

## ПЕТРОГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ВЕРХНЕМЕЛОВОГО ВУЛКАНИЗМА МАЛОГО КАВКАЗА

© 1997 г. Х. Б. Меликсетян

*Институт геологических наук НАН РА  
375019 Ереван, пр. Маршала Баграмяна, 24а, Республика Армения  
Поступила в редакцию 27.03.97.*

Зоны проявления верхнемелового вулканизма Малого Кавказа представляют собой сложные геодинамические обстановки, характеризующиеся различными тектоническими режимами и разнообразными по типу и петрохимическим особенностям магматическими сериями. В настоящей работе проведена детальная петрохимическая типизация вулканических образований предколлизийного этапа (верхний мел) в пределах Малого Кавказа (Армения, Нагорный Карабах), с использованием новых аналитических данных. Уточнена сериальная принадлежность верхнемеловых вулканических серий Малого Кавказа и проведено сопоставление с одновозрастным вулканизмом сопредельных территорий.

Тектоническая структура Малого Кавказа, описанная в работах [3, 4, 5, 6, 7, 8, 12], представляется в целом как сложное сооружение, объединяющее разнотипные по фундаменту и истории развития структуры, совмещенные альпийской коллизийной геодинамикой, обусловленной взаимодействием и столкновением Евразийской и Афро-Аравийской плит. Одной из крупных геоструктурных единиц Малого Кавказа является Сомхето-Карабахско-Капанская зона, или Малокавказская островная дуга (МОД)—центральный сегмент мезозойской Понтийско-Малокавказско-Эльбурской энсиалической островной дуги. Принято [4, 6], что МОД развивалась в юре-неокоме над северонаправленной зоной активной субдукции и что к началу кайнозоя вследствие конвергенции Евразийского и Афро-Аравийского континентов произошло поглощение океанической коры Тетиса, с возникновением гетерогенного континентального пояса. Таким образом, верхнемеловой вулканизм Малого Кавказа приурочен во времени к таким крупным геодинамическим событиям, как замыкание океана Тетис и, являясь заключительным этапом магматической активности МОД, предваряет начало специфической коллизийной геодинамики и магматической активности палеоген—четвертичного. Изучение геохимических, петрохимических и минералогических аспектов верхнемелового вулканизма имеет большое значение в понимании особенностей эволюции Средиземноморского пояса в целом.

### Геологическое положение верхнемеловых вулканических серий Малого Кавказа

В пределах МОД проявления верхнемелового вулканизма локализованы в системе прогибов, связанных с наложенными процессами рифтинга и деструкции островодужной системы [1, 3, 9, 10], которые проявлены на фоне общей конвергенции Евразийского и Афро-Аравийского континентов [3, 4, 6]. Структуры подобного рода—Иджеванский, Мартунинский, Гочасский прогибы. По данным [6], верхнемеловой вулканический пояс протягивается на запад через Понтийский хребет (Турция) к Бургасскому прогибу в Среднегорье (Болгария) и на юго-восток в Иран. Отмечается синхронность эволюции верхнемелового вулканического пояса с формированием офиолитокластовых олистоостров (поздний сеноман-коньяк) и обдукции офиолитов (коньяк)

на островную дугу [6]. Иджеванский и Мартунинский прогибы локализованы в тыловой зоне МОД и имеют резко выраженный палочный характер, ограничены глубинными разломами, контролирующими рифтогенное погружение. Положение Гочасского прогиба отвечает тыловой зоне Капанского сегмента МОД, где вулканы кампан-мастрихта непосредственно перекрывают мезозойский офиолитовый комплекс [6, 10]. Характерно, что центры вулканизма в пределах Иджеванского, Мартунинского и Гочасского прогибов представлены относительно небольшими линейно расположенными аппаратами центрального типа, с взрывными извержениями и излияниями лав в мелководной обстановке и возникновением вулканических островов. Отмечается независимость развития названных прогибов и проявление различных по происхождению, типу и степени дифференцированности вулканических серий [1, 3, 9, 19].

Иджеванский прогиб расположен в северо-восточной части Армении, в междуречье Дебед и Тауш. Вулканизм отличался высокой эксплозивностью и развивался в два последовательных этапа. На первом этапе (коньяк-нижний сантон) происходило извержение лав и брекчий оливиновых базальтов, на втором (верхний сантон)—эксплозии кислого пирокластического материала и формирование вулканических куполов и neckов риодацитов и риолитов. В осевой полосе Иджеванского прогиба оливин-базальтовый вулканизм проявлялся также и в верхнем сантоне.

Мартунинский прогиб расположен в Нагорном Карабахе, в зоне, переходной от МОД к Куро-Араксинской депрессии. Возраст проявления вулканизма сантонский [1]. Образование комплекса вулканитов Мартунинского прогиба происходило в две фазы: первая—в условиях мелкого моря с извержением больших масс эпидейцитовых тефритов и трахибазальтов, внедрением даек того же состава и малых интрузий субщелочных габброндов, вторая—фаза затухания активности, с внедрением малых субвулканических тел и даек трахиандезитобазальтов.

Гочасский прогиб протягивается от реки Аракс на юго-востоке, до Восточно-Севанского хребта на северо-западе, с юго-запада и северо-востока ограничен соответственно Капанским блоком и Севано-Акеринской офиолитовой зоной [10]. Отмечается зональность вулканизма, проявленная в преимущественном развитии вулканических пород в осевой, а вулканогенно-осадочных и осадочных—в бортовых частях прогиба. Вулканогенно-осадочная толща Гочаса относится к позднему сенону-нижнему мастрихту, с наибольшей интенсивностью вулканизма в кампане [10]. Вулканический комплекс имеет сложный состав и представлен серией щелочных оливиновых базальтов и серией субщелочных базальтов, андезитов и трахитов.

Данные о геологии и петрогеохимии верхнемелового вулканизма Понтид приведены в работах [6, 15]. Описаны проявления известково-щелочного и высококальциевого щощонитового вулканизма.

#### Методика исследования

Содержания главных породообразующих элементов проанализированы методом рентгенофлуоресцентного анализа на квантометре РW-1600 «Philips». Содержания редкоземельных элементов (La, Ce, Nd, Sm, Eu, Gd, Er, Yb, Lu) определены методом инструментальной нейтронной активации. Атомно-абсорбционным методом определены концентрации Y, Li, Ba, Rb, Sr, Cs, Zr, Pb, Sc, Co, Ni, Cr, Cu, Zn, V. Все анализы выполнены в ГЕОХИ РАН, Москва.

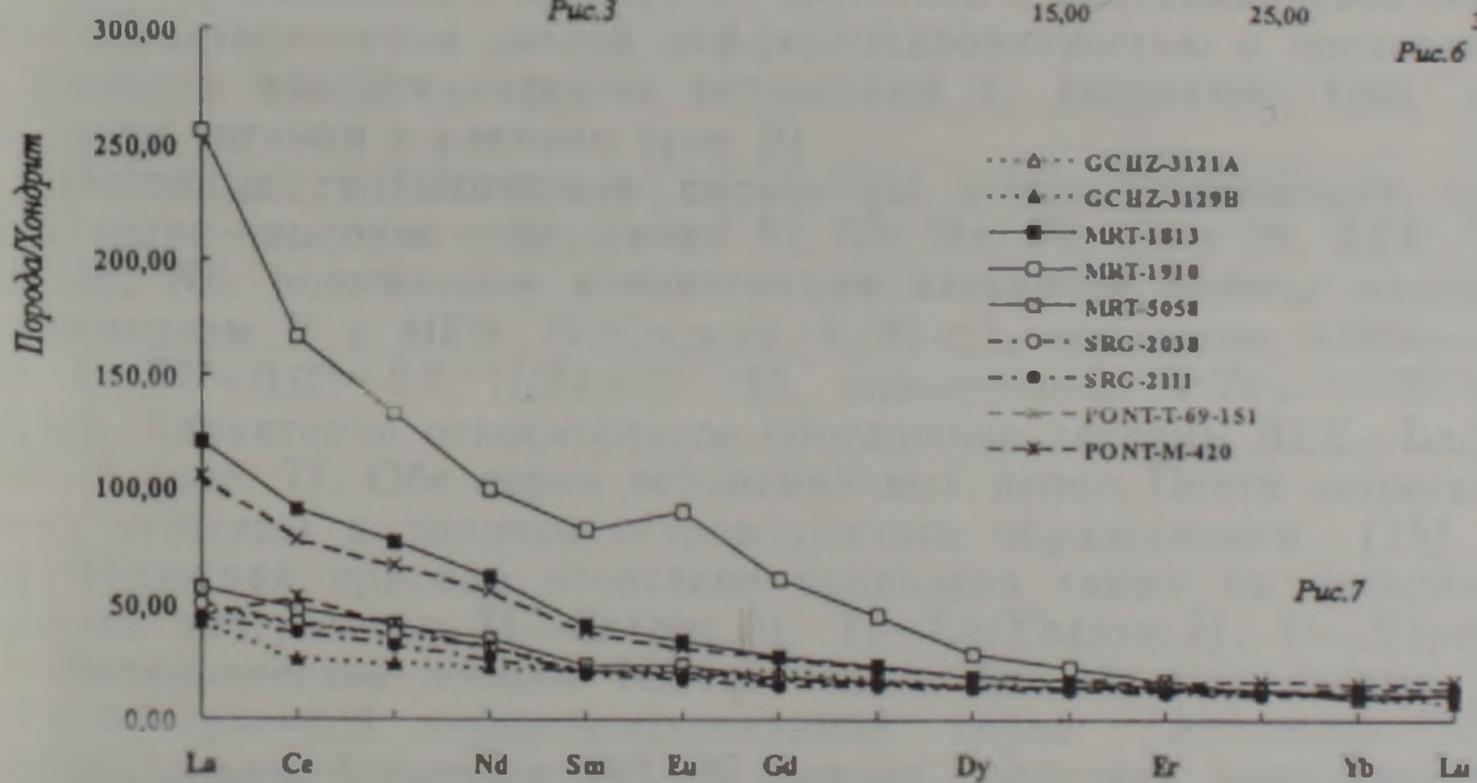
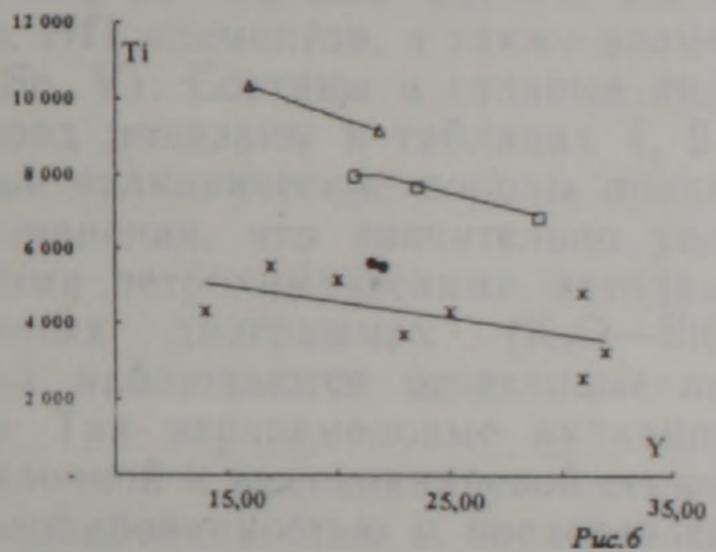
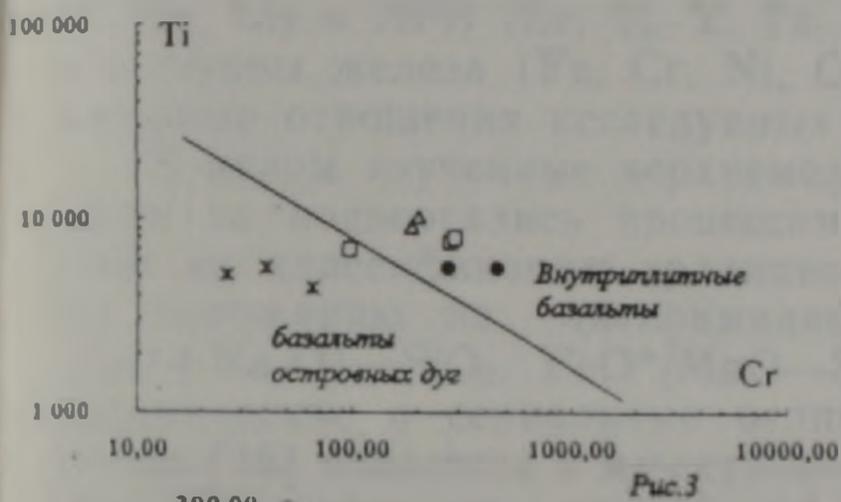
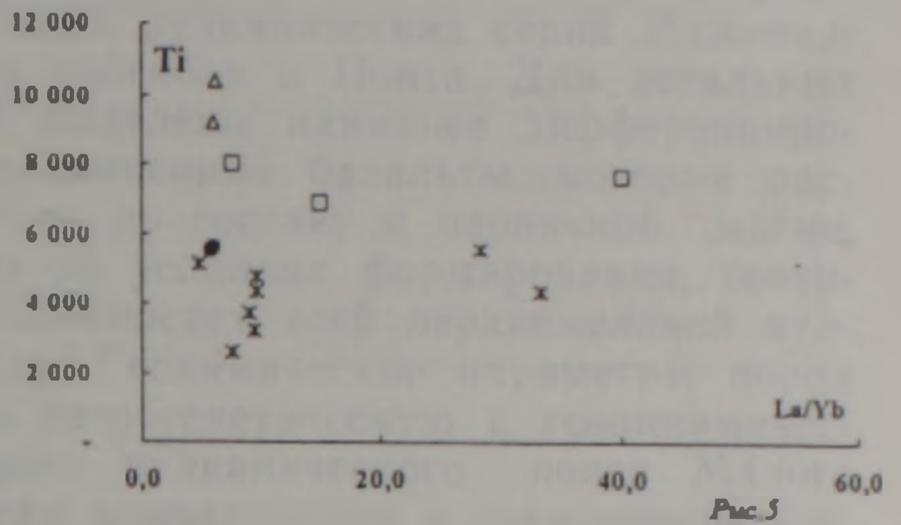
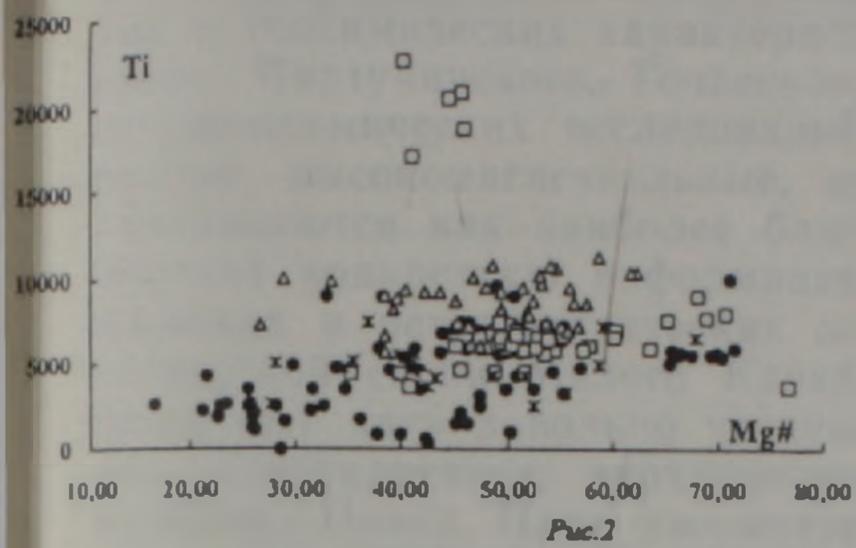
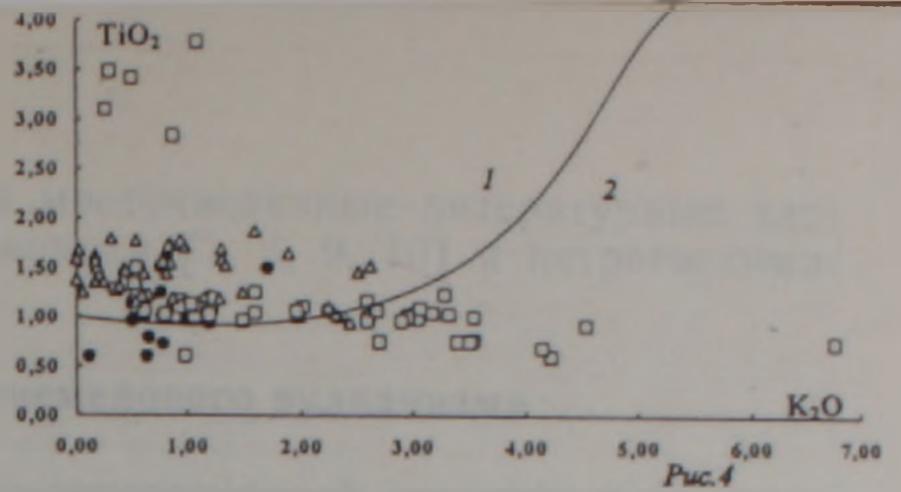
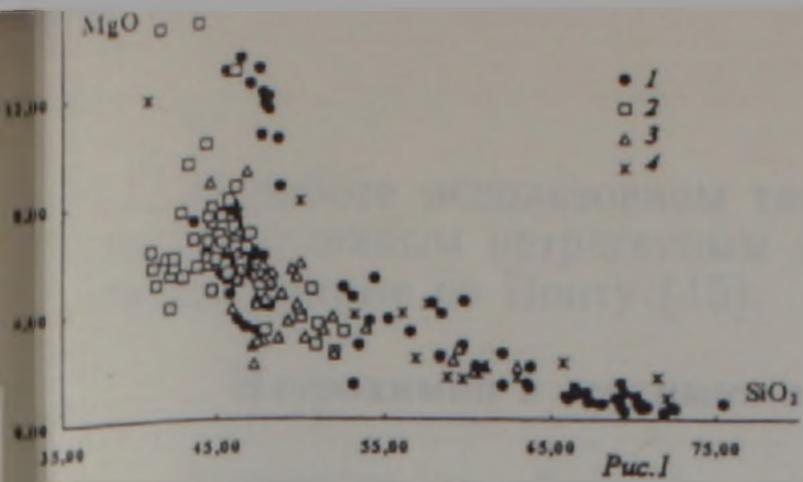


Рис.1 Диаграмма  $MgO-SiO_2$  для пород Иджеванского, Мартунинского, Гочасского прогибов и Понта. Условные обозначения: 1- Иджеванский прогиб, 2-Мартунинский прогиб, 3- Гочасский прогиб, 4- Понт.

Рис.2 Диаграмма  $Ti$  (ppm) -  $Mg\#$  для пород Иджеванского, Мартунинского, Гочасского прогибов и Понта. Условные обозначения см. рис. 1

Рис.3 Диаграмма  $Ti$  (ppm) -  $Cr$  (ppm) по [15] для разделения островодужных и внутриплитных базальтоидов. Базальты Иджевана, Мартуни, Гочаса, Понта. Условные обозначения см. рис. 1

Рис.4 Диаграмма  $TiO_2 - K_2O$  для пород Иджеванского, Мартунинского и Гочасского прогибов. Поле 1 - преимущественно внутриплитные породы, поле 2 - островодужные (по литературным данным). Условные обозначения см. рис.1.

Рис.5 Диаграмма  $Ti$  (ppm) -  $La/Yb$ . Базальты Иджевана, Мартуни, Гочаса, Понта. Условные обозначения см. рис. 1.

Рис. 6 Диаграмма  $Ti$  (ppm) -  $Y$  (ppm) Видны тренды изменения содержания  $Y$  при относительно равных концентрациях титана в каждой из групп пород и различия между базальтами исследуемых групп (Иджевана, Мартуни, Гочаса, Понта). Условные обозначения см. рис.1.

Рис 7. Распределение РЗЭ в базальтах Иджевана, Мартуни, Гочаса, Понта, нормированное к хондриту (хондрит по Anders & Grevesse 1989)

В работе использованы также многочисленные литературные данные по главным петрогенным элементам [1, 6, 9, 10] и петрогеохимические данные по Понту [15].

### Петрохимия и геохимия верхнемелового вулканизма

Несмотря на общность геолого-тектонической позиции и близость возраста формирования, отмечены большие различия в петрохимических и геохимических характеристиках вулканических серий Иджеванского, Мартунинского, Гочасского прогибов и Понта. Для детальных петрогеохимических исследований выделены наименее дифференцированные, высокомагнезиальные, неизмененные базальты, которые рассматриваются как наиболее близкие по составу к первичной магме, несущие конкретную информацию об условиях формирования, геохимических и петрогенетических особенностях всей верхнемеловой вулканической серии Малого Кавказа. Геохимические параметры пород позволяют дать довольно четкую петрогенетическую и геодинамическую интерпретацию верхнемелового вулканического пояса Малого Кавказа—Понта. Нами рассмотрены концентрации и зависимости распределения REE (La, Ce, Nd, Sm, Eu, Gd, Er, Yb, Lu), LIL (K, Rb, Cs, Sr, Ga, Li) и HFS (Zr, Ti, Y, Ta, Nb, Hf) элементов, а также элементов группы железа (Fe, Cr, Ni, Co, Sc, V). Составы и главные индикаторные отношения исследуемых пород показаны в таблицах 1, 2.

В целом изученные верхнемеловые вулканические породы практически не подвергались процессам изменения, что значительно упрощает их классификацию традиционными петрохимическими методами. По положению на дискриминационных диаграммах ( $K_2O-SiO_2$ ,  $(K_2O+Na_2O)-SiO_2$ ,  $FeO^*/MgO-SiO_2$ ) наблюдаются отчетливые петрохимические и сериальные отличия. Так верхнемеловые вулканы Понта [15] относятся к известково-щелочной и высококалийевой сериям. Они характеризуются резкой дифференцированностью и представлены в основном высококалийевыми андезитами и дацитами. Обе серии обеднены титаном и магнием (рис. 2).

Основные геохимические параметры пород Понтийского хребта следующие—высокие содержания Al, Rb, Ba, Pb, Cs и Sr, REE, Y, U, Th, Hf, Nb, пониженные концентрации элементов группы железа, за исключением V и HFS,  $Ni/Co > 10$ ,  $V/Ni < 1$ , невысокие  $K/Rb = 180-655$ ,  $Ba/Rb = 0,03-6,6$ ,  $Ti/Zr = 21-48$ , повышенные  $Zr/Sc = 4-26$  отношения. Характерно относительное обогащение легкими REE— $La/Yb = 4-9$  (рис. 7). Обе серии верхнемеловых пород Понта петрогенетически отнесены к типично островодужным образованиям [15]. Их островодужная природа отчетливо проявлена также на дискриминационных диаграммах  $Ti-Cr$  (рис. 3),  $Ti-La/Yb$  (рис. 5),  $Ti-Y$  (рис. 6).

Вулканические породы Иджеванского прогиба принадлежат известково-щелочной дифференцированной серии ( $SiO_2 = 44-75\%$ ) с преобладанием базальтов [9]. В составе последних выделяются два типа—субщелочные  $Ol+Crх+Pl$  базальты с нормативным нефелином и высокомагнезиальные  $Ol$  долериты с нормативным гиперстеном. Последующие дифференциаты серии представлены  $Orх+Crх+Pl$  андезитобазальтами,  $Am+Pl$  андезитами,  $Am+Orх+Pl$  риодацитами,  $Bi+Pl+Q+Sn$  риолитами [3, 9]. Основные дифференциаты серии обнаруживают повышенные содержания титана и магния. Породы Иджеванского прогиба, формировавшиеся в условиях рифтогенного растяжения, резко отличаются от одновозрастных серий Понта прежде всего за счет сильного преобладания базальтов над средними и кис-

Содержания главных петрогенных элементов и элементов-примесей в базальтах Иджеванского, Мартунинского и Гочасского прогибов

	M-SRG-2033	M-SRG 203A	M-SRG-2110	M-SRG-2112	M-SRG-2113	M-SRG-2111	M-MRT-1910	M-MRT-5058	M-MRT-1813	M-MRT-1806	M-MRT 1830	M-GCHZ 3129	M-GCHZ-3121
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
SiO <sub>2</sub>	47.76	48.14	48.77	47.91	47.99	48.10	44.32	43.82	46.06	46.93	47.44	44.53	47.85
TiO <sub>2</sub>	0.94	0.90	0.97	0.93	0.92	0.92	1.28	1.33	1.15	1.04	1.02	1.73	1.53
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.50	15.03	16.00	15.17	15.06	14.95	18.74	14.07	14.82	15.63	17.48	15.42	18.28
FeO*	9.21	8.86	7.89	8.89	8.98	9.00	8.15	10.72	10.00	10.07	9.52	9.66	8.02
MnO	0.16	0.16	0.13	0.16	0.16	0.17	0.14	0.18	0.17	0.19	0.19	0.16	0.13
MgO	12.02	11.85	8.51	11.56	11.82	11.41	10.16	14.60	8.50	6.79	5.42	8.75	4.39
CaO	9.04	9.63	10.23	9.67	9.61	9.82	10.98	8.86	12.89	10.87	9.35	11.65	5.11
Na <sub>2</sub> O	1.98	1.87	2.28	2.04	2.06	2.17	2.27	2.13	2.77	2.55	2.78	2.41	6.01
K <sub>2</sub> O	0.68	0.83	0.95	0.88	0.85	0.89	0.54	0.52	0.54	3.03	2.96	0.83	1.5
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.18	0.21	0.21	0.21	0.21	0.21	0.26	0.29	0.34	0.63	0.53	0.28	0.26
LOI	2.35	2.95	4.50	2.90	2.55	2.80	3.20	3.65	2.85	2.85	3.25	3.50	7.00
Сумма	99.82	100.43	100.44	100.32	100.21	100.44	100.04	100.17	100.15	100.08	99.94	98.92	99.95
La	11.72					10.38	60.00	13.41	28.16			10.00	11.39
Ce	25.45					23.41	100.00	28.95	54.75			16.00	25.15
Pr							15.00					2.45	
Nd	14.34					12.21	45.00	15.87	28.14			10.20	14.69
Sm	3.16					2.86	12.00	3.47	6.04			3.00	3.24
Eu	1.09					1.01	5.00	1.30	1.93			1.16	1.27
Gd	3.36					2.99	12.00	3.67	5.51			4.20	3.67
Tb	0.00						1.50	0.00	0.00			0.62	0.00
Dy	3.69					3.31	7.00	3.65	4.61			3.50	3.75
Ho	0.00						1.30					0.77	
Er	2.29					1.86	2.60	2.17	2.41			2.05	2.23
Tm							0.36					0.3	

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
Yb	1.97					1.77	1.50	1.75	1.90			1.60	1.89
Lu	0.29					0.27	0.25	0.28	0.27			0.20	0.29
Y	21.49					22.00	21.56	20.71	21.00			16.00	21.87
Li	6.20					6.00		3.60	27.00			4.4	
Rb	2.00					3.50		2.10	13.00			1.80	
Cs	0.50					1.70		0.39	2.00			1.10	
Sr	274.00					354.00		459.00	924.00			395.00	
Ba	95.00					132.00		118.00	613.0			134.00	
Zr	96.00					48.00		125.00	144.00			102.00	80.00
Hf	6.00					5.20		7.00	8.00			5.40	
Sc	21.00					31.00		26.00	29.00			23.00	24.31
Co	44.00					48.00		53.00	40.00			38.00	35.00
Ni	208.00					228.00		187.00	56.00			100.00	92.00
Cr	276.00					453.00	279.00	296.00	96.00			201.00	190.00
Cu	78.00					105.00		41.00	107.00			61.00	
Zn	98.00					74.00		67.00	116.00			65.00	
V	145.00					60.00		123.00	241.00			173.00	100.00

Примечание: 1-6—оливиновые базальты Иджеванского прогиба; 7-11—щелочные базальтоиды Мартунинского прогиба; 12-13—оливиновые базальты Гочасского прогиба.

лыми породами в ряду дифференциации. Базальты Иджевана характеризуются повышенными содержаниями HFS, в частности Ti и высокими содержаниями Mg, Cr, Ni, Co, пониженными концентрациями LIL элементов (с учетом калиевости пород по отношениям  $K/Rb = 2000-2800$ ,  $K/Ba = 50-60$ ), умеренным обогащением легкими REE.  $La/Yb = 5-6$  (рис. 7), высокими отношениями  $Cr/V = 1,9-3$ ,  $Ti/V = 34-40$ ,  $Ni/Co = 4-5$ ,  $V/Ni = 1,28-1,3$ . Указанные геохимические особенности, а также положение фигуративных точек иджеванских базальтов на дискриминационных диаграммах Ti—Cr (рис. 3), Ti—La/Yb (рис. 5), Ti—Y (рис. 6),  $TiO_2-K_2O$  (рис. 4) позволяют говорить о внутриплитном, мантийном типе магматизма, но с незначительной степенью участия коровых компонентов. Проявление внутриплитных или «промежуточных» базальтов достаточно типично для островных дуг [2, 3, 6, 10, 13, 14] на различных этапах их развития.

В Гочасском прогибе выделены серии: щелочных Ol базальтов и  $Ol+Crх+Pl$ ,  $Crх+Orх+Pl$ ,  $Crх+Pl$  базальтов, андезитов, андезитобазальтов и андезитотрахитов. [10]. Наименее дифференцированные породы отвечают по составу субщелочному и щелочному оливнивому базальту. Гочасские верхнемеловые вулканиты характеризуются прежде всего низкой степенью дифференцированности ( $SiO_2 = 46-63\%$ ), с сильным преобладанием пород базальтоидного ряда ( $SiO_2 < 51\%$ ). Они отличаются высокими содержаниями  $TiO_2$  (1,2—2,0%), Fe, Mg, Cr, Ni, Co, Sc, V, HFS элементов. Характерно резкое преобладание  $Na_2O$  над  $K_2O$ , сильно понижены (с поправкой на щелочность пород) содержания LIL элементов ( $K/Rb = 3800$ ,  $K/Ba = 50$ ). Отмечаются умеренное обогащение легкими REE с  $La/Yb = 6$  (рис. 7) и высокие отношения  $Cr/V = 1,2$ ,  $Ti/V = 60$ ,  $Ni/Co = 2-3$ ,  $V/Ni = 0,57$ . С учетом указанных геохимических характеристик и положения гочасских пород на диаграммах Ti—Cr (рис. 3), Ti—La/Yb (рис. 5), Ti—Y (рис. 6),  $TiO_2-K_2O$  (рис. 4) можно сделать вывод об их принадлежности к внутриплитному геохимическому типу, сопоставимому с магматизмом континентальных рифтов.

Мартунинский комплекс представлен  $Crх+Ol$  лимбургитами,  $Ol+Crх+Pl$  эпилейцитовыми тефритами,  $Crх+Pl+Am$  трахибазальтами,  $Crх+Am+Pl$  трахиандезитобазальтами и трахиандезитами. [1]. В целом, для него характерно наиболее высокое содержание щелочей и присутствие нормативного нефелина [1]. Мартунинские вулканические породы отличаются наиболее низкой степенью дифференцированности ( $SiO_2 = 40-52\%$ ), обогащены титаном и магнием, причем в некоторых образцах содержания MgO достигают—15%,  $TiO_2 = 4\%$ . Характерно также высокое содержание калия, при этом отношение  $K_2O/Na_2O$  сильно варьирует. Высоки содержания LIL элементов, хотя они ниже, чем в сопоставимых по щелочности и кремнеземистости типично островодужных породах. Отмечаются высокие содержания Zr, Ti, Y и элементов группы железа—в первую очередь хрома, а также Ni, Co, Sc, V. В наиболее примитивных породах Мартунинского прогиба выявлены следующие индикаторные геохимические отношения:  $K/Rb = 345-2000$ ,  $K/Ba = 6-40$ , отмечается наиболее резкое для рассматриваемых пород верхнего мела обогащение легкими REE— $La/Yb = 8-40$ , (рис. 7).

Характерны высокие отношения  $Cr/V = 0,5-2,5$ ,  $Ti/V = 38-70$ ,  $Ni/Co = 1,4-4$ ,  $V/Ni = 0,2-1,5$ . Рассмотренные геохимические особенности, а также положение мартунинских базальтов на диаграммах Ti—Cr (рис. 3),  $TiO_2-K_2O$  (рис. 4), Ti—La/Yb (рис. 5), Ti—Y (рис. 6), позволяют сделать вывод о внутриплитном, мантийном характере

## Основные петрогеохимические параметры базальтов Иджеванского, Мартунинского и Гочасского прогибов и Понта

	SRG-2038	SRG-2111	MRT-1813	MRT-1910	MRT-2058	GCHZ-3121A	GCHZ-3129B	PONT-T-69-151	PONT-M-420	PONT-M-419	PONT-M-421
K/Ti	0.36	0.48	0.23	0.21	0.19	0.44	0.24	1.35	2.10	1.92	4.54
K/Na	0.4	0.41	0.19	0.24	0.24	0.22	0.34	0.87	0.83	0.34	1.0
Mg #	69.97	69.3	60.45	69.10	70.86	49.43	61.80	50.18	31.18	54.35	40.97
Fe total	9.21	9.00	10.00	8.15	10.7	8.02	9.66	9.52	7.50	6.30	4.04
Na <sub>2</sub> O + K <sub>2</sub> O	2.66	3.06	3.31	2.81	2.65	7.38	3.24	4.14	8.00	8.27	10.21
Fe/Mg	1.31	1.27	0.86	1.25	1.36	0.55	0.91	0.55	0.29	0.67	0.39
Ba/La	8.11	12.72	21.77	0.00	8.80		13.40	0.04	0.11	24.42	0.05
La/Yb	5.95	5.86	14.82	40.00	7.66	6.03	6.25	9.63	4.86	9.41	9.11
Ce/Yb	12.92	13.23	28.52	65.67	16.54	13.31	10.00	18.33	14.82	20.49	21.96
La/Sm	3.71	3.63	4.66	5.00	3.86	3.52	3.33	4.38	3.41	4.61	4.78
Ti/Y	252.23	250.70	237.73		385.00	419.40	648.21	172.66	257.79	101.17	161.00
Zr/Y	4.47	2.18	4.97		6.04	3.66	6.38	3.18	5.35	4.72	6.91
Cr/Y	12.84	20.59	3.31	11.81	14.29	8.69	12.5		1.30		0.0
Ti/P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	7.22	4.38	3.38	4.92	4.59	5.88	6.18				
Zr/Sr	4.57	1.55	4.97		1.81	3.29	4.43	5.39	4.12	7.95	26.50
K/Rb	2822.34	2110.83	344.81		255.40		327.68	449.64	655.06	162.89	484.64
Rb/Sr	0.01	0.01	0.01		0.005		0.005	0.04	0.13	0.70	64.71
Sr/Ba	2.88	2.68	1.51		3.9		2.35	820.9	01.67	0.22	0.97
Ba/Rb	47.50	37.71	47.15		56.19		74.41	0.03	0.03	6.60	0.02
Cr/V	1.50	2.83	0.40		2.41		1.16		0.16		0.05
Ti/Zr	58.70	114.90	47.88		63.79		101.68	44.51	45.18	21.44	23.8
Ti/Cr	20.42	12.18	71.82		26.94		51.60		198.30		530.99
Ti/V	38.86	34.47	28.61		64.82		59.95	19.18	32.22	25.98	24.78
Ni/V	0.70	0.70	4.30		0.66		1.73	23.73	29.00		
Ni/Co	4.73	4.75	1.40		3.53		2.63	0.22	0.41		

Примечание: 1-2—оливиновые базальты Иджеванского прогиба; 3-5—щелочные базальтоиды Мартунинского прогиба; 6-7—оливиновые базальты Гочасского прогиба; 8-11—базальты и андезитобазальты Понта.

магматизма; не исключено, что так же, как и в случае с Иджеванским прогибом, определенную роль сыграло участие в петрогенетическом процессе коровых компонентов, хотя речь несомненно идет о разной степени и форме участия коры.

### Выводы

1. Рассмотренный вулканизм Малокавказско-Понтийского верхне-мелового вулканического пояса формировался в целом в сходных геодинамических условиях рифтогенного растяжения, на фоне общей конвергенции Евразийского и Афро-Аравийского континентов.

2. В зонах рифтогенного растяжения сосредотачивались основные очаги вулканической активности верхнего мела. Продукты вулканической деятельности в пределах локальных структур—Понта; Иджеванского, Гочасского и Мартунинского прогибов сильно различаются по петрохимическим и геохимическим параметрам, сериальной принадлежности. Очевиден переход от типично-островодужных (Понт) к типично внутриплитным сериям (Гочас).

3. Заключительный этап формирования Малокавказской палео-островной дуги отмечен достаточно интенсивными, но в целом локальными проявлениями базальтового вулканизма внутриплитного типа (вулканические серии Иджеванского, Мартунинского и Гочасского рифтогенных прогибов).

4. Приведенные в работе материалы несомненно говорят о различной интенсивности рифтогенных процессов, при этом степень растяжения возрастает по простиранию МОД от Понта к Гочасу, через Иджеванский и Мартунинский прогибы. Петрогенетические различия базальтов связаны с условиями и степенью плавления мантии и ее гетерогенностью, обусловленной различной интенсивностью обогащения или обеднения мантийного субстрата вследствие активной субдукции и островодужного магматизма в юрско-неокомское время.

5. На фоне замыкания океана Тетис и спада интенсивности островодужного вулканизма, в верхнем мелу в пределах МОД в преддверии континентальной коллизии образовались независимые зоны рифтогенеза со своеобразными вулканическими сериями. Последние отличаются как от предшествующих юрско-неокомских островодужных образований, так и друг от друга по положению фронта мантийного магмообразования и степени участия сиалической коры в петрогенезисе.

Работа выполнена в рамках темы 96—118, финансируемой из госбюджета Республики Армения.

Автор выражает благодарность Р. Т. Джрбашяну за постоянное внимание к работе, А. С. Остроумовой и И. Я. Ценгер за предоставление образцов и неопубликованных анализов пород Гочасского и Мартунинского прогибов, Р. Г. Магакяну и И. К. Никогосяну за помощь и ценные консультации.

ՓՈՔՐ ԿՈՎԿԱՍԻ ՎԵՐԻՆ ԿԱՎՃԻ ՀՐԱՔԵԱՅՆՈՒԹՅԱՆ ՊԵՏՐՈԵՆԵՏԻՐԱԳԻՄԻԱԿԱՆ ԱՌԱՆՁՆԱՀԱՏԿՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԸ

Խ. Բ. ՄԵԼԻՖԱՆԵՐՅԱՆ

Ա մ փ ո փ ո լ մ

Փոքր Կովկասի վերին կավճի հրաբխայնության գոնաները կազմում են ռեգիոնալ Պոնտ-Փոքր Կովկաս-Էյրուրսի պալեոկղզաղեղային կառուցվածքի մի մասը: Նրաք զարգանում են բարդ երկրադինամիկական իրադրություններում և բնութագրվում են տարրեր պետրոերկրաբանական առանձնա-

հատկութիւններով: Հողվածք նվիրված է Փոքր Կովկասի (Հայաստան, Լեռնային Ղարաբաղ) հրաբխային առաջացումների պետրոերկրաբանական տիպայնացմանը՝ նոր անալիտիկ տվյալների հիման վրա: Պոնտ-Փոքր Կովկասի հրաբխային գոտին ձևավորվել է ուֆտային ձգումների պայաններում Եվրասիական և Աֆրո-Արարական մայր ցամաքների ընդհանուր կոնվերգենցիայի ֆոնի վրա: Ինքնուրույն լոկալ կառույցների՝ Պոնտի, Իջևանի, Մարտունո, Գոչասի ձկվացքների սահմաններում հրաբխային գործունեության արգասիքները իրարից զանազանվում են պետրոերկրաբանական պարամետրերով: Փոքր Կովկասյան կղզային աղեղի ակտիվության եզրափակիչ փուլը բնութագրվում է ներսալային տիպի բազալտային ինտենսիվ հրաբխայնութեամբ: Ըստ ստացված տվյալների ուֆտոզեն պրոցեսները ընթացել են տարբեր ինտենսիվութեամբ. ընդ որում ձգումների աստիճանը աճել է փոքրկովկասյան կղզաղեղի տարածման ուղղութեամբ՝ Պոնտից դեպի Գոչաս: Թեոփս օվկիանոսի փակման ֆոնի վրա, մայրցամաքային կոլիզիայի նախաշնամին, վերին կավճում կղզաղեղի սահմաններում ձևավորվել են ուֆտոզենեզի անկախ դոնաներ՝ իրենց ինքնատիպ հրաբխային սերիաներով: Վերջիններիս տարբերվում են ինչպես նախորդ՝ յուրա-նեոկոմի առաջացումներից, այնպես էլ միմյանցից՝ թիկնոցային մագմատոաջացման ճակատի դիրքով և պետրոգենետիկական պրոցեսներում սիալիկ կեղևի մասնակցութեան աստիճանով:

## PETROCHEMICAL PECULIARITIES OF THE UPPER CRETACEOUS VOLCANISM OF THE MINOR CAUCASUS

Kh. B. Meliksetyan

### Abstract

The zones of the Upper Cretaceous volcanism manifestation in the Minor Caucasus are complicated geodynamic setting which are characterized by various tectonic regimes and diverse magmatic series according to types and petrochemical peculiarities. A detailed petrogeochemical classification of volcanic formation of the per-collision stage (the Upper Cretaceous) within the Minor Caucasus (Armenia, Nagorny Karabakh), using new analytical data, is carried out in this paper. The serial attribution of the Upper Cretaceous volcanic series is revised and the comparison to the volcanism of the same age in the adjacent territories is made.

### ЛИТЕРАТУРА

1. Авдеев А. Г., Остроумова А. С., Центер И. Я., Шафиев Х. И. Эпилейцитовые тефриты верхнемелового вулканического комплекса Мартунинского синклинория (Южный Карабах).—Бюлл. Моск. Об. Исп. Природы. Отд. Геологии, 1989, т. 64, вып. 3, с. 86—95.
2. Волюнец О. Н. Позднекайнозойские субщелочные и щелочные лавы Камчатки—проявления пород внутриплитного геохимического типа в островодужной системе. Матер. Первого Всеросс. Петрограф. Сов. Уфа, 1996. Книга 1, с. 48—49.
3. Джрбашян Р. Т., Меликсетян Х. Б., Мнацаканян А. Х. Особенности коллизионного вулканизма Малого Кавказа. Матер. Первого Всеросс. Петрограф. Сов. Уфа, 1996. Книга 1, с. 70—71.
4. Джрбашян Р. Т. Палеогеновые вулканические пояса зоны замыкания океана Тетис (Малый Кавказ).—Автореф. диссерт. на соиск. уч. степ. докт. геол.-мин. наук. Тбилиси, 1990. 59 с.
5. Закариадзе Г. С., Лордкипанидзе М. Б., Пополитов Э. И. Вопросы геохимической эволюции вулканизма внутридуговых рифтов на примере Черноморско-Аджаро-Триалетского палеорифта. Геохимия, 1978, №6, с. 821—831.
6. Лордкипанидзе М. Б. Альпийский вулканизм и геодинамика центрального сегмента Средиземноморского складчатого пояса. Тбилиси: Мецниереба, 1980. 160 с.

7. Магакян Р., Закариадзе Г. С., Дмитриев Л. В., Колесов Г. М., Коровкина М. А. Геохимия юрско-нижнемелового вулканического комплекса Северной Армении. Вулканология и Сейсмология, 1985, № 3, с. 39—53.
8. Меликсетян Б. М. Петрология, геохимия и рудоносность палеоген-неогеновых вулкано-интрузивных формаций Малого Кавказа. Автореф. диссерт. на соиск. уч. степ. докт. геол.-мин. наук. Тбилиси: 1989. 54 с.
9. Мнацаканян А. Х. Петрология верхнемеловой вулканической серии северной Армении. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1981, 242 с.
10. Остроумова А. С., Центер И. Я., Авдеев А. Г., Бугрова Э. М. Позднемеловые вулканические серии Гочасского прогиба (Малый Кавказ) — Сов. Геология. 1991, № 7, с. 65—72.
11. Kushiro I. Partial melting of mantle wedge and evolution of island arc crust.—J. Geophys Res. 1990. V. 95p. 15929—15939.
12. Lordkipanidze M., Meliksetian B., Djerbashian R. Mesozoic—Cenozoic magmatic evolution of the Pontian-Crimean-Caucasian region.—Mémoire de la Société Géologique de France, Nouvelle série, 1988, Paris 154 (11), p. 103—124.
13. Pearce J. A. Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries.—Andesites. 1982. p. 525—548
14. Pearce J. A., Cann J. R. Tectonic Setting of basic volcanic rocks determined using trace element analysis.—Earth planet Sci Lett. 1973. V. p. 290—300.
15. Peccerillo A., Taylor S. R. Geochemistry of Upper Cretaceous volcanic rocks from the Pontic Chain, northern Turkey.—Bull. Volcanologique. 1975. Tome XXXIX-4, p. 1—13

*Известия НАН РА. Науки о Земле, 1997, Л. №1—2, 50—54*

## ПРОЦЕССЫ ДЕГИДРАТАЦИИ И МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЯ ПРИ ВЫСОКИХ ТЕРМОБАРИЧЕСКИХ УСЛОВИЯХ В КОМПАНОВКАХ ГОРНЫХ ПОРОД ОФИОЛИТОВОЙ АССОЦИАЦИИ АРМЯНСКОГО НАГОРЬЯ

© 1997 г. А. В. Арутюнян\*), С. Б. Абовян\*\*), А. А. Бдоян\*),  
Г. Б. Бабаян\*), В. О. Марукян\*)

\*) Государственный инженерный университет Армении  
375009 Ереван, ул. Теряна, 105, горный ф-т, Республика Армения

\*\*) Институт геологических наук НАН РА  
375019 Ереван, пр. Маршила Баграмяна, 24а, Республика Армения  
Поступила в редакцию 19.12.94.

Геодинамические процессы, протекающие на различных глубинах земной коры Армянского нагорья, имеют разнообразный характер. Исследование процессов дегидратации и минералообразования в различных горных породах и в их компановках при высоких термобарических условиях показывают, что процессы сопровождаются объемными изменениями, достигающими до 30%. Одной из причин, вызывающих сейсмические толчки, рассматриваются указанные процессы.

Геодинамические процессы, протекающие на различных глубинах Земли, в частности связаны с процессами, происходящими в различных типах горных пород в глубинных условиях. С целью выяснения физики указанных процессов проводилось экспериментальное моделирование термобарических условий глубинных зон Земли. Такие исследования осуществляются с применением твердофазных камер высокого давления с регистрацией изменений сейсмических волн и деформаций [4]. Результаты предварительных исследований для отдельных видов горных пород Малого Кавказа опубликованы в работах [1, 3]. Целью настоящих исследований является выявление физики процессов, происходящих как на границах отдельных слоев земной коры, так и при взаимодействии серпентинизированных масс с блоками различного состава, входящими в состав меланжа при изменении термобарических условий на различных глубинах земной коры.

Исследования проводились в лаборатории Экспериментальной сейсмоструктуры Государственного Инженерного Университета Арме-