

ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ И ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПОЗДНЕКОЛЛИЗИОННОГО ВУЛКАНИЗМА ГЕГАМСКОГО НАГОРЬЯ

© 2006 г. Г. Х. Навасардян

Институт геологических наук НАН РА
375019, Ереван, пр. Маршала Баграмяна, 24а, Республика Армения
E-mail: n_gév@yahoo.com
Поступила в редакцию 04.07 2006 г.

В статье рассматриваются петрографические и химические составы вулканитов Гегамского нагорья. Согласно общепринятой петрохимической классификации (TAS) впервые проведена систематизация вулканических пород региона, начиная с нижнего плиоцена до неоплейстоцен-голоцена. Выявлена их принадлежность к последовательно дифференцированным и однородным сериям известково-щелочного умеренно-калиевого и субщелочного высоко-калиевого типов. Описанные серии являются индикаторными для зон континентальной коллизии и сформированы в условиях сложного сочетания геодинамических режимов глубинного сжатия и растяжения.

В позднекайнозойское время Кавказский регион находился в состоянии общего субмеридионального сжатия, продолжающегося и в настоящее время. К позднему миоцену в этой части Альпийского пояса замкнулись все бассейны с корой океанского типа, и процессы субдукции прекратились, сменившись сильнейшей коллизией, вызванной ускоренным перемещением к северу Аравийской плиты и жёстким упором к северу Евразийской плиты. В результате субмеридионального сжатия сформировалась современная структура Кавказского региона, и в едином поднятии объединились разнородные геоблоки. Ведущую роль в этих процессах играли лево- и правосдвиговые зоны ЮЗ, ЮВ и субширотного простираний и надвиги общекавказской ориентировки. Этот процесс не был однородным по глубине и во времени, периоды усиления сжатия сменялись его ослаблением или даже временным растяжением (Зоненшайн и др., 1979; Лордкипанидзе, 1980; Джрбашян, 1989; Остроумова и др., 1995; Короновский и др., 1999 и др.). Позднеколлизийная вулканическая деятельность охватила также обширные области Армянского нагорья (Джрбашян и др., 1996, 2002).

Гегамское вулканическое нагорье расположено в центральной части позднеколлизийного вулканического пояса Армении. Это – одна из вулкано-структурных единиц Восточной зоны вулканизма, приуроченная к Анкаван-Сюникскому глубинному разлому, роль которого в вулканизме была определяющей (Ширинян, 1973). Гегамское нагорье представляет молодую пологовыпуклую брахиантиклиналь, в сложении которой преобладают неогеновые и четвертичные вулканические породы (Милановский, 1960 и др.). Общая протяженность нагорья, вытянутого в СЗ-ЮВ направлении, составляет порядка 65 км по длинной оси и около 35 км – по короткой. Самой высокой точкой нагорья является вулкан Аждаак – 3597 м. Гегамское нагорье имеет асимметричное поперечное строение, пологое его крыло наклонено на С-СВ, а крутое – на Ю-ЮЗ (Ширинян, 1966; Навасардян, Ширинян, 2005). Преобладающая часть вулканических центров Гегамского нагорья имеет линейное расположение, что особенно выражено вдоль его водораздельной части.

А. Т. Асланян (1958), А. А. Габриелян (1959) и др. линейное расположение вулканов связывали с близмеридиональными сбросовыми нарушениями или с разломами общекавказского – СЗ-ЮВ направления. Однако, в своё время, Ф. Ю. Левинсон-Лессинг (1928) считал, что такое расположение вулканов не даёт ещё основания для вывода об их приуроченности к большим тектоническим линиям. Позже это мнение было подтверждено данными гравитационных исследований, выявивших спокойные – безградиентные поля вдоль линейно вытянутой цепи вулканов (Ширинян, Аджимабудов, 1966).

В пределах Гегамского нагорья выделяются три пространственно обособленные структуры: Восточная, Водораздельная и Западная; последняя известна как Разданская структура (Карапетян, 1972). Они соответствуют Восточному, Центральному и Западному кластерам (Караханян, Джрбашян и др., 2004).

Общее представление об особенностях строения упомянутых трёх структур Гегамского нагорья даёт взаимоотношение верхнеплиоцен-четвертичных образований, начиная с залегающей в их основании наиболее древней трахиандезит-трахитовой серии нижнего плиоцена с комплексами манычарских лав (тип „А”, по К. Н. Паффенгольцу) и долеритов верхнего плиоцена, сменяющихся эонеоплейстоценовыми сериями (табл. 1). При составлении этой последовательности нами внесены поправки в возрастное расчленение новейших вулканических образований в соответствии с новой геохронологической шкалой (ВСЕГЕИ, 1991) и имеющимися определениями абсолютного возраста.

Приведенные возрастные взаимоотношения в различных структурах отражают различную полноту проявления вулканических комплексов в их пределах. В Восточной структуре из разновозрастных серий комплексов нижнего плиоцена-верхнего неоплейстоцена-голоцена отсутствуют риолитовые породы верхнего эоплейстоцена. В пределах Водораздельной структуры из разреза выпадают комплексы трахиандезитовых лав манычарского типа и долеритовых базальт-трахиандезитов верхнего плиоцена. В Разданской структуре отсутствует комплекс манычарских лав. В наибольшем объёме для всех структур

Возрастные соотношения нижнеплиоцен-четвертичных вулканических пород Гегамского нагорья

Серии, комплексы и фазы		Геологический возраст		Возраст в Ma		Литература
		Старая шкала	Новая шкала*	K-Ar	Археологический	
Трахибазальт – трахиандезитовая серия	Базальтовый трахиандезит-трахиандезитовый комплекс	Верхний четвертичный	Верхний неоплейстоцен-голоцен		Верхний палеолит 0.012-0.010	К.И. Карапетян, 1983 (по данным Б.Г. Ерицяна, 1970, 1974)
	Трахибазальтовый комплекс	Нижний-средний четвертичный	Нижний-средний неоплейстоцен		Нижнеашельский 0.300-0.230	
Риолит-трахидацитовая серия**	III фаза	Верхний плиоцен	Верхний эоплейстоцен	~1 или ~2-0.5		С.Г. Карапетян, 1968
	II фаза	Средний плиоцен	Нижний плиоцен	4.3—5.3		
	I фаза	—	—	—	—	
Долерит-базальт-трахибазальтовая серия		Верхний плиоцен	Верхний плиоцен	2.25		Г.П. Багдасарян и др., 1973 Балог Кадоша и др., 1990
				2.47±0.17		
Комплекс трахиандезитовых лав манычарского типа		Граница среднего и верхнего плиоцена	Верхний плиоцен	2.55±0.35		Г.П. Багдасарян и др., 1973
Трахиадезит-трахитовая серия***		Средний плиоцен	Нижний плиоцен	4.5-5		А.А. Габриелян и др., 1968

* Утверждена МСК 30.01.1991 "Основы мелкомасштабного геологического картографирования. Методические рекомендации". СПб 1995 Изд-во ВСЕГЕИ, 196 с.

** В литературе известны также данные о K/Ar и трековом возрасте риолит-трахидацитовых серий (Джрбашян и др., 2000), которые находятся в некотором противоречии с общегеологической и возрастной позицией вулканических комплексов и серий в целом.

*** Эта серия в литературе известна как "трахиандезитовая формация" (Карапетян, 1981).

тур выражена завершающая серия трахибазальт-трахиандезитов нижнего-верхнего неоплейстоцена-голоцена.

Петрография. Разновозрастные вулканические образования Гегамского нагорья представлены широким спектром петрографических типов от базальтов и трахибазальтов до риолитов.

Долеритовые базальт-трахибазальты развиты в пределах Разданской и Восточной структур и характеризуются средне-мелкокристаллической основной массой, в которой выделяются крупные (до 1.2-1.5 мм) порфиновые или порфиroidные выделения свежего оливина (Fo_{79}) и плагиоклаза (An_{65-51}). Реже отмечаются и порфиновые выделения бледно-зеленоватого клинопироксена в пойкилитовых сростках с плагиоклазом. Структура основной массы варьирует от долеритовой до микродолеритовой и микропойкилитовой; реже она имеет трахитоидный облик. В её сложении участвуют резко удлиненные, призматические зерна плагиоклаза, в промежутках которых заключены ксеноморфные зерна бесцветного клинопироксена и магнетита; в единичных случаях присутствует также роговая обманка. Количество вулканического стекла не превышает 5%. Содержание SiO_2 в долеритовых базальтах изменяется от 47.82 до 53.88%, MgO — от 5.00 до 8.76%, al' — 0.92-1.33. Нормативно это недосыщенные оливин-нефелиновые или оливин-гиперстеновые нормативные породы натриевого уклона ($K_2O/Na_2O=0.21-0.47$).

Базальты известково-щелочного ряда раз-

виты исключительно в пределах Разданской структуры, являясь самостоятельной базальт-андезитовой ветвью серии нижнего-среднего неоплейстоцена. Они обладают порфировой структурой и сложены фенокристаллами плагиоклаза (An_{64-62}) и оливина, собранными в частые гломероскопления. Основная масса интерсертальная и состоит из лейст плагиоклаза, редких зерен клинопироксена и магнетита, скрепленных непрозрачным вулканическим стеклом. Содержания SiO_2 в базальтах изменяются в пределах 50.00-51.42%, MgO — 5.80-3.00%, al' — 1.02-1.79; породы обнаруживают натриевый тренд ($K_2O/Na_2O=0.24-0.33$).

Базальтовые андезиты и андезиты этой ветви сходны по петрографическому составу. Имеют олигофиговую структуру с фенокристаллами плагиоклаза, клинопироксена, оливина и редкими чешуйками биотита. В единичных случаях присутствует базальтическая роговая обманка. Основная масса трахитоидная, гиалопилитовая; микрокристаллы в ней представлены плагиоклазом, клино- и ортопироксеном, изредка мелкочешуйчатым биотитом. Вариации SiO_2 в этом ряду составляют 53.09-62.24%, MgO — 2.82-4.86%, al' — 1.22-1.49. В сумме щелочей преобладает Na_2O ($K_2O/Na_2O=0.46-0.75$). Нормативный состав базальт-андезитовой ветви является насыщенным кварц-гиперстеновым.

Трахибазальты являются преобладающим типом пород для всех трех структурных зон. В небольшом объеме они встречаются также и в

комплексе верхнего неоплейстоцен-голоцена. Описываемые породы имеют порфиристую структуру. Парагенезис фенокристаллов в них представлен плагиоклазом ($Ап_{60-55}$), оливином (Fo_{70}), клинопироксеном (авгит, $Еп_{35-5}$), иногда также ортопироксеном (гиперстен) и реже базальтической роговой обманкой. Общее содержание фенокристаллов 10-20% объёма породы. Основная масса полукристаллическая (микролитовая, гиалопилитовая, интерсертальная) или микролитовая и состоит из бурого полупрозрачного вулканического стекла, скрепляющего лейсты и микролиты плагиоклаза, мелкие зерна клинопироксена и магнетита. Вариации SiO_2 в трахибазальтах составляют 49.30-51.42%, MgO – 4.15–5.37%, $al' = 0.93-1.79$. Характеризуются насыщенным кварц – гиперстеновым (Разданская структура) или слабо насыщенным SiO_2 оливин – гиперстеновым нормативным составом натриевого уклона ($K_2O/Na_2O=0.22-0.53$).

Базальтовые трахиандезиты – широко развитый петрохимический тип пород, слагающий преимущественно вулканический комплекс верхнего неоплейстоцен-голоцена Разданской и Водораздельной структур; в Восточной структуре породы данного комплекса встречаются редко и представляют как бы отклонения от поля трахибазальта и трахиандезита. В Разданской структуре кроме протяженных лавовых потоков они образуют маломощные потоки, дайки, прорывающие вершинные части кислых куполовидных вулканов Атис и Гутансар (Карапетян, 1972). Базальтовые трахиандезиты встречаются также в составе трахиандезит-трахитовой серии нижнего плиоцена.

В целом описываемые породы имеют порфиристую структуру и сложены фенокристаллами (до 25% объёма породы) плагиоклаза ($Ап_{55-41}$), оливина (Fo_{81-78}), клинопироксена (авгит, $Еп_{43-46}$), реже ортопироксена. Иногда встречаются также кристаллы ксеногенного кварца. Основная масса гиалопилитовая, микролитовая; в наиболее молодых лавах Разданской структуры возрастает степень кристалличности основной массы (интерсертальные, интергранулярные, пилотакситовые микроструктуры).

Базальтовые трахиандезиты нижнего плиоцена отличаются присутствием редких порфировых выделений биотита и апатита и раскристаллизацией вулканического стекла в низко дву-преломляющий калиполевошпатный агрегат.

В базальтовых трахиандезитах устанавливаются вариации SiO_2 от 51.36 до 56.79%, MgO – от 2.40 до 5.30%, $al' = 1.22-1.90$. Нормативный состав пород нижнего плиоцена и лав Разданской структуры верхне-неоплейстоцен-голоцена отвечает оливин-гиперстеновым типам; в остальных возрастных разностях состав более кремнеземистый и содержит кварц и гиперстен в норме. Соотношение K_2O/Na_2O изменяется от 0.27 до 0.67, обнаруживая в пределах кали-натриевый уклон.

Трахиандезиты являются наиболее характерным типом вулканических пород верхний неоплейстоцен-голоценового комплекса, развитого только в Восточной и Водораздельной струк-

турах. Представлены они также в наиболее древних ниже-верхнеплиоценовых сериях и комплексах. По петрографическому составу трахиандезиты соответствуют порфировым оливин (Fo_{52-75}) – плагиоклаз ($Ап_{65-40}$) – двупироксеновым и плагиоклаз-двупироксеновым разностям с суммарным содержанием фенокристаллов до 20-25%. В трахиандезитах нижнего плиоцена устанавливаются также редкие кристаллы калишпата, апатита, биотита и амфибола. В изолированную группу выделены трахиандезиты Ератумберской группы вулканов верхнего неоплейстоцен-голоцена, для которых характерны пористая текстура (20-40% пустот), редко порфировая, субпорфировая структуры, отсутствие фенокристаллов оливина, а также наличие каёмки ортопироксена (гиперстен) вокруг вкрапленников клинопироксена (авгит, $Еп_{47-50}$). Это отличает их от трахиандезитов нижнего и верхнего плиоцена. Основная масса трахиандезитов существенно стекловатая с гиалиновой, гиалопилитовой, микролитовой, реже интерсертальной структурами; в породах нижнего и верхнего плиоцена в интерстициях основной массы отмечаются анальцит или халцедон. Содержание SiO_2 варьирует от 56.22 до 60.24%, MgO – от 1.85 до 4.84%, $al' = 1.20-2.90$. По нормативному составу они кварц-гиперстеновые, по K_2O/Na_2O – переходные от натриевого к калий-натриевому типу (0.36-0.80).

Трахиты встречаются в составе трахиандезит-трахитовой серии нижнего плиоцена. Они содержат крупные (1-1.5 мм) порфировые выделения плагиоклаза ($Ап_{56-58}$), базальтической роговой обманки ($Mg\# = 75-65$), магнетита. Основная масса пилотакситовая, трахитоидная, сложена тонкими лейстами калишпата и слабо раскристаллизованным вулканическим стеклом. Содержание SiO_2 составляет 61.64-62.03%, в нормативном составе присутствуют кварц и гиперстен; в норме альбит преобладает над ортоклазом при отношении $K_2O/Na_2O=0.72-0.79$, что подчеркивает калий-натриевый тренд.

Риолиты и трахидациты развиты в пределах Разданской структуры, участвуя в строении вулканов Атис, Гутансар, куполов Фонтан, Алапарс (III фаза) и Гюмуш, Авазан (II фаза). В Водораздельной структуре развиты риолиты и обсидианы (III фаза) куполовидных вулканов Спитакасар и Гехасар (Karapetyan et al., 2001). Эти породы характеризуются флюидальной, брекчиевидной текстурой и относятся к олигофировым, афировым разностям с гиалиновой, микрофельзитовой, сферолитовой основной массой. Редкие микрофенокристаллы представлены плагиоклазом ($Ап_{26-34}$ и $Ап_{15}$ в риолитах и $Ап_{33-45}$ в трахидацитах), изредка санидином и анортоклазом (Гехасар); встречаются также кварц, биотит, амфибол. Химический состав соответствует предельным по SiO_2 (66.44-76.00%) породам высокой глиноземистости ($al' = 3.17-20.55$), лейкократового облика с содержанием нормативных кварца, альбита и ортоклаза до 88-93%. Относятся к высококалийным типам с отношением K_2O/Na_2O выше 0.8.

Петрохимия. Петрохимическая характеристика вулканических серий Гегамского нагорья

Представительные химические составы нижнеплиоцен-четвертичных вулканических пород Гегамского нагорья

	Разданская структура												Водораздельная структура					
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	
SiO ₂	58.44	68.00	69.28	48.86	52.48	68.41	71.80	51.00	53.08	51.42	57.46	52.64	52.13	74.51	74.57	50.92	55.42	
TiO ₂	0.62	0.36	0.11	1.60	0.62	0.20	0.13	1.74	1.89	1.41	1.01	1.08	1.32	0.07	-	0.93	1.44	
Al ₂ O ₃	17.60	15.37	16.54	17.03	18.07	15.49	14.49	17.08	17.73	17.06	17.26	19.86	16.41	13.64	13.80	19.48	17.03	
Fe ₂ O ₃	4.74	2.98	2.25	5.65	3.14	3.34	1.42	10.43	9.22	9.74	6.25	3.98	3.54	0.31	1.70	5.63	5.63	
FeO	2.58	1.12	0.86	5.00	4.02	1.14	1.43	0.56	0.56	0.28	0.48	3.44	4.53	0.30	0.28	3.50	3.08	
MnO	0.31	0.32	0.24	0.18	0.31	0.21	0.32	0.24	0.24	0.22	0.11	0.34	0.14	0.11	0.21	0.19	0.16	
MgO	2.40	1.43	0.80	7.02	6.40	0.40	0.80	4.50	3.20	4.60	4.86	4.00	5.69	0.12	0.80	5.18	3.51	
CaO	6.41	4.08	1.68	9.01	8.96	2.28	2.99	8.10	7.22	10.08	7.65	7.84	8.00	0.57	1.19	7.48	6.48	
Na ₂ O	4.00	3.80	4.70	4.00	4.00	5.00	4.20	4.00	4.60	3.80	3.10	4.20	4.32	4.21	4.10	3.62	4.60	
K ₂ O	2.10	2.90	3.60	0.88	1.70	4.00	3.40	1.30	1.90	1.00	1.70	2.20	2.14	4.38	3.70	2.16	2.60	
P ₂ O ₅	0.34	0.23	0.18	-	0.50	0.10	0.06	0.39	0.50	0.46	-	0.64	0.60	0.02	-	0.45	0.46	
LOI	1.07	-	0.47	0.83	0.28	-	0.34	1.17	0.44	0.48	0.34	0.20	-	0.75	0.26	0.76	0.16	
Σ	100.61	100.59	100.71	100.06	100.48	100.57	100.68	100.51	100.58	100.55	100.22	100.42	98.79	98.99	100.61	100.30	100.57	
Q	11.57	25.05	23.79	-	-	19.46	27.87	2.40	2.16	2.88	11.41	-	-	31.54	32.98	-	3.42	
Il	1.21	0.76	0.15	3.04	1.21	0.46	0.30	1.67	1.67	1.06	1.21	2.12	2.43	0.15	1.62	1.82	2.73	
Mt	6.71	3.24	3.24	8.34	4.40	3.47	2.08	-	-	-	-	5.79	5.09	0.46	-	8.10	6.25	
Hm	-	0.80	-	-	-	0.96	-	10.38	9.26	9.74	6.23	-	-	-	0.64	-	1.28	
Ru	-	-	-	-	-	-	-	0.90	1.00	0.90	0.60	-	-	-	-	-	-	
Ap	0.67	0.34	0.34	-	1.35	0.34	0.34	1.01	0.34	1.35	-	1.35	1.35	-	-	1.35	1.35	
Or	12.24	17.25	21.15	5.57	10.02	23.37	20.03	7.79	11.13	6.12	10.02	12.80	12.24	26.16	21.70	12.80	15.58	
Ab	34.08	31.98	39.85	31.46	34.08	42.47	35.05	34.08	38.80	31.98	26.22	35.65	36.18	35.65	34.60	30.93	38.80	
An	23.92	16.41	7.51	25.59	26.42	8.07	10.29	24.76	22.25	26.70	28.37	28.93	19.47	2.78	5.84	30.32	18.08	
C	-	-	2.14	-	-	0.92	0.10	-	-	-	-	-	-	0.82	0.92	-	-	
Di	Wo	2.44	1.16	-	8.01	6.04	-	5.23	5.23	8.13	4.07	2.67	6.97	-	-	1.28	4.30	
	En	1.81	1.00	-	6.02	4.22	-	2.01	4.52	4.52	7.03	3.51	2.01	4.82	-	1.00	3.71	
	Fs	0.40	-	-	1.19	1.32	-	1.58	-	-	-	-	0.40	1.58	-	-	0.13	-
Hy	En	4.12	2.51	2.01	-	2.41	1.00	-	6.73	3.41	4.42	8.53	5.92	1.21	0.30	2.01	10.84	5.02
	Fs	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.79	0.66	0.26	-	0.26	-
Ol	Fo	-	-	-	8.09	6.54	-	-	-	-	-	-	1.41	5.63	-	-	0.70	-
	Fa	-	-	-	0.71	2.34	-	-	-	-	-	-	0.41	1.02	-	-	0.20	-
Ne	-	-	-	1.42	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
Σ	99.37	100.50	100.18	99.44	100.35	100.52	100.25	99.47	99.77	100.31	100.17	100.25	98.17	98.12	100.31	99.73	100.52	
K/Na	0.53	0.76	0.77	0.22	0.43	0.80	0.81	0.26	0.41	0.26	0.55	0.52	0.50	1.04	0.90	0.60	0.57	
Mg#	23.93	24.44	19.28	39.33	46.14	7.86	20.15	25.91	24.21	31.00	41.54	34.01	41.03	14.29	26.76	35.72	28.35	

Примечания: **Разданская структура.** 1-12. *Нижний плиоцен.* 1 – андезит, обр G 17 – у сел. Капутан; 2 – дацит, обр G 18а – дайка, сев. сел. Капутан; 3 – риолит, обр G 90 – Купол Гюмуш. *Верхний плиоцен.* 4 – долеритовый базальт, обр. 1405 – левый борт р. Раздан, колл. И. Ценер; 5 – долеритовый базальтовый трахиандезит, обр G 10 – подножье вулкана Атис. *Верхний эоценоценоз.* Риолит-трахидацитовая серия, 6 – трахидацит, обр G 25 – вулк. Гутансар; 7 – риолит, обр G 22 – запад склон вулк. Атис. *Нижний-средний неоплейстоцен.* Трахибазальт-базальтовая трахиандезитовая ветвь, 8 – трахибазальт, обр G 8 – шлаковый конус Бусабанакан; 9 – базальтовый трахиандезит, обр G 6 – шлаковый конус Птгни. Базальт-базальтовый андезит-андезитовая ветвь, 10 – базальт, обр G 7 – Шлаковый конус Герезманнер; 11 – андезит, обр 1197 – шлаковый конус Менаксар, колл. К. Карапетяна. *Верхний неоплейстоцен-голоцен.* 12 – базальтовый трахиандезит, обр G 104 – шлаковый конус Харамблур. **Водораздельная структура.**

	Водораздельная структура				Восточная структура													
	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34	
SiO ₂	57.90	50.98	54.71	57.01	59.46	62.03	58.40	49.64	48.00	49.35	55.12	59.65	51.04	55.80	58.11	58.74	58.11	
TiO ₂	0.75	2.28	1.20	0.93	0.82	1.04	1.19	1.70	1.52	1.60	1.53	0.52	1.35	0.92	0.92	0.64	0.69	
Al ₂ O ₃	18.59	19.07	17.95	17.28	16.76	17.85	17.51	19.37	18.67	19.06	16.98	18.28	17.92	17.02	16.12	16.88	17.63	
Fe ₂ O ₃	1.10	6.43	3.30	3.20	2.32	-	4.33	4.15	4.64	3.95	5.52	2.14	4.66	4.61	2.09	4.42	3.06	
FeO	4.72	3.08	4.59	3.60	3.03	3.87	2.80	5.45	5.12	5.45	3.36	3.84	5.17	4.31	3.83	2.87	3.73	
MnO	0.15	0.27	0.16	0.16	0.09	0.08	0.24	0.21	0.15	0.21	0.16	0.11	0.20	0.32	0.12	0.21	0.16	
MgO	3.40	4.50	3.90	4.00	2.73	1.08	2.80	5.00	6.55	4.40	4.00	1.85	5.20	3.60	3.79	2.80	2.80	
CaO	6.23	8.00	7.54	7.01	5.32	3.21	6.09	8.76	9.50	7.84	7.10	5.43	8.96	7.28	6.37	6.72	6.09	
Na ₂ O	3.82	4.10	4.20	4.10	3.97	5.18	4.10	4.50	4.25	4.10	4.00	3.64	4.10	3.90	3.96	4.20	4.30	
K ₂ O	3.04	1.80	2.30	2.40	3.11	4.09	2.80	1.40	1.25	2.00	2.40	2.85	1.30	2.10	2.64	2.70	2.80	
P ₂ O ₅	0.56	0.39	0.46	0.41	0.44	0.45	0.23	0.52	0.50	1.15	0.36	0.50	0.57	0.41	0.41	0.34	0.34	
LOI	0.20	0.07	0.40	0.51	0.53	0.56	0.09	-	0.58	1.35	0.05	1.02	-	0.30	0.68	0.04	0.90	
Σ	100.46	100.57	100.71	100.61	98.58	99.44	100.58	100.70	100.73	100.46	100.58	99.83	100.47	100.57	99.04	100.56	100.61	
O	4.75	-	1.50	5.41	10.09	6.55	8.71	-	-	-	5.35	12.31	-	6.37	7.39	8.89	6.19	
H	1.52	4.40	2.28	1.82	1.52	1.97	2.28	3.19	2.88	3.04	2.88	1.06	2.58	1.82	1.67	1.21	1.37	
Ml	1.62	4.17	4.86	4.63	3.24	-	6.25	6.02	6.71	5.79	6.95	3.01	6.71	6.71	3.01	6.48	4.40	
Hm	-	3.51	-	-	-	-	-	-	-	-	0.64	-	-	-	-	-	-	
Ap	1.35	1.01	1.35	1.01	1.01	1.01	0.34	1.35	1.35	2.69	1.01	1.35	1.35	1.01	1.01	0.67	0.67	
Or	17.81	10.57	13.36	13.91	18.37	24.49	16.70	8.35	7.79	11.69	13.91	17.25	7.79	12.24	15.58	16.14	16.70	
Ab	32.51	34.60	35.65	34.60	33.56	43.52	34.60	32.51	26.22	34.60	34.08	30.93	34.60	33.03	33.56	35.65	36.18	
An	24.48	28.37	23.64	21.97	18.91	13.07	21.14	28.37	27.81	27.81	21.42	23.36	26.70	22.81	18.36	19.19	20.58	
C	-	-	-	-	-	0.10	-	-	-	-	-	0.51	-	-	-	-	-	
Di	Wo	1.16	3.60	4.30	4.18	1.97	-	3.48	4.76	6.50	1.51	4.65	-	5.92	4.30	4.30	5.11	3.14
	En	0.60	3.11	3.01	2.91	1.31	-	3.01	3.31	4.62	1.00	4.02	-	4.02	2.81	3.01	4.02	1.91
	Fs	0.53	-	0.92	0.92	0.53	-	-	1.06	1.32	0.40	-	-	1.45	1.19	0.92	0.53	1.06
Hy	En	7.83	5.12	6.73	7.03	5.42	2.61	3.92	-	-	0.90	5.52	4.62	3.92	6.12	6.32	1.91	5.02
	Fs	6.20	-	3.03	1.73	2.24	5.41	-	-	-	1.19	-	4.49	0.79	1.85	3.03	0.40	2.37
Ol	Fo	-	2.11	-	-	-	-	-	6.40	8.16	6.33	-	-	3.52	-	-	-	
	Fa	-	-	-	-	-	-	-	2.45	1.53	2.24	-	-	1.22	-	-	-	
Ne	-	-	-	-	-	-	-	3.13	5.40	-	-	-	-	-	-	-	-	
Σ	100.36	100.57	100.63	100.11	98.17	98.73	100.43	100.90	100.29	99.19	100.43	98.89	100.57	100.26	98.16	100.20	99.59	
K/Na	0.80	0.44	0.55	0.58	0.78	0.79	0.68	0.31	0.29	0.49	0.60	0.78	0.32	0.54	0.67	0.64	0.65	
Mg#	36.29	31.51	32.64	36.50	33.42	19.85	27.53	41.17	39.79	31.41	30.67	23.30	34.14	28.08	38.58	27.18	28.72	

13-21. *Нижний плиоцен*. 13 – базальтовый трахиандезит, обр. G 8-30B-04 – подножье вулкана Гехасар. *Верхний эоплейстоцен*. 14 – риолит, обр. G 8-29B-04 – купол Спитакасар; 15 – риолит, обр. G 99 – купол Гехасар. *Нижний-средний неоплейстоцен*. Трахибазальт-трахиандезитовая серия, 16 – трахибазальт, обр. 859 – шлаковый конус Парваглух, колл. К. Карапетяна; 17 – базальтовый трахиандезит, обр. G97 – шлаковый конус Аштаракнер; 18 – трахиандезит, обр. 1007 – шлаковый конус Марахлапат, колл. К. Карапетяна. *Верхний неоплейстоцен-голоцен*. Трахибазальт-трахиандезитовая серия, 19 – трахибазальт, обр. G 91 – шлаковый конус Вишасар; 20 – базальтовый трахиандезит, обр. G 76 – шлаковый конус Севкатар; 21 – трахиандезит, обр. G 79 – шлаковый конус Мазаз. **Восточная структура – Нижний плиоцен**. 22 – плагиоклаз-двупироксеновый трахиандезит, обр. G 3-11A-04 – средн. течение р. Грыдзор; 23 – плагиоклаз-раговсобманковский трахит, обр. G 3-12A-04 – средн. течение р. Грыдзор. *Верхний плиоцен*. 24 – трахиандезиты маньчарского комплекса, обр. G 41 – р-н с. Кармиргюх; *Верхний плиоцен*. 25 – долеритовый трахибазальт, обр. G 47 – Маньчарское плато; 26 – долеритовый трахибазальт, обр. 222 – бассейн р. Аргичи, колл. Э. Харазяна. *Нижний-средний неоплейстоцен*. Трахибазальт-трахиандезитовая серия, 27 – трахибазальт, обр. G 70 – шлаковый конус Ваграмасар; 28 – базальтовый трахиандезит, обр. G 69 – Шлаковый конус Джартар; 29 – трахиандезит, обр. 1125 – шлаковый конус Еранос, колл. К. Карапетяна. *Верхний неоплейстоцен-голоцен*. Трахибазальт-трахиандезитовая серия, 30 – трахибазальт, обр. G58 – шлаковый конус Саакасар; 31 – базальтовый трахиандезит, обр. G 57 – шлаковый конус Мец Гавар; 32 – трахиандезит, обр. G 4-17B-04 – шлаковый конус Армаган; 33 – Ератумберская группа, трахиандезит, обр. G 54 – шлаковый конус им. Гамбаряна; 34 – Ератумберская группа, трахиандезит, обр. G 55 – шлаковый конус им. Джрбашяна.

приводится ниже на основании более 130 химических анализов по материалам автора и литературным источникам. Использовались как анализы, выполненные классическим методом силикатного анализа (лаборатория ИГН НАН РА), так и методом рентгено-флуоресцентного анализа (XRF, Smithsonian institute, анализы 13; 14; 22; 23; 32). Представительные составы и нормы по CIPW для главных типов изученных пород приведены в табл.2; все химические анализы для каждой структуры отражены на диаграммах TAS (Классификация..., 1997) (рис.1,2,3).

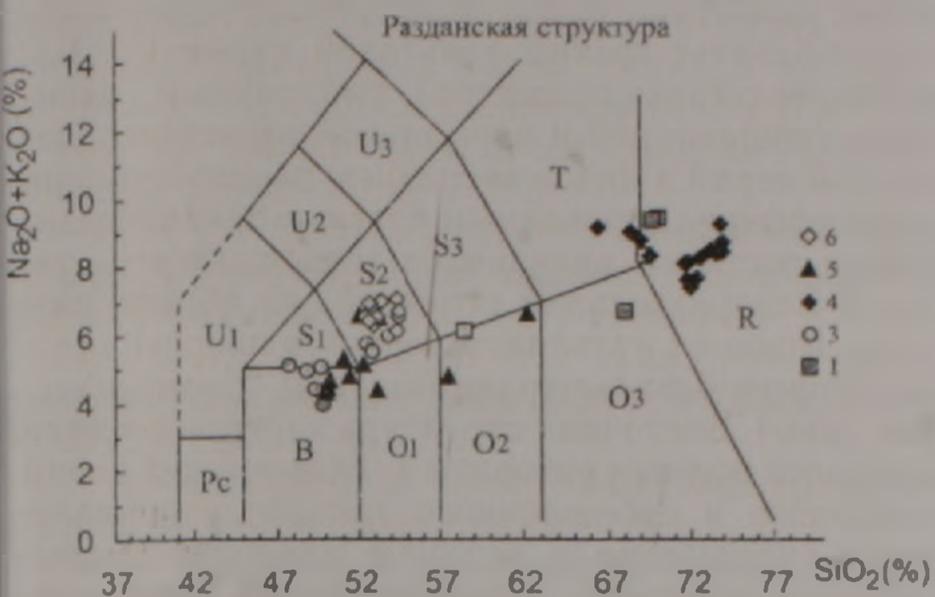


Рис 1. Нижний плиоцен – верхненеоплейстоцен-голоценовый возрастной разрез вулканических комплексов и серий Разданской структуры (TAS) Условные обозначения соответствуют символам, указанным на рис 4. В – базальт, O1 – базальтовый андезит, O2 – андезит, O3 – дацит, S1 – трахибазальт, S2 – базальтовый трахиандезит, S3 – трахиандезит, T – трахит, трахидацит, R – риолит

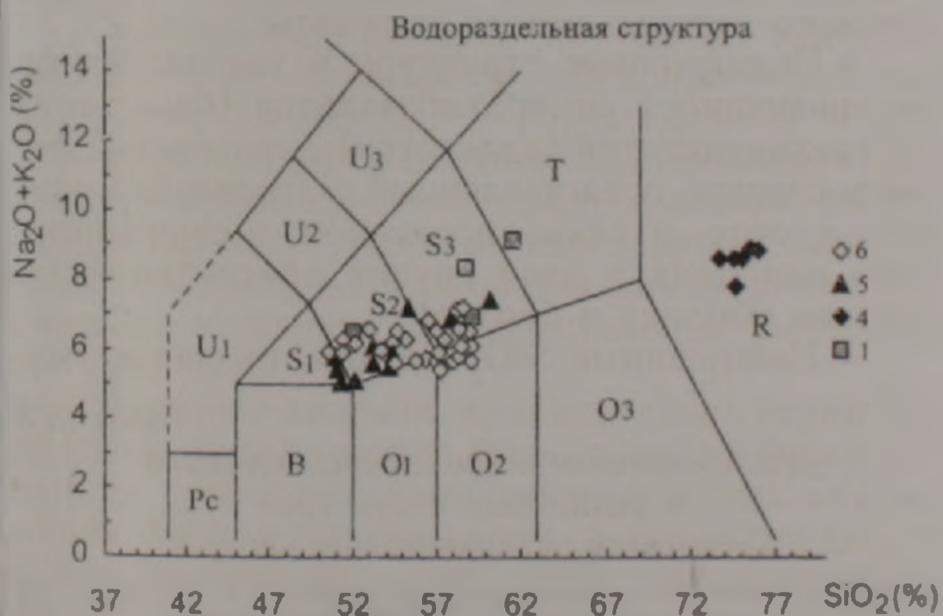


Рис 2. Нижний плиоцен – верхненеоплейстоцен-голоценовый возрастной разрез вулканических комплексов и серий Водораздельной структуры (TAS) Условные обозначения соответствуют символам, указанным на рис 4.

Разнообразие описанных выше петрографических типов вулканических пород Гегамского нагорья отражает их принадлежность к четырем петрохимическим сериям в следующей возрастной последовательности: трахиандезит-трахитовая, долеритовый базальт-трахибазальтовая, риолит-трахидацитовая, трахибазальт-трахиандезитовая.

Трахиандезит-трахитовая серия нижнего плиоцена в разных структурах дифференцирована по-разному. В Разданской структуре данный комплекс включает породы от андезитов ($SiO_2=58.44\%$) до дацитов ($SiO_2=68.00\%$) и при-

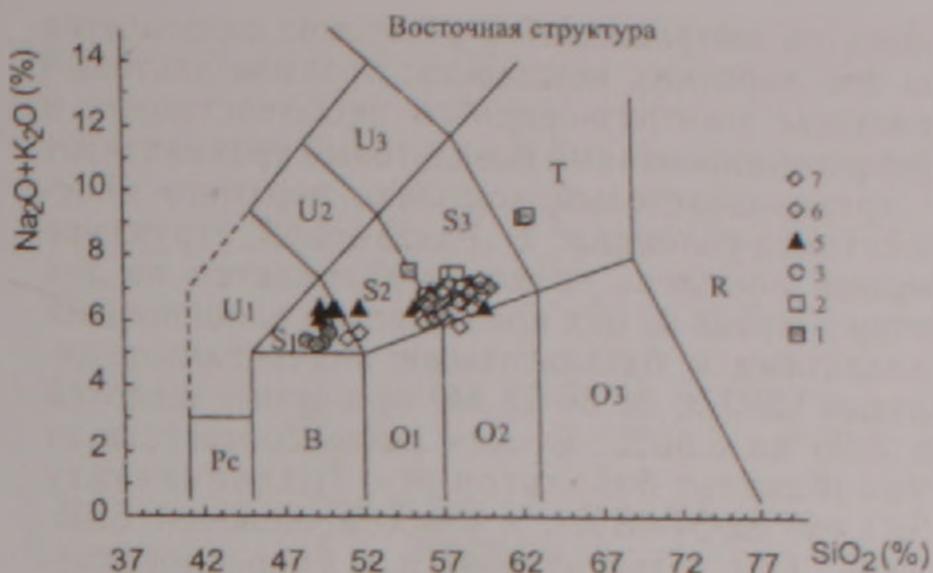


Рис.3. Нижний плиоцен – верхненеоплейстоцен-голоценовый возрастной разрез вулканических комплексов и серий Восточной структуры (TAS). Условные обозначения соответствуют символам, указанным на рис 4

надлежит умереннокалиевой, низкомагнезиальной, высокоглиноземистой серии ($al' = 2.10-2.99$).

В пределах Водораздельной структуры отмечаются вариации составов от высококалиевых базальтовых трахиандезитов к трахитам: по мере возрастания SiO_2 в диапазоне 52.13-61.24% общая щелочность возрастает до 6.46-9.10%. Содержания Al_2O_3 в том же направлении слабо возрастают параллельно убыванию MgO ; между содержаниями TiO_2 и K_2O устанавливается обратная зависимость.

В Восточной структуре прослеживается высококалиевый известково-щелочной тренд от трахиандезитов ($SiO_2=54.96\%$) до трахитов ($SiO_2=62.03\%$) с резким возрастанием суммы щелочей от 7.08 до 9.34%. В более молодых трахиандезитах маньчарского комплекса верхнего плиоцена ($SiO_2=55.93-58.40\%$) отмечается продолжение этого тренда во времени, принадлежащего высококалиевым ($K_2O=2.50-3.27\%$), умеренно магнезиальным ($MgO=2.30-3.51\%$) и умеренно глиноземистым типам ($al' = 1.69-1.91$).

Долеритовый базальт-трахибазальтовая серия слабо дифференцирована как по SiO_2 (47.82-53.03%), так и по сумме щелочей (4.0-5.5%), оставаясь в пределах умеренно-калиевых разностей. Латеральные вариации её состава выражены в приуроченности нормальных долеритовых базальтов и базальтовых трахиандезитов к Разданской структуре, а собственно долеритовых трахибазальтов – к Восточной структуре (рис.1,3).

Риолит-трахидацитовая серия развивалась, начиная с нижнего плиоцена, в три возрастные фазы, разделённые геологическим промежутком. Её вторая и третья фазы проявлены в пределах Разданской структуры, где они чётко дифференцированы в антидромном направлении от высококалиевых риолитов до трахидацитов с убыванием SiO_2 (от 73.99 до 66.44%) при сохранении общего высокого уровня щелочности. В Водораздельной структуре проявлена только третья фаза кислого вулканизма, представленная максимально обогащёнными SiO_2 (74.81-76.00%) риолитами калий-натриевого и калиевого уклона.

Трахибазальт-трахиандезитовая серия

является завершающей и отчетливо разделяется на два коротких комплекса: трахибазальтовый комплекс нижнего-среднего неоплейстоцена и дифференцированный базальтовый трахиандезит – трахиандезитовый комплекс верхнего неоплейстоцен-голоцена. В Разданской структуре первый комплекс четко раздваивается на две ветви. Первая из них представлена оливиновыми базальтами и базальтовыми андезитами-андезитами ($SiO_2 = 48.86-62.24$) при сумме щелочей от 3.95 до 6.66%. Вторая ветвь соответствует трахибазальт-базальтовому трахиандезиту ($SiO_2 = 47.82-54.48\%$), с суммой щелочей 5.08-7.06%. Обе ветви относятся к умереннокалиевому типу и характеризуются натриевым обликом ($K_2O/Na_2O = 0.24-0.75$), с заметной отрицательной корреляцией MgO и Al_2O_3 . Второй комплекс в Разданской структуре образует компактный рой точек в поле базальтовых трахиандезитов ($SiO_2 = 52.43-54.47\%$), сумма щелочей – 6.10-7.06. Это умеренно-магнезиальный ($MgO = 2.40-4.34\%$) и умеренно-глиноземистый ($al' = 1.29-1.90$) ряд.

В Водораздельной структуре для первого комплекса устанавливается субщелочной высококалиевый ряд от трахибазальтов до трахиандезитов ($SiO_2 = 50.92-60.24\%$), в котором с возрастанием SiO_2 заметно возрастает сумма щелочей (5.09-7.20%). По соотношению Na_2O и K_2O намечается переход от натриевого к калинатриевому типу ($K_2O/Na_2O = 0.40-0.80$). Второй комплекс представлен непрерывным рядом от трахибазальтов до трахиандезитов с отклонением в сторону андезитов ($SiO_2 = 50.98$ до 59.13%), при сумме щелочей 5.90-7.21%. Это высококалиевый ряд с $K_2O/Na_2O = 0.36-0.79$. Заметных вариаций Al_2O_3 - MgO не отмечается.

В Восточной структуре первый комплекс представлен тем же трахибазальт-трахиандезитовым рядом, с узким диапазоном возрастания щелочей (6.10-6.89%). Второй комплекс образует два прерывистых сгущения в области трахибазальтов ($SiO_2 = 51.04\%$) и трахиандезитов ($SiO_2 =$ до 59.53%); сумма щелочей варьирует от 5.40 до 6.85%, относится к калий-натриевому ($K_2O/Na_2O = 0.53-0.69$), умеренно-глиноземистому ($al' = 1.19-1.71$) и магнезиальному типам.

Составной частью второго комплекса Восточной структуры является Ератумберская группа вулканов, трахиандезитовый состав которых группируется в узком поле ($SiO_2 = 55.77-60.01\%$) при сумме щелочей 6.10-7.26%. Они имеют кали-натриевый облик ($K_2O/Na_2O = 0.51-0.80$), располагаясь на границе с высококалиевым полем. По текстурным и петрографическим признакам Ератумберская группа вулканов связана с особой, обогащенной газовой-флюидной фазой порцией магматического расплава.

Приведенный петрохимический анализ показывает, что вулканические комплексы Гегамского нагорья связаны с развитием вулканизма в интервале от нижнего плиоцена до верхнего неоплейстоцен-голоцена. Эти комплексы соответствуют известково-щелочным умереннокалиевым и субщелочным высококалиевым сериям. По такому классификационному признаку, как индекс Пикока ($SiO_2 = 55-57\%$), и постоян-

ному преобладанию Na_2O над K_2O они принадлежат тихоокеанскому петрохимическому типу.

Описанные серии являются укороченными и разделяются на последовательно дифференцированные (трахиандезит-трахитовая, трахибазальт-трахиандезитовая, базальт-андезитовая, риолит-трахидацитовая) и однородные (долерит-базальт-трахибазальтовая). В разных структурных единицах Гегамского нагорья они распределены по-разному (табл. 3). Разданская структура отличается длительным и прерывистым проявлением вулканизма риолит-трахидацитовой серии II и III фазы, развитием слабо дифференцированной долерит-базальт-трахибазальтовой серии (до базальтовых трахиандезитов), синхронным развитием субщелочной и нормальной известково-щелочной серий в нижнем-среднем неоплейстоцене и недифференцированным базальт-трахиандезитовым составом вулканитов завершающего этапа. В Водораздельной структуре из общего разреза выпадают вулканиты верхнего плиоцена (долеритовые базальт-трахибазальты и маньчарские лавы). Восточная структура характеризуется наиболее полным разрезом вулканических серий основного и субщелочного трендов и проявлением вулканизма в верхнем плиоцене (маньчарский комплекс, продолжающий эволюцию трахиандезит-трахитовой серии нижнего плиоцена), а также недифференцированной долерит-базальт-трахибазальтовой серией. В составе пород завершающего этапа преобладают трахиандезиты, т.е. выдерживается гомодромный тренд.

В качестве самых общих характеристик последовательно дифференцированных серий Гегамского нагорья можно выделить:

- Полифировые структуры и унаследованно развивающийся от трахибазальтов (базальтов) до трахиандезитов (андезитов) парагенезис фенокристаллов, представленный плагиоклазом, оливином, орто- и клинопироксеном; в серии нижнего плиоцена к этой группе присоединяются роговая обманка и биотит.

- Насыщенные SiO_2 составы, низкая и уме-

Таблица 3

Распределение петрохимических серий в различных структурах Гегамского вулканического нагорья

Возраст	Разданская	Водораздельная	Восточная
Верхний неоплейстоцен-голоцен	Базальтовая трахиандезитовая	Базальтовый трахиандезит-трахиандезитовая	Базальтовый трахиандезит-трахиандезитовая
Нижний-средний неоплейстоцен	Трахибазальт-трахиандезитовая	Трахибазальт-базальтовая, трахиандезит-трахиандезитовая	Трахибазальт-базальтовая, трахиандезит-трахиандезитовая
	Базальт-андезитовая		
Верхний эоплейстоцен	Риолит-трахидацитовая III фазы	Риолитовая III фазы	-
Верхний плиоцен	Долерит-базальтовая	-	Долерит-трахибазальтовая
Нижний плиоцен	Андезит-лацитовая; риолитовая II фазы	Базальтовый трахиандезит-трахитовая	Трахиандезит-трахитовая

ренная магнезиальность и титанистость, повышенная глиноземистость, натриевый и калий-натриевый уклон.

- Гомодромный тип дифференциации с возрастанием SiO_2 и $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ отношения при почти постоянном содержании Na_2O . По мере увеличения SiO_2 от базальтовых членов к базальтовым трахиандезитам содержание MgO и Al_2O_3 заметно уменьшается, далее к трахиандезитам уровень магнезиальности и глиноземистости сохраняется почти неизменным. Видимо, постоянством магнезиально-железистого отношения в ходе дифференциации расплавов можно объяснить присутствие порфировых вкрапленников оливина и гиперстена, во всех членах серий. MgO и CaO в том же направлении обнаруживают отрицательную корреляцию с SiO_2 .

- Особое место в ряду последовательно дифференцированных серий занимает антидромная риолит-трахидацитовая серия калиевого уклона, проявленная неоднократно и связанная с автономными магматическими очагами (Karapetyan et al., 2001).

Для однородной долерит-базальт-трахибазальтовой серии характерны:

- Монофировый оливиновый состав темноцветных фенокристаллов и полнокристаллическая основная масса, сложенная плагиоклазом, клинопироксеном и оливином.

- Недосыщенный SiO_2 состав, натриевый тип щелочности, повышенная магнезиальность и низкая глиноземистость, гомодромный тренд при узком диапазоне согласованных вариаций SiO_2 и K_2O .

Особенности химизма изученных вулканических серий отражены на дискриминационной диаграмме $\text{SiO}_2 - \text{K}_2\text{O} - \text{MgO}$ (Демина и др., 1999), где они занимают поле коллизионных вулканитов, промежуточное между вулканитами зон субдукции и континентальных рифтов. Долеритовые базальты на данной диаграмме отчетливо смещены к границе континентальных рифтовых зон (рис.4).

Эволюция химизма вулканических серий Гегамского нагорья может быть связана с формированием разноглубинных магматических очагов мантийного и нижнекорового происхождения (Джрбашян и др., 1996, 2002; Меликсетян и др., 1998; Арутюнян, 2003; Бубнов и др., 2006), в сложной обстановке коллизионной разломной тектоники и местами континентальной субдукции, в которой участвовал преимущественно коровый материал с низким содержанием флюидной фазы. Вулканизм отдельных структур нагорья развивался в плиоцене-верхнем неоплейстоцене-голоцене в определенной мере автономно, что особенно резко выражено в Разданской структуре. Различия в проявлении вулканизма почти полностью исчезают лишь на заключительном этапе, и развивается генетически единая трахибазальт-трахиандезитовая серия, отвечающая наибольшей степени плавления магматического источника. При этом равномерное распределение Na_2O и согласованные вариации MgO и CaO могут указывать на постоянство уровня этого источника и вариации лишь глубинных температур

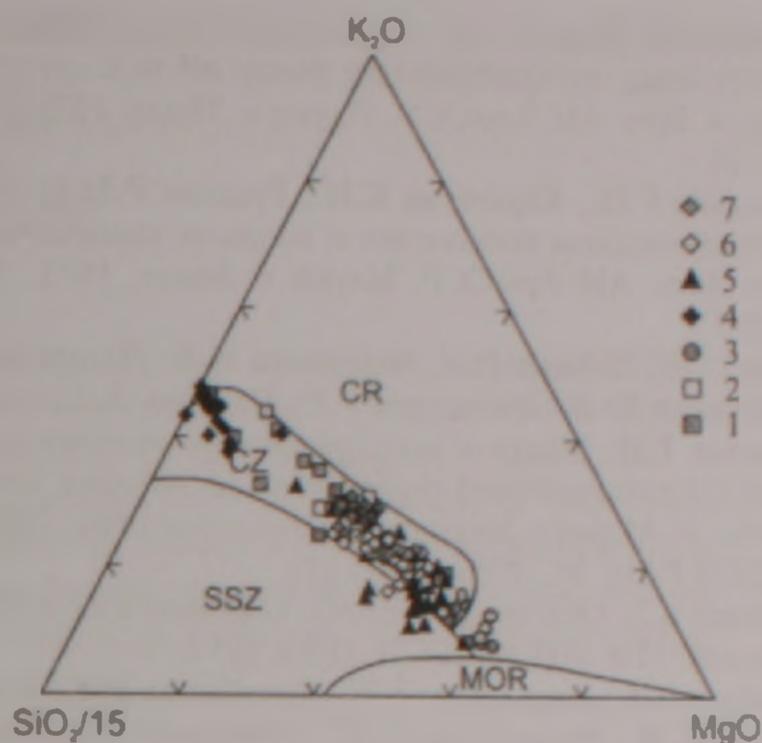


Рис 4 Коллизионные вулканиты Гегамского нагорья на диаграмме соотношений SiO_2 , MgO и K_2O . MOR – поля для вулканитов, образовавшихся в обстановках срединно-океанических хребтов, CR – континентальных рифтов, SSZ – зон субдукции и CZ – область континентальной коллизии, даны по Демину, Симонову (1999). Условные обозначения пород: 1 – нижний плиоцен, 2 – верхний плиоцен (маньчарский комплекс), 3 – верхний плиоцен (долеритовые базальт-трахибазальты), 4 – верхний эоплейстоцен, 5 – нижний-средний неоплейстоцен, 6 – верхне-неоплейстоцен-голоцен, 7 – ератумберские вулканиты верхне-неоплейстоцен-голоценового возраста.

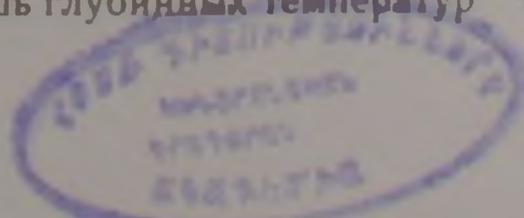
магмогенеза (Абрамович и др., 1989).

В геодинамическом аспекте дифференцированные субщелочные серии отражают режимы глубинного сжатия и скучивания земной коры, однородная долерит-базальт-трахибазальтовая серия развивается в условиях растяжения, направленного перпендикулярно к зонам сжатия, особенно характерным для областей клиновидных выступов сходящихся плит, в данном случае выступа Аравийского клина ("Эволюция...", 1987; Остроумова и др., 1995; Короновский и др., 1999). В рамках крупных регионов подобное сочетание петрохимических серий является индикаторным для зон континентальной коллизии с их мозаикой микроплит и блоков, несущих черты островодужных, окраинно-континентальных, рифтогенных режимов при значительной роли континентально-коровой субдукции вдоль границ микроплит и развития структур типа "pull apart basin" (Абрамович и др., 1989; Остроумова и др., 1995; Короновский и др., 1999; Karakhanyan et al., 2002; Хаин и др., 2005).

В заключение автор выражает глубокую благодарность Р.Т. Джрбашяну, А.Х. Мнацаканяну, К.Г. Шириняну, С.Г. Карапетяну, А.С. Караханяну за помощь и поддержку в выполнении исследований и в подготовке статьи.

ЛИТЕРАТУРА

- Абрамович И.И. Петрологические данные. В кн.: "Геодинамические рекомендации". М.: Недра, 1989, 275 с.
 Асланян А.Т. Региональная геология Армении. Ереван: Айпетрат, 1958, 427 с.
 Асланян А.Т., Багдасарян Г.П., Ширинян К.Г. Об одном



- ключевом разрезе для понимания взаимоотношений третичных вулканогенных толщ Армянского нагорья. Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1978, №6, с.7-21.
- Багдасарян Г.П., Карапетян К.И., Гукасян Р.Х. О стратиграфическом положении и возрасте манычарских лав. Изв. АН АрмССР. Науки о Земле, 1973, №3, с.10-17.
- Бубнов С.Н., Лебедев В.А., Чернышев И.В., Чугаев А.В., Гольцман Ю.В., Вашакидзе Г.Т., Баирова Э.Д., Олейникова Т.И. Место и роль основного вулканизма в неоген-четвертичной геологической истории Большого и Малого Кавказа. "Геохронология 2006", ИГЕМ РАН, М., 2006, с.128-131.
- Габриелян А.А. Основные вопросы тектоники Армении. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1959, 183 с.
- Габриелян А.А., Багдасарян Г.П., Джрбашян Р.Т., Карапетян К.И., Меликсетян Б.М., Мелконян Р.Л., Мнацаканян А.Х. Основные этапы геотектонического развития и магматической деятельности на территории Армянской ССР. Изв. АН АрмССР. Науки о Земле, 1968, т. XXI, №1-2, с.6-39.
- Демина Л.И., Симонов Д.А. Вулканыты как индикаторы процесса континентальной коллизии. ДАН РФ, т.366, №6, 1999, с.793-796
- Джрбашян Р.Т. Палеогеновые вулканические пояса зоны замыкания океана Тетис (Малый Кавказ) Автореф. дисс. на соискание уч. ст. доктора геол.-мин. наук. Тбилиси, КИМС, 1989, 59 с.
- Джрбашян Р.Т., Казарян Г.А., Карапетян С.Г., Меликсетян Б.М., Мнацаканян А.Х., Ширинян К.Г. Мезокайнозойский базальтовый вулканизм северо-восточной части Армянского нагорья. Изв. АН АрмССР. Науки о Земле, 1996, т. XLIX, №1-3, с.19-31.
- Джрбашян Р.Т., Карапетян С.Г., Бигази Дж. Новые данные геохронологии и геохимии позднеколлизионных риолит-обсидиановых куполовидных вулканов Армении: изотопное датирование геологических процессов: новые методы и результаты. Тезисы докладов I Российской конференции по изотопной геохронологии, М., 2000, с.128-130.
- Джрбашян Р.Т., Карапетян С.Г., Мнацаканян А.Х. Позднеколлизионный риолитовый вулканизм северо-восточной части Армянского нагорья. Труды ГИН АН Грузии. Нов. сер., вып. 117, Тбилиси, 2002, с.53-63.
- Зоненшайн Л.П., Савостин Л.А. Введение в геодинамику. М.:1979, 311 с.
- Карапетян К.И. Вулканы Гегамского нагорья. В кн.: Новейший вулканизм некоторых районов Армянской ССР. Изд. АН АрмССР, 1973, с.5-62.
- Карапетян К.И., Саруханян Л.Б. Об акцессорных минералах трахиандезитовой формации Гегамского нагорья. В кн.: "Магматизм и оруденение Армянской ССР". Изд. АН АрмССР, 1974, с.69-80.
- Карапетян К.И. Трахиандезитовая формация. В кн. Магматические и метаморфические формации Армянской ССР. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1981, с.211-216.
- Карапетян С.Г. К вопросу о возрасте и стратиграфическом положении новейших липаритовых и липарито-дацитовых пород Армянской ССР. Изв. АН Арм.ССР. Науки о Земле, 1968, т. XXI, №1-2, с.60-71.
- Карапетян С.Г. Особенности строения и состава новейших липаритовых вулканов Армянской ССР. Ереван: Изд АН АрмССР. 1972, 196 с.
- Караханян А.С., Джрбашян Р.Т., Трифонов В., Филип 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, т. LVII, №1, с.3-24.
- Короновский Н.В., Демина Л.И. Коллизионный этап развития Кавказского сектора Альпийского складчатого пояса: геодинамика и магматизм. Геотектоника, 1999, №2, с.17-35.
- Классификация магматических (изверженных) пород и словарь терминов. Рекомендации Подкомиссии по систематике изверженных пород Международного союза геологических наук. М.: Недра, 1997, 246 с.
- Левинсон-Лессинг Ф.Ю. Армянское вулканическое нагорье. Природа, 1928, №5, с.429-446
- Лордкипанидзе М. Б. Альпийский вулканизм и геодинамика центрального сегмента Средиземноморского складчатого пояса. Тбилиси: Мецниереба, 1980, 162 с.
- Меликсетян Б.М., Карапетян С.Г., Гукасян Р.Х., Мнацаканян А.Х. Рубидий-стронциевый изотопный состав и геохимические особенности новейших риолитовых вулканитов Армении. Изв. АН АрмССР. Науки о Земле, 1998, т. LI, №1-2, с.40-59.
- Милановский Е.Е. Новейшая тектоника Севанской впадины. Бюлл. МОИП, отд. геологии, 1960, т. XXXV, №5, с.5-61.
- Надарейшвили Г. Ш., Джанелидзе Т.В., Джрбашян Р.Т., Мустафаев Г.В., Мустафаев М.А. Фанерозойский вулканизм Южного Кавказа. Труды ГИН АН Грузии. Нов., сер. вып. 117, Тбилиси, 2002, с.39-52.
- Навасардян Г.Х., Ширинян К.Г. Петрохимические серии базальтоидов Гегамского вулканического нагорья и некоторые вопросы вулканизма. Изв. НАН РА. Науки о Земле, 2005, т. LVIII, №2, с.9-16.
- Остроумова А.С., Центр И.Я. Петрологическое изучение магматических ассоциаций коллизионных обстановок. М., 1995, 217 с.
- Ханн В.Е., Ломизе М.Г. Геотектоника с основами геодинамики. М., 2005, 553 с.
- Ширинян К.Г. Новейший вулканизм и проблема нефтегазоносности Армении. Зап. Арм. отд. ВМО, вып. 3. Вопросы минералогии и петрографии Армянской ССР. 1966, с.34-47.
- Ширинян К.Г., Аджимамудов Э.Б. Тектонические условия новейших вулканических проявлений Армении (по данным геофизических исследований). В кн.: Вулканизм и глубинное строение Земли. Труды II Всесоюз. вулканолог. совещ. Т.3. М.: Наука, 1966, с.82-89.
- Ширинян К.Г. О связи петрофизических и петрохимических особенностей новейших вулканических серий Армении с блоковыми структурами. В кн.: Вулканизм и формирование минеральных месторождений в Альпийско-Гималайской геосинклинальной зоне. М.: Наука, 1973, с.127-137.
- Эволюция магматизма в истории Земли. Магматические горные породы. М.: Наука, 1987, 438 с.
- Karakhanian A., Jrbashyan R., Trifonov V., Philip H., Arakelian S., Avagian A. Holocene-Historical Volcanism and Active Faults as Natural of Volcanology and Geothermal Research, 113, 1, 2002, pp.319-344.
- Karapetyan S.G., Jrbashyan R.T., Mnatsakanyan A.Kh.. Late collision rhyolitic volcanism in the north-eastern part of the Armenian Highland. Journal of Volcanology and Gheothermal Research 112, 2001, p.189-220.

**ԳԵՂԱՄԱ ԲԱԲՉՐԱՎԱՆՎԱԿԻ ՈՒՇ ԿՈԼԻԶԻՈՆ
ՀՐԱԲԻԱԿԱՆՈՒԹՅԱՆ ՊԵՏՐՈԳՐԱՖԻԱԿԱՆ ԵՎ ՊԵՏՐՈՔԻՄԻԱԿԱՆ
ԱՌԱՆՉՆԱՀԱՏԿՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԸ**

Գ. Խ. Նավասարդյան

Ամփոփում

Հոդվածում դիտարկվում են Գեղամա բարձրավանդակի հրաբխային ապարների պետրոգրաֆիական և պետրոքիմիական առանձնահատկությունները: Համաձայն ընդունված պետրոքիմիական դասակարգման (TAS), առաջին անգամ կատարվել է բարձրավանդակի ստորին պլիոցենից մինչև նեոպլեյստոցեն-հոլոցենի հասակի հրաբխային գոյացումների համակարգում: Առանձնացվել են դիֆերենցացված և համասեռ սուբալկալային չափավոր և բարձր կալիումային տիպի սերիաներ, որոնք ձևավորվել են մայրցամաքային կոլիզիոն բարդ երկրադինամիկական պայմաններում, խորքային սեղման և ձգման շարժումների զուգորդմամբ:

**PETROGRAPHIC AND PETROCHEMICAL PECULIARITIES
OF LATE COLLISION VOLCANISM OF THE GEGHAM UPLAND**

G. Kh. Navasardian

Abstract

The article deals with petrographic and chemical composition of the Gegham Upland volcanites. Following the accepted petrochemical classification (TAS), the first ever systematization is made for the region's volcanic rocks from Lower Pliocene to Neo-Pleistocene- Holocene. Established is their belonging to consecutively differentiated and homogenous series of lime-alkaline moderately potassic and sub-alkaline high potassic types. The described series are indicative to continental collision zones and form under conditions of a complex combination of geodynamic regimes of deep-seated compression and tension.