce et al., 1995). Диаграмма иллюстрирует нормализованные к N—MORB составы основных лав ареальной серии (SiO_2 47,1–48,9%). Полученные кривые вариаций при соотношении $VHI > HI = MI > SI$ сходны для трахибазальтов и тефритов, что позволяет судить о едином мантийном источнике и невысокой степени его плавления, более низкой для теф-

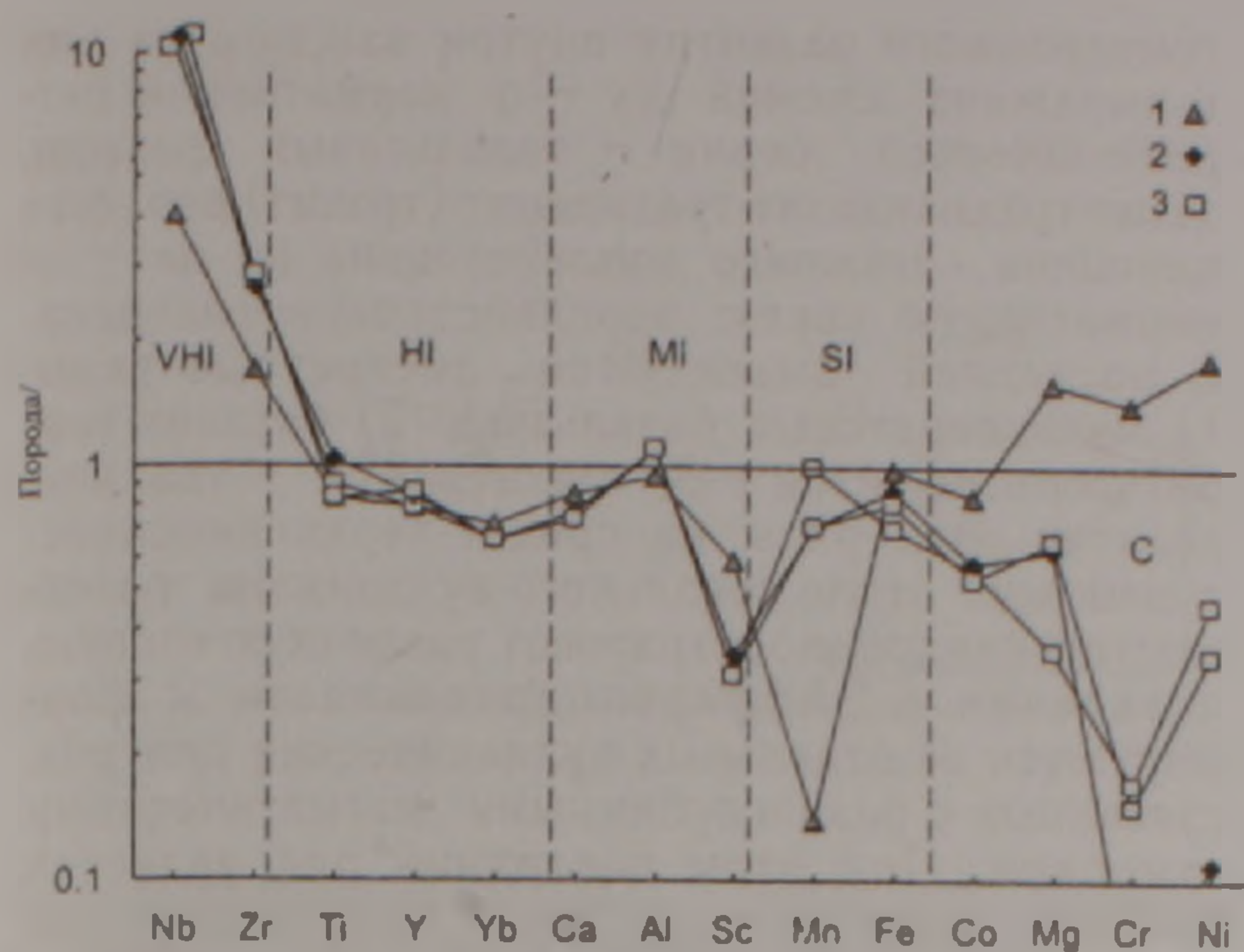


Рис.6. Представительные составы основных пород (47,1-48,9% SiO₂) ареальной серии Сюникского нагорья, нормализованные к N-MORB (Sun and Mc Donough, 1989).

1-базальты; 2- тейфриты; 3- трахибазальты. Вертикальные поля элементов расположены в порядке убывания степени некогерентности от: VHI - очень высокой, HI - высокой, MI - умеренной, SI - слабой до C - когерентной группы- по (Pearce et al., 1995).

ритов. Для оливиновых базальтов отмечаются низкие концентрации Nb и Zr, глубокий Mn минимум с последующим резким подъемом в области C, указывающим на повышение степени плавления и переход тугоплавких компонентов (Fe, Mg, Co, Cr, Ni) в расплав. По соотношению Cr и Y ($Cr/Y=21.8$) степень их плавления можно оценить в 14-16% (Пирс и др., 1987). На высокую степень плавления оливиновых базальтов указывают, кроме того, величины индикаторных отношений CaO/Na_2O (3.0-3.1), которые убывают до 2.2-1.4 в тейфритах и трахибазальтах, что в данной последовательности является результатом растворения жадеитового компонента в диопсиде, при падении общего давления (Белоусов, Кривенко, 1983).

Изотопный состав стронция. Результаты изотопных исследований состава стронция, содержания Rb, Sr и атомные отношения $^{87}_{86}Sr$ в разновозрастных вулканических сериях Сюникского нагорья приведены в табл. 3.

Серии различаются по уровню содержаний этих элементов: в полигенной серии базальтовый трахиандезит-трахиандезит-трахидацит содержания Rb возрастают от 57.06 до 82.91 ppm; в ареальной серии уровень их снижается до 26.66

Таблица 3

Содержания рубидия, стронция и изотопный состав стронция в новейших вулканических породах Сюникского нагорья

	Обр.	Порода	Rb, мкг/г	Sr, мкг/г	Rb/Sr	$^{87}Sr/^{86}Sr$ атомные отношения
1	2806	Pl+Am+CPx базальтовый трахиандезит, вулкан Мец Ишханасар	63.77	1349.59	0.047	0.70428±0.00011
2	2017	Pl+CPx+Am трахиандезит, вулкан Покр Ишханасар	57.06	1476.70	0.039	0.70459±0.00024
3	2006	Pl+CPx(Mt) трахидацит, вершина вулкана Покр Ишханасар	82.91	808.93	0.102	0.70462±0.00040 0.70495±0.00006
4	2515	Ol- CPx базальт, вулкан Ампасар	29.73	1880.95	0.016	0.70447±0.00034 0.70473±0.00020
5	2747	Ol+CPx+Am базанит, вулкан Шерепасар	30.65	2251.73	0.014	0.70411±0.00012 0.70432±0.00011
6	2941	Ol+CPx трахибазальт, вулкан Субайблур	26.66	1902.14	0.014	0.70476±0.00021 0.70449±0.00035
7	3864	риолит, вулкан Базенк	187.18	8.13	23.023	0.70583±0.00030
8	3599	риолит, вулкан Базенк	180.96	12.46	14.523	0.70568±0.00026
9	3594	обсидиан, вулкан Мец Сатанакар	201.84	12.70	893	0.70593±0.00009
10	3627	риолит, вулкан Покр Сатанакар	164.80	16.78	9.821	0.70493±0.00018
11	3636	риолит, вулкан Севкар	241.90	22.60	10.704	0.70522±0.00017
12	3634	обсидиан, вулкан Севкар	165.35	21.26	7.778	0.70494±0.00016

– 30.65ppm. Содержание Sr в полигенной серии заметно убывает в конечных кислых дифференциатах и резко возрастает до 1990 95 – 2251.73 ppm в ареальных вулканитах, $^{87}/_{86} \text{Sr}$ отношения в обеих сериях варьируют в узком диапазоне – от 0.70422 (тефриты) до 0.70479 (дациты), оставаясь в пределах значений для мантийных дериватов.

Устанавливается положительная корреляция этих параметров с содержаниями SiO_2 . Одновременно в зависимости от степени дифференцированности серий на графике (рис.7.) выделяются дискретные по SiO_2 ареалы с различными трендами вариаций – более пологим в полигенной серии и крутым, почти вертикальным в ареальной. Возрастание отношения $^{87}/_{86} \text{Sr}$ в трахиандезитах полигенной серии допускает возможность слабой коровой контаминации расплава.

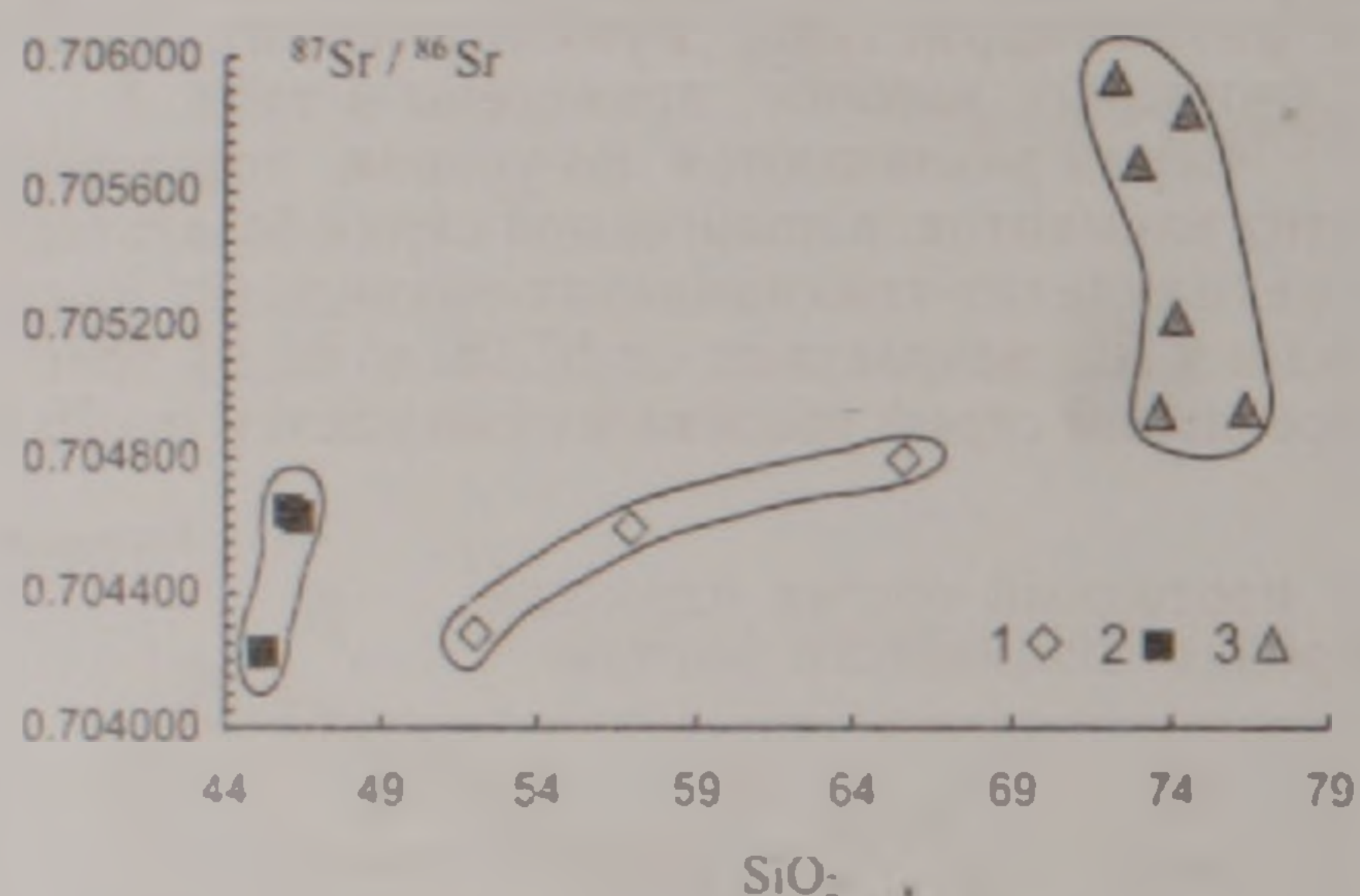


Рис.7. Вариации изотопных отношений $^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr}$ и SiO_2 в новейших вулканических сериях Сюникского нагорья. Полигенная серия: 1-базальтовые трахиандезиты, трахиандезиты, трахидациты. Ареальная серия: 2-базальты, базаниты, трахибазальты. Риолитовая серия: 3-риолиты, обсидианы.

В целом, близкие величины изотопных параметров свидетельствуют о когенетичных соотношениях изученных серий и гомогенном изотопном источнике магматических расплавов, эволюция которых имела длительный характер, прерываясь паузами на отдельных этапах вулканических извержений. Петро-геохимические различия разновозрастных серий определялись, таким образом, степенью плавления (T°, P) источника и процессами фракционирования расплавов.

Как следует из приведенного графика (рис.7), риолитовая серия куполовидных вулканов представляет самостоятельную изотопную систему с вертикальным трендом вариаций $^{87}/_{86} \text{Sr}$ отношений в пределах 0.70494 – 0.70593 (Karapetyan et al, 2001).

Обсуждение результатов

Эволюция состава вулканических комплексов от полигенного к ареальному во времени носит антидромный характер при сохранении

гомодромного развития внутри каждого из них и выражена сменой $h_u - q$ нормативной петрохимической серии – базальтовый трахиандезит-трахиандезит-трахидацит (трахит) верхнего плиоцена – нижнего эоплейстоцена на $pe - ol$ нормативную серию неоплейстоцена–голоцена. В последней выделяются дискретные ряды: 1) меланократовых базальтов; 2) базанит-тефрит-фонотефритов и 3) трахибазальт – трахиандезитов. Эти ряды на средне-верхнеоплейстоценовом этапе ареального вулканизма развиваются синхронно, отражают различную степень плавления и дифференцированности и формируются из отдельных вулканических центров, связанных с разноглубинными магматическими камерами. При этом последний ряд является наиболее протяженным, и его конечные члены проявляются далее в голоцене, четко обособляясь на отдельном участке к СЗ от массива Цхук.

Таким образом можно заключить, что главная петрологическая проблема в эволюции изученных вулканических серий нагорья состоит в возрастной последовательности изменений их химизма от насыщенных SiO_2 основных пород в сторону недосыщенных и более магнезиальных, т.е. в преодолении температурного барьера, существующего в базальтовой системе (Йодер, Тилли, 1965; Макдональд, 1974; Майсен, Беттчер, 1979). Появление более широкого спектра основных щелочных составов и формирование дискретных петрохимических рядов на ареальном этапе позволяют считать, что этот переход определяется условиями нового эпизода плавления под влиянием таких факторов, как повышение T° , общего давления и степени плавления мантийного источника. По названным авторам, вдоль температурного барьера в базальтовом тетраэдре располагаются составы оливин-нормативных базальтов, которым в выделенных нами рядах ареальных вулканитов ближе всего соответствуют меланократовые $Ol-CPx$ базальты. Последним, как было показано выше, свойственны высокие содержания MgO и когерентных с оливином элементов (Ni , Co , Cr , V), а также высокие индикаторные отношения Ni/Co (6.9), Cr/Ni (1.7), $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ (0.68-0.69), низкие концентрации LREE, что позволяет относить их к наименее дифференцированным, примитивным составам высокой степени плавления (14-16%). Основными фазами фракционирования в этом ряду являются оливин и клинопироксен (рис.8). По размеру и обилию фенокристаллов меланократовые базальты являются дифференциатами более глубинного мантийного источника, которые поступают к поверхности в виде смеси расплава с кристаллами (с частичной их аккумуляцией). Отсутствие вкрапленников плагиоклаза, более поздняя кристаллизация клинопироксена относительно оливина позволяют, учитывая экспериментальные данные (Mahood, Baker, 1986), принять глубину их кристаллизации около 8.2-11.0 кбар (порядка 25-30 км). По эмпирической формуле, основанной на соотношении SiO_2 и MgO (вес%) в базальтовых магмах

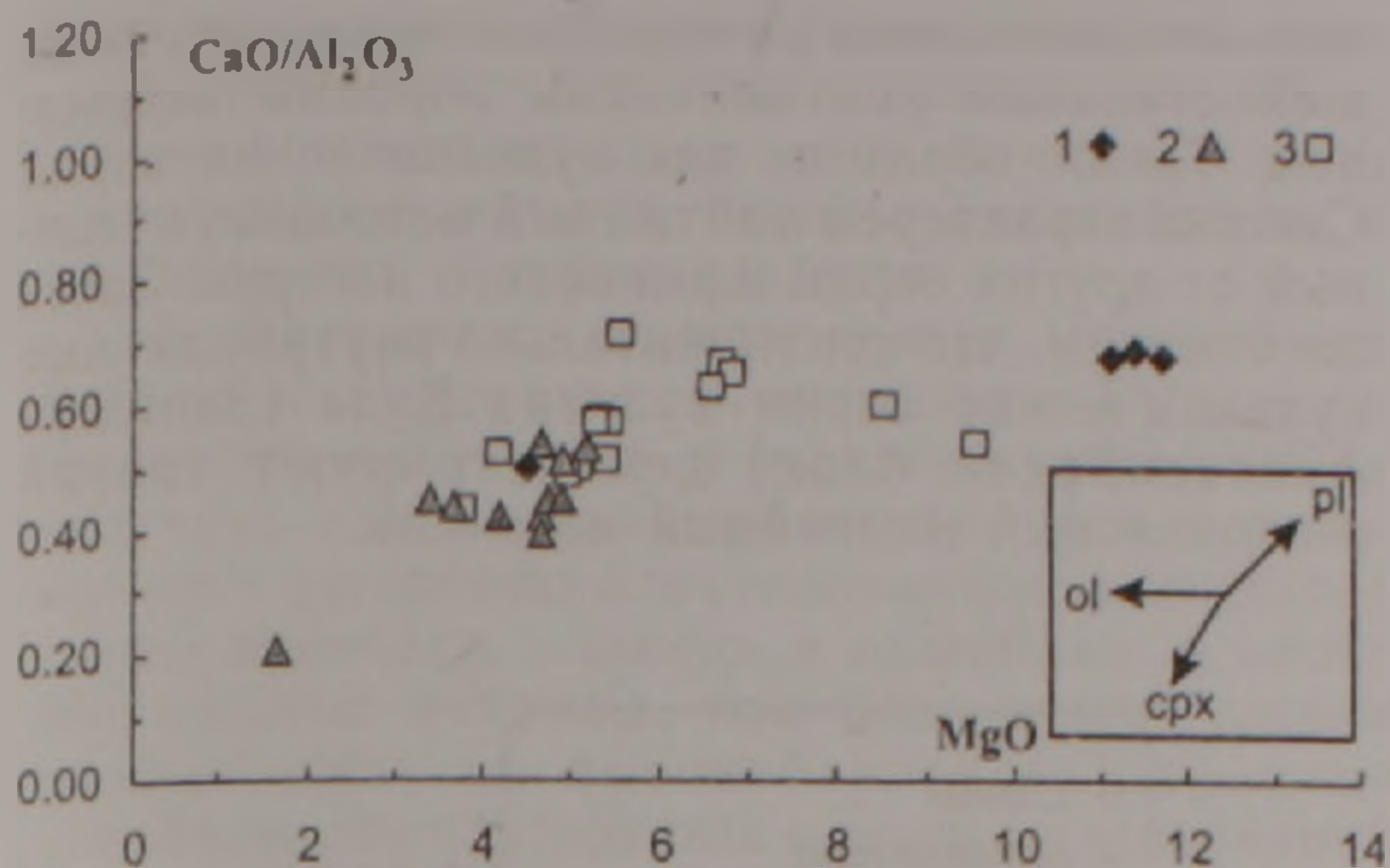


Рис.8. Соотношение $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ – MgO в вулканических породах ареальной серии Сюникского нагорья.

1-базальты; 2-базаниты,тефриты,фонотефриты; 3-трахибазальты, базальтовые трахиандезиты, трахиандезиты. Векторы фракционирования минеральных фаз по (Guo et al., 2003).

(McBirney, 2007), T° последнего равновесия расплава меланобазальтов с мантийным источником можно оценить в $1340-1350^\circ\text{C}$, что соответствует ликвидусу и согласуется с безводным парагенезисом фенокристаллов и высокой степенью плавления.

Эволюция в сторону дифференцированных рядов изученных ареальных вулканитов определяется более низкой степенью плавления и возрастанием давления флюидной фазы ($\text{H}_2\text{O}+\text{CO}_2$). В ряду базанит-фонотефрит понижаются отношения $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ (0.60-0.43), главными фазами фракционирования остаются оливин и клинопироксен, к которым присоединяются амфибол и апатит, что объясняет появление сильно недосыщенных SiO_2 составов. Индикаторными отношениями, контролирующими фракционирование и экстракцию амфибола, являются Th/Ta (3.6-4.9), Th/Nb (0.22-0.42), La/Nb (3.4-4.8), Zr/Sm (14.7-23.2). Повышенные Sr/Ba (1.9-2.1) и $\text{P}_2\text{O}_5/\text{Al}_2\text{O}_3$ (0.07-0.09) отношения определяются фракционированием апатита. $T^\circ\text{C}$ равновесия с глубинным мантийным источником оцениваются порядка $1240-1250^\circ\text{C}$; давление при кристаллизации по клинопироксеновому и амфиболовому геобарометрам умеренное (6.4-6.7кбар). На графике $(\text{La}/\text{Sm})_n - (\text{Sm}/\text{Yb})_n$ (Krienitz et al., 2007) составы базанит-фонотефритов попадают на кривые плавления гранатовых лерцолитов, и степень плавления определяется значениями 2-6%.

Ряд трахибазальт-трахиандезит характеризуется дальнейшим понижением $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ отношения (0.49-0.21), главными фазами фракционирования становятся амфибол и плагиоклаз. На это указывает возрастание индикаторных отношений Th/Ta (4.1-9.4), Th/Nb (0.24-0.66), Zr/Sm (19.0-51.1) и снижение отношений La/Nb (2.3-4.1), Sr/Ba (2.0-1.0), $\text{P}_2\text{O}_5/\text{Al}_2\text{O}_3$ (0.06-0.02). $T^\circ\text{C}$ равновесия с глубинным источником оценивается в пределах $1140-1160^\circ\text{C}$; давление при кристаллизации отвечает более поверх-

ностным значениям (4-6 кбар), степень плавления оценивается в 2-6%.

В заключение подчеркнем, что рассмотренные вариации геохимических параметров вулканитов ареальной серии определяются дифференциацией и фракционированием фаз на разных уровнях глубинности и снижением степени плавления по сравнению с примитивными составами. Подобный процесс можно считать результатом дополнительного поступления флюидов ($\text{H}_2\text{O}+\text{CO}_2$) в магматическую систему. На заимствованном из работы (Dupuy et al., 1992) графике (рис.9) $\text{Hf}/\text{Sm} - \text{Zr}/\text{Sm}$ отношения в породах серии заметно понижены относительно примитивной мантии (и MORB) и демонстрируют положительную корреляцию, которая определяется трендом карбонатитового метасоматизма. Одновременно выявляется, что в петрогенезисе базанит-фонотефритового ряда по сравнению с трахибазальт-трахиандезитовым заметно усиливается роль обогащенного CO_2 флюида, и ведущими фазами фракционирования становятся клинопироксен, амфибол и апатит. Это подтверждает определенную автономность формирования состава расплавов в разноглубинных магматических камерах, обусловленную тектоническими условиями развития вулканизма ареального типа с его системой многочисленных короткоживущих разломов, служащих каналами для подъема магмы.

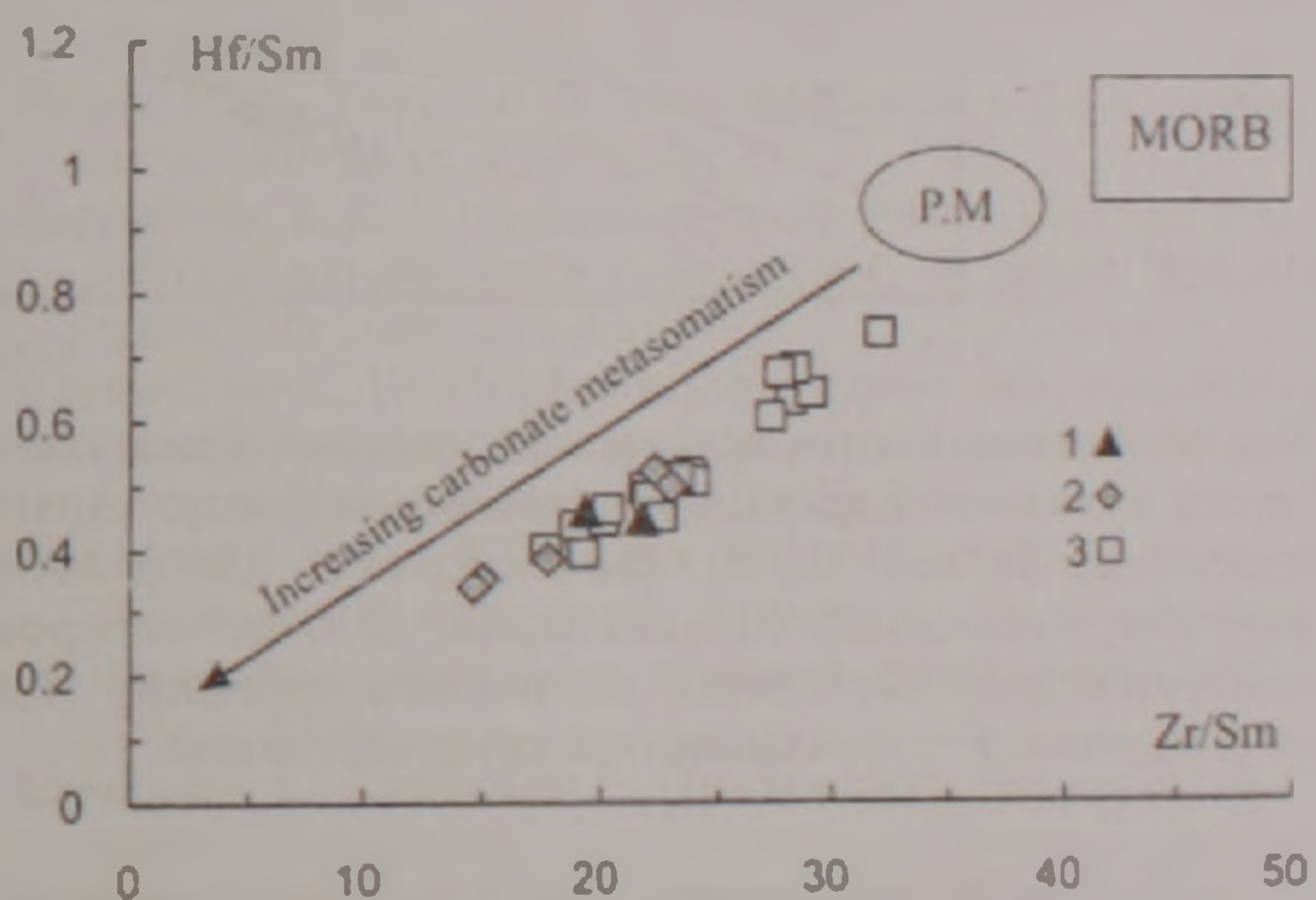


Рис.9. Вариации отношений $\text{Hf}/\text{Sm} - \text{Zr}/\text{Sm}$ в вулканических породах ареальной серии Сюникского нагорья. 1-базальты; 2-базаниты,тефриты,фонотефриты; 3-трахибазальты,базальтовые трахиандезиты, трахиандезиты. Тренд возрастания степени карбонатитового метасоматизма по (Dupuy et al., 1992). Пределы составов PM и MORB по (Sun and Mc Donough, 1989).

Обращаясь к геодинамической интерпретации геохимических особенностей вулканитов Сюникского нагорья, отметим их своеобразную позицию на дискриминационной диаграмме $\text{Th}/\text{Yb} - \text{Ta}/\text{Yb}$ (рис. 10). На ней видны отличия региональных мантийных источников и степень участия коры в генезисе вулканических серий. Для вулканических серий Гегамского нагорья и вулкана Арагац, а также других вулканов Армянского нагорья (Муш-Немрут-Тендурек, Карсское плато, Арарат) устанавливается мантийный ис-

точник с пониженными Ta/Yb отношениями и различной степенью контаминированности (рост отношения Th/Yb), при минимальной степени контаминации для щелочных серий Муш-Немрут-Тендурек. Вулканические серии Сюникского нагорья сдвинуты вправо вдоль тренда мантийного обогащения (W) во внутриплитной обстановке и имеют Ta/Yb отношения, идентичные с сериями внутриплитного вулкана Каракалидаг (северный выступ Аравийской плиты, к

югу от Армянского нагорья), но отличаясь большей степенью контаминации коровым веществом. Таким образом, для вулканических серий Сюника характерен мантийный источник, отличный от других серий Армянского нагорья. Здесь же отметим, что континентально-внутриплитные вулканические серии вулкана Кула (Западно-Анатолийский блок) демонстрируют третий региональный мантийный источник.

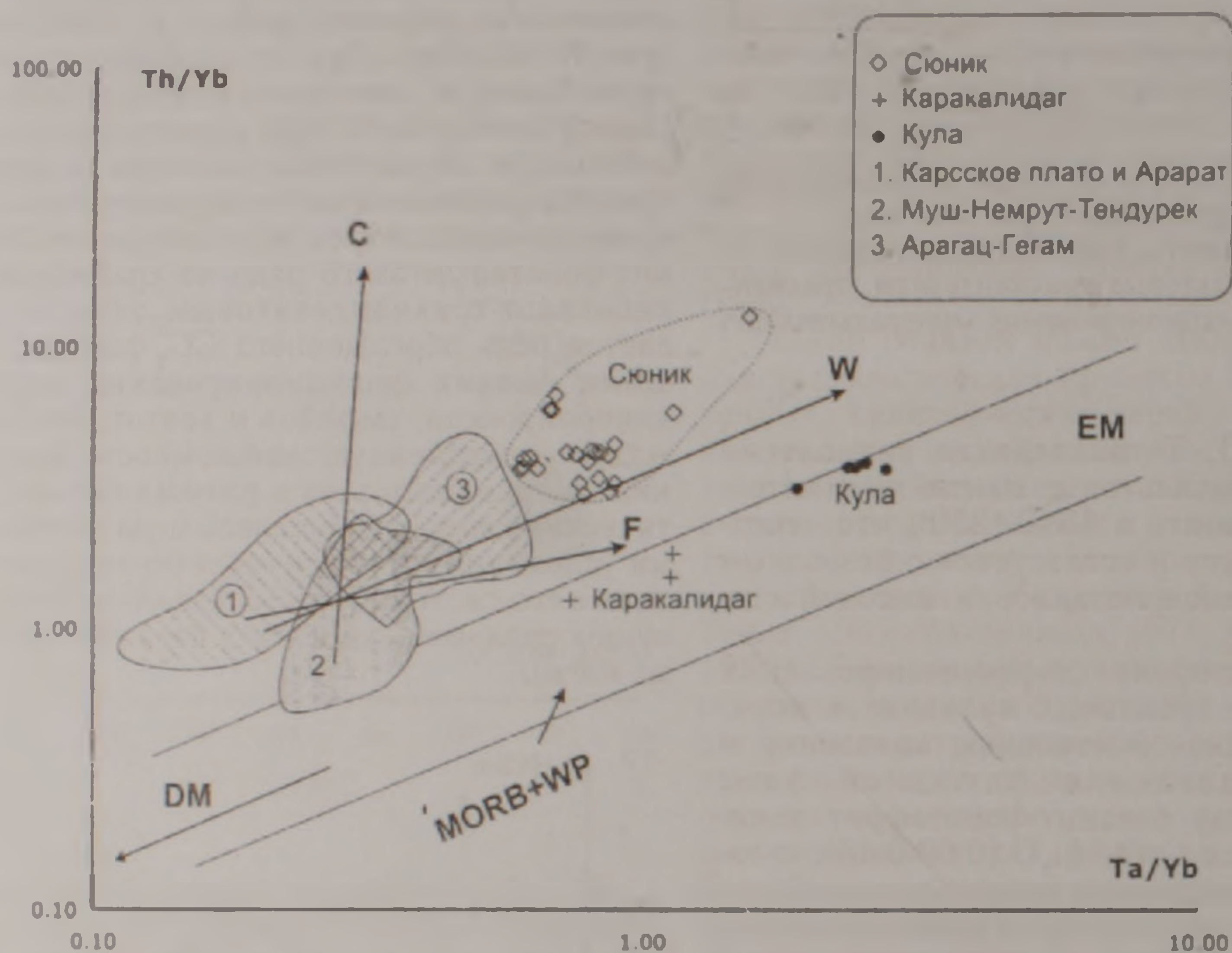


Рис. 10. Сопоставление вулканических серий Армянского нагорья и континентально-внутриплитных вулканических серий вулканов Каракалидаг (северный выступ Аравийской плиты) и Кула (Западно-Анатолийский блок) на диаграмме $Ta/Yb - Th/Yb$. (по Pearce et al., 1990). MORB+WP - область составов океанических и внутриплитных (несубдукционных) базальтоидов, DM-деплетированный мантийный источник, EM - обогащенный во внутриплитной обстановке мантийный источник. Тренды эволюции: C - контаминации; W - внутриплитного обогащения, F - фракционной кристаллизации.

Одним из возможных механизмов магмогенерации в пределах этой обширной области, включая Сюникское нагорье, в таком случае может быть принят региональный подъем астеносферной мантии и ее взаимодействие с веществом нижней коры.

Результаты, полученные по петролого-геохимическим и изотопным исследованиям изученных вулканических серий Сюникского нагорья, согласуются с новыми геофизическими данными по сейсмической томографии региона Армянского нагорья, Кавказа и Ближнего Востока (Al-Lazki et al., 2004; Toksüz et al. 2009). Последние позволили выявить аномальные зоны низких P_n скоростей под Малым Кавказом, в частности под бассейном оз. Севан и далее на ЮВ до реки Аракс, охватывая Зангезурский хребет и Сюникское вулканическое нагорье. Наиболее вероятной интерпретацией зоны низких P_n скоростей является аномальный

разогрев или подъем мантии ("глубинный магматический диапиризм" по Оровецкому, Егоркиной, 1983).

Основные выводы

1. Разновозрастные вулканические серии верхнего плиоцена-голоцена Сюникского нагорья связаны с эволюцией единой магматической системы и проявлениями двух эпизодов плавления магматического источника. Первый эпизод отвечает главному периоду вулканической активности центральных каналов стратовулканов Ишханасар и Цхук с формированием насыщенной SiO_2 петрохимической серии, дифференцированной от базальтовых трахиандезитов, трахиандезитов до трахидацитов (трахитов). Второй эпизод фиксирует углубление очага, возрастание степени его плавления и соответствует поздней стадии вулканической активности многочислен-

ных моногенных центров с формированием недосыщенной SiO_2 дифференцированной серии, включающей дискретные петрохимические ряды оливиновых базальтов, базальт-фонотефритов и трахибазальт – трахиандезитов.

2. Факторами выплавления мантийного субстрата можно считать повышение T° , пересыщенность щелочами и высокое содержание летучих, как проявление глубинного метасоматизма, резорбции и переплавления мегакристов клинопироксена, оливина и амфибола, а также обогащение натрием, как показателя уровня выплавления на высокобарической границе устойчивости плагиоклаза в верхах литосферной мантии (30-35 кбар по Рябчикову, 1982). На этих глубинах плавление могло происходить при участии приподнятого астеносферного материала.

3. Дальнейшая эволюция расплавов определяется их перемещением по восходящим каналам и формированием разноглубинных магматических камер.

4. Геохимические параметры изученных вулканитов могут констатировать их происхождение из метасоматизированного мантийного источника типа Ат-содержащего перидотита и их некоторую степень контаминированности коровым материалом. Во вкладе метасоматического глубинного компонента в исходный субстрат доминирующими элементами являются Sr, Ba, LREE (La, Ce, Sm), Th, в меньшей степени - Zr, при высоких LILE/HFSE отношениях. Сходный изотопный состав Sr в вулканитах полигенной и ареальной серий и закономерные вариации индикаторных элементов подтверждают их связь с гомогенным мантийным источником, обогащенным Ca и Sr. Подтверждается также единая природа метасоматирующих компонентов на разных этапах плавления, т.е. явления метасоматоза предшествовали процессу плавления. Спецификой состава этих компонентов является высокое содержание LREE и обеднение Rb относительно Sr и Ba. Предполагается, что подобный характер обогащения определяется участием богатого CO_2 флюида с изначально низким Rb/Sr отношением (Menzies et al., 1983; Кононова и др., 2002).

5. Для вулканических серий Сюника характерен мантийный источник, отличный от других серий Армянского нагорья и сдвинутый в область мантийного обогащения (W) во внутриплитной обстановке с Ta/Yb отношениями, близкими к сериям вулкана Каракалидаг (северный выступ Аравийской плиты, к югу от Армянского нагорья), но с несколько большей степенью контаминации коровым веществом.

Литература

- Абовян С.Б., Малхасян Э.Г. О редком случае прорыва граносиенитового интрузива четвертичным вулканом в Армянской ССР. ДАН АрмССР. 1961. т.32, №5, с.231-234.
- Авакян Т.А. Диатомиты Сисианского месторождения Армянской ССР. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1974, 133 с.
- Асланян А.Т. Региональная геология Армении. Ереван: Айпетрат, 1958, 427 с.
- Бальян С.П. Сюникское нагорье. В кн. Геология Армянской ССР, т.1, Геоморфология. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1962, с. 231-240.
- Белоусов А.Ф., Кривенко А.П. Магмогенез вулканических формаций. Тр. Ин-та геологии и геофизики СО АН СССР, вып. 574, Новосибирск: Наука, 1983, 166 с.
- Винклер Г. Генезис метаморфических пород. М.: Недра, 1979, 327 с.
- Габриелян А.А. Палеоген и неоген Армянской ССР. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1964, 299 с.
- Габриелян А.А., Саркисян О.А., Симонян Г.П. Сейсмотектоника Армянской ССР. Ереван: Изд. ЕГУ, 1981, 283 с.
- Гущин А.В., Кравченко С.М., Петрова М.А. Верхнеплиоценовый-четвертичный комплекс вулкана Ишханасар (Малый Кавказ) - представитель трахиандезитовой формации. ДАН СССР, 1976, т.231, 3, с.686-689.
- Джрбашян Р.Т., Гукасян Ю.Г., Карапетян С.Г., Меликсетян Х.Б., Мнацаканян А.Х., Навасардян Г.Х. Базальтовый позднеколлизийный вулканизм Армении. "Вулканизм и геодинамика": Матер. 4-го Всероссийск. симпоз. по вулканологии и палеовулканологии. Петропавловск-Камчатский: Изд. РАН, 2009, с.352-354.
- Джрбашян Р.Т., Карапетян С.Г., Мнацаканян А.Х. Верхнеплиоцен-четвертичный вулканизм Сюникского вулканического нагорья. Реф. доклад конф., посвящ. 95-лет. акад. А.А.Габриеляна, Ереван: Изд. ЕГУ, 2008, с. 26-27.
- Заварицкий А.Н., Соболев В.С. Физико-химические основы петрографии изверженных горных пород. М.: Госгеолтехиздат, 1961, 383 с.
- Йодер Г.С., Тилли К.Э. Происхождение базальтовых магм. М.: Мир, 1965, 122 с.
- Карапетян К.И. Путеводитель Первого Всесоюзного вулканологического совещания. Ереван: Изд. АН Арм.ССР, 1959, с.66-83.
- Карапетян С.Г. Особенности строения и состава новейших липаритовых вулканов Армянской ССР. Ереван: Изд. АН Арм.ССР, 1972, 196 с.
- Карапетян С.Г., Ширинян К.Г. Позднесорогенный риолитовый вулканизм Армении. Тр. межд. конф. Вулканизм, биосфера и эколог. проблемы Туапсе, 2003, с. 45-46.
- Караханян А., Джрбашян Р., Трифонов В., Филиш Э., Аракелян С., Авагян А., Багдасарян А., Давтян В. Активные вулканы и вулканическая опасность на территории Армянского нагорья и сопредельных областей. Изв. НАН РА, Науки о Земле, 2004, 1, с. 3-24.
- Кононова В.А., Левский А.К., Первов В.А., Овчинникова Г.В., Богатиков О.А. Изотопные характеристики мантийных источников калиевых ультрабазитов и базитов севера Восточно-Европейской платформы. Петрология, 2002, т.10, 5, с.493-509.
- Макдональд Р. Роль фракционной кристаллизации при формировании щелочных пород. В кн.: "Щелочные породы". М.: Мир, 1974, с.311-330.
- Майсен Б., Беттчер А. Плавление водосодержащей мантии. М.: Мир, 1979, 122 с.
- Меликсетян Б.М., Карапетян С. Г. Геохимия редких и рудных элементов в новейших кислых вулканитах Армянской ССР. Изв. АН Арм. ССР., Науки о Земле, 1981, Т.34, №4, с.28-48.
- Меликсетян Б.М., Карапетян С.Г., Гукасян Р.Х., Мнацаканян А.Х. Рубидий-стронциевый изотопный состав и геохимические особенности новейших риолитовых вулканитов Армении. Изв. НАН РА, Науки о Земле, 1998, Т. LI, N1-2, с. 40-59.

- Оровецкий Ю.П., Егоркина Г.В. Глубинный магматический диапиризм Центральной Армении. Изв. АН Арм.ССР, Науки о Земле, 1983, 5, с.41-45.
- Паффенгольц К.Н. О возрасте герюсинской толщи. Советская геология, 1940, №9, с. 109-110.
- Пирс Дж., Липпард С.Дж., Роберте С. Особенности состава и тектоническое значение офиолитов над зоной субдукции. В кн: "Геология окраинных бассейнов". М.: Мир, 1987, с.134-165
- Рябчиков И.Д. Снижение растворимости высокоплотных кристаллических фаз в гидротермальных флюидах при увеличении давления. ДАН СССР, 1982, т.262, 3, с.698-700.
- Саядян Ю.В. Новейшая геологическая история Армении. Ереван: Изд. "Гитутюн" НАН РА, 2009, 356 с.
- Соловкин А.Н. О четвертичных образованиях Карабахского плато. Советская геология, 1940, №9, с.107-109.
- Тахтаджян Л.А., Габриелян А.А. Опыт стратиграфической корреляции вулканогенных толщ и пресноводных образований плиоцена и нижнего постплиоцена Малого Кавказа ДАН Арм.ССР., 1948, 1, с.211-216.
- Трифонов В.Г., Караханян А.С. Геодинамика и история цивилизаций. М.: Наука, 2004, 666 с.
- Ширинян К.Г. Главные черты плио-плейстоценового вулканизма Армении. Андезиты-базальты и андезиты Сюникского вулканического нагорья. В кн: "Геология Армянской ССР". Ереван: Изд.АН Арм.ССР, 1970, т.4, с. 560-589.
- Ширинян К.Г., Карапетян С.Г. Систематика и фациально-формационный анализ позднеорогенных вулканических образований Армении. Вулканизм и геодинамика. Матер. 2 Всероссийского симпозиума по вулканологии и палеовулканологии. Екатеринбург. 2003, с.746-751.
- Ширинян К.Г., Карапетян С.Г. Позднеорогенный (верхнеплиоцен-голоценовый) вулканизм Сюникского нагорья и некоторые вопросы новейшего вулканизма Армении. Тр.межд.конф. "Вулканизм, биосфера и эколог.проблемы". Тянцзе: 2006, с.42-43.
- Al-Lazki A., Sandvol E., Seber D., Barazangi M., Turkelli N., Mohamad R. Pn tomographic imaging of mantle lid velocity and anisotropy at the junction of the Arabian, Eurasian and African plates. Geophys. J. Int., 2004, 158, pp.1024-1040
- Anders E., Grevesse N., Abundances of elements: Meteoric and Solar. Cosmochim. Acta, 1989, v.53, pp.197-214.
- Dupuy C., Liotard J., Dostal J. Zr/Hf fractionation in intraplate basaltic rocks: carbonate metasomatism in the mantle source. Geochim. Cosmochim. Acta, 1992, 56, pp 2417-2423.
- Guo F., Fan W., Wang Y., Lin G. Geochemistry of late Mesozoic mafic magmatism in West Shandong Province, eastern China: Characterizing the lost lithospheric mantle beneath the North China block. Geochemical Journal, 2003, v. 37, pp.63 - 77.
- Johnson M., Rutherford M. Experimental calibration of the aluminium-in-hornblende geobarometer with implication to Long Valley Caldera (California) volcanic rocks. Geology, 1989, v.17, pp 837-841.
- Karapetyan S., Jrbashyan R., Mnatsakanyan A., Late collision rhyolitic volcanism in the N-E part of the Armenian Highland. JVGR, 2001, 112. Elsevier, pp.189-220.
- Karakhanian A.S., Trifonov V.G., Azizbekian O.G., Hondkarian D.G. Relationship of the late Quaternary tectonics and volcanism in the Khonarassar active fault zone, the Armenian Upland. Terra Nova 9, 1997, pp. 131-134.
- Karakhanian A., Jrbashian R., Trifonov V., Philip H., Arakelian S., Avagian A. Holocene-historical volcanism and active faults as natural risk factors for Armenia and adjacent countries. JVGR, 113, 2002. Elsevier, pp. 319-344.
- Karakhanian A., Jrbashian R., Trifonov V., Philip H., Arakelian S., Avagian A., Bagdasaryan H., Davtian V., Ghoukassyan Yu. Volcanic hazards in the region of the Armenian Nuclear Power Plant. JVGR, 126/1-2, 2003, pp. 34-62
- Krienitz M., Haase K., Mezger K., Shaikh-Mashail M. Magma genesis and mantle dynamics at the Harrat Ash Shamah Volcanic field (Southern Syria). Journ. of Petrology, 2007, v.48, 8, pp.1513-1542.
- Leake B., Woolley A., Arps C., Birch W., Gilbert M., Grice J., Hawthorne F., Kato F., Mandarino J., Maresch W., Nickel E., Rock N., Schumacher J., Smith D., Stephenson N., Ungaretti L., Whittaker E., Youzhi G. Nomenclature of amphiboles: Report of the Sub-committee on Amphiboles of the International Mineralogical Association Commission on New Mineral Names. Mineral. Mag., 1999, v.61, pp.295-321.
- Le Bas, M.J., Le Maitre, R.W., Streckeisen, A., Zanettin, B. A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. J. Petrol., 1986, v.27, pp.745-750.
- Nimis P. Clinopyroxene geobarometry of magmatic rocks. Part 2. Structural geobarometers for basic to acid, tholeiitic and mildly alkaline magmatic systems. Contrib. Mineral. Petrol., 1999, v.135, pp.62-74.
- Mahood G., Baker D. Experimental constraints on depths of fractionation of mildly alkalic basalts and associated felsic rocks: Pantelleria, Strait of Sicily. Contr. Miner. Petrol., 1986, 93, pp.251-264.
- McBirney A. Igneous petrology 2007, USA, 550p.
- Menzies M., Wess S. CO₂ and LREE-rich mantle below eastern Australia: a REE and Isotope study of alkaline magmas and apatite-rich mantle xenoliths from Southern Highlands Province, Australia. Earth. Planet. Sci. Lett., 1983, v.65, pp.287-302.
- Ozawa K. Partitioning of elements between constituent minerals in peridotites from Miyamori ultramafic complex, northeast Japan. J. Fac. Sci. Univ. Tokyo, 1968, sec.2, v.21, p.115-137.
- Pearce, J.A., J.F. Bender, S.E. De Long, W.S.F. Kidd, P.J. Low, Y. Guner, F. Saroglu, Y. Yilmaz, S. Moorbath, and J.G. Mitchell, Genesis of collision volcanism in Eastern Anatolia, Turkey, JVGR, 1990, 44, pp. 189-229.
- Pearce J., Baker P., Harvey P., Luff I. Geochemical evidence for subduction fluxes, mantle melting and fractional crystallization beneath the South Sandwich Island Arc. J. Petrology, 1995, v.36, 4, pp 1073-1109.
- Sun S., McDonough W. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implication for mantle composition and processes: Magmatism in Ocean Basins (A.D. Saunders & M.J. Norry eds.), Geol. Soc. Spec. Pub. London, 1989, v. 42, p.313-345.
- Toksöz M. N., R. D. Van der Hilst, M. H. Benoit, L. Gülen, D. Kalafat, H. S. Kuleli, Ch. Li, Y. Sun. Seismic tomography of the Arabian-Eurasian collision zone and surrounding areas. In 29th Monitoring Research Review: Ground-Based Nuclear Explosion Monitoring Technologies, 2009, pp 293-301.
- Viccaro M., Ferito C., Cristofolini R. Amphibole crystallization in the Etnean feeding system: mineral chemistry and trace element partitioning between Mg-hastingsite and alkali basaltic melt. Eur.J. Mineral., 2007, v.19, pp.499-511.

ՍՅՈՒՆԻՔԻ ԲԱՐՉՐԱՎԱՆԴԱԿԻ ՎԵՐԻՆ ՊԼԻՈՑԵՆ-ՀՈԼՈՑԵՆՅԱՆ ՀԱՍԱԿԻ ՀՐԱԲԽԱԿԱՆՈՒԹՅՈՒՆԸ (ՀԱՅԱՍՏԱՆ)

Ս.Հ.Կարապետյան, Ռ.Տ.Ջրբաշյան, Գ.Խ.Նավասարդյան, Խ.Բ. Մելիքսեթյան,
Ա.Խ.Մնացականյան, Ի.Սավով, Ռ.Խ.Ղուկասյան

Ամփոփում

Սյունիքի բարձրավանդակի վերին պլիոցեն-հոլոցենյան հասակի հրաբխականությունը հիմնականում բնութագրվում է կենտրոնական բազմաձին (պոլիգեն) և միաձին (մոնոգեն) ժայթքումների տիպերով: Առաջինի հետ կապված են Իշխանասար և Ծղուկ խոշոր, բարդ կառուցվածք ունեցող հրաբխային զանգվածները, որոնց ժայթքումների արգասիքները ծևավորում են բազալտային, տրախիանդեզիտ—տրախիդացիտային կազմի դիֆերենցված շարքեր: Երկրորդն արդյունք է համեմատաբար փոքր ծավալի շուրջ 160 խարամային և լավախարամային արեալ տիպի հրաբուխների ակտիվության: Վերջիններիս նյութական կազմը բնորոշվում է ավելի կրճատ շարքերով՝ բազալտներ, բազանիտ-ֆոնոտեֆրիտներ և տրախիբազալտ-տրախիանդեզիտներ:

Նշված հրաբխային շարքերը ծևավորվում են տարբեր խորություններում գտնվող մագմատիկ կամերաներում անհավասարակշիռ ինտրատելուրիկ բյուրեղացման երկարատև պայմաններում:

Հալոցքների դիֆերենցիացիայի և ըստ ֆրակցիաների տարբաժանման սխեման պայմանավորված է մագմատիկ աղբյուրի հալման տարբեր աստիճանով և ֆլուիդների բարձր ճնշմամբ: Երկրաբինական առանձնահատկությունները բնութագրող մեծությունները համապատասխանում են մետասոմատիզացված մագմատիկ աղբյուրից առաջացող հրաբխային շարքերին: Մագմատիկ աղբյուրում գերակշռում են Sr, Ba, LREE, Th, Zr տարրերը LILE/HFSE բարձր հարաբերակցություններով: Իզոտոպային կազմը և ինդիկատորային տարրերի փոփոխականությունները մատնանշում են Sr-ով հարստացված միասնական հոմոգեն պատմութանային աղբյուրի գոյությունը: Տարածաշրջանում հայտնի ուղիտային կազմի զմբեթածև հրաբուխները ներկայացնում են գենետիկորեն ինքնուրույն պետրոքիմիական (նաև իզոտոպային) համակարգ:

UPPER PLIOCENE-HOLOCENE VOLCANISM OF SYUNIK HIGHLAND (ARMENIA)

S.G. Karapetyan, R.T. Jrbashyan, G.Kh. Navasardyan, Kh.B. Meliksetian,
A.Kh. Mnatsakanyan, I. Savov, H.Kh. Ghukasyan

Abstract

Upper-Pliocene-Holocene volcanism of Syunik highland is characterized mostly by polygenetic and monogenetic types of eruptions. Polygenetic central vent eruptions are related to development of big volcanoes Ishkhanasar and Tskhuk and include differentiated basaltic trachyandesite - trachydacite (trachyte) series.

Monogenetic eruptions are related to about 160 relatively small cinder cones, with lavas ranging in composition from basalts, basanites, phonotephrites to trachybasalts-trachyandesites.

Comprehensive study revealed that volcanic series are characterized by long period of non-equilibrium intratelluric crystallization in magmatic chambers formed at diverse depths.

The schema of crystallization and fractionation is related to different degrees of partial melting. $T^{\circ}\text{C}$, P and high P_{fluid} . Geochemical parameters suggest that volcanic series were formed from metasomatised mantle source enriched in Sr, Ba, LREE, Th, Zr and high LILE/HFSE element ratios.

Isotope composition and variations of indicator trace element concentrations point to homogeneous mantle source enriched with Ca and Sr.

Some regional dome-shaped rhyolite volcanoes present genetically independent geochemical and isotope system.