

## **ГЕОХИМИЯ ВУЛКАНИЧЕСКИХ СЕРИЙ АРАГАЦКОЙ ОБЛАСТИ**

**© 2012 г. Х. Б. Меликсетян**

*Институт Геологических наук Национальной Академии Наук Армении  
Армения, , Ереван 0019, пр. М. Баграмяна 24а.,  
E-mail km@geology.am  
Поступила в редакцию 16.09.2012 г.*

В статье обсуждаются геохимические и изотопные характеристики вулканизма Арагацкой вулканической области и возможные петрогенетические модели магмогенерации в пределах Армянского нагорья, находившегося в зоне коллизии. Обсуждаются некоторые специфические особенности коллизионного вулканизма, проявленные в сухом, высокотемпературном характере магмогенерации, имеющем некоторое сходство с внутриплитным петрогенезисом и наличием мантийного источника, обогащенного предыдущими субдукционными процессами, указывающим на определенную близость с островодужной моделью магмогенерации. На основе анализа новых геохимических и изотопных данных, а также обзора литературных моделей магмогенерации, предложена петрогенетическая модель формирования вулканизма Арагаца, выражающаяся в смешении основных мантийных и кислых адакитовых магм.

### **Введение**

Вулканизм и магматизм в зонах континентальной коллизии (таких как Армянское нагорье, Тибет) привлекают в последние десятилетия внимание многих исследователей, поскольку отличаются целым рядом специфических особенностей от вулканизма и магматизма субдукционных, внутриплитных и океанических рифтовых геодинамических обстановок, и представляют собой уникальный объект для понимания специфических особенностей магмогенерации в зонах коллизии.

Вулкан Арагац является крупнейшим вулканом в пределах Малого Кавказа (4090 м), который является также третьим на Армянском нагорье после Арарата (5165 м) и Сипана (4158 м). В то же время по площади овальная вулканическая постройка Арагацкого массива значительно превосходит вышеуказанные вулканы: диаметр овального щита Арагаца достигает 42 км.

Различные аспекты геологического строения, геоморфологии, вулканологии, петрографии, минералогии, петрологии и геохимии Арагаца освещены в многочисленных работах. Так, в 20-ом веке Арагац привлекал интерес многих исследователей геологии Армении и региона: П. Лебедева, Б. Личкова, К. Паффенгольца, С. Бальяна, А. Заварицкого, А. Асланяна, А. Месропяна, К. Шириняна. Некоторые специфические особенности вулканизма Арагацкой вулканической области освещены в работах С. Карапетяна и К. Карапетяна. В. Амарян (1964) выполнил первое детальное картирование и предложил стратиграфическую схему вулкана. Детальное исследование геологии, стратиграфии, петрологии и минералогии Арагаца

содержится в работе Ю. Гукасяна (1985). В середине 80-х и начале 90-ых годов Д. Джербашян проводил исследования по петрологии, минералогии и геохимии Арагаца, включая термобарометрические и геохимические исследования расплавных и газовой-жидких включений в минералах-вкрапленниках. Эти исследования были основой его незавершенной диссертационной работы, которая была опубликована в виде монографии в 2010 г. (Джербашян, 2010). Результаты радиометрического K-Ar датирования лав Арагаца содержатся в работах (Чернышев и др., 2002; Karakhanyan et al., 2003). В работе Джербашян и др. (1995) рассмотрены некоторые аспекты базальтоидного вулканизма Малого Кавказа Армении, в том числе Арагаца.

Одной из основных особенностей вулканизма Арагаца является сочетание полигенного и моногенного вулканизма, причем последний проявлен как на склонах вулкана, так и на периферических плато, что позволило К. Шириняну (1970) выделить понятие Арагацкой неовулканической области. Общая площадь последней около 5000 км<sup>2</sup>, что составляет 1/6 части территории Республики Армения.

Для Арагацкой области характерны как широкие вариации составов лав и пирокластического материала (от базальтов до риолитов), так и различные типы вулканических извержений, включая несколько эпизодов эксплозивных извержений плинианского типа и образование игнимбритов с низким коэффициентом пропорциональности (low aspect ratio ignimbrites)<sup>1</sup>.

Кратер вулкана Арагац представляет из себя ледниковый цирк глубиной около 400 м с четырьмя вершинами. Бальян (1962) рассматривает вершину вулкана как кальдеру взрыва (?), насаженную на полигенный стратовулкан.

В пределах кратера Арагаца установлены проявления минералов алунита  $KAl_3(SO_4)_2(OH)_6$  и пирита  $FeS_2$ , связанных с поствулканической гидротермальной и фумарольной активностью (Амарян, 1965; Гукасян, 1985). В настоящее время не наблюдается какой-либо гидротермальной и фумарольной активности в кратере Арагаца.

Несмотря на достаточно детальную изученность вулкана Арагац, целый ряд как геологических, вулканологических, так и петролого-геохимических вопросов остается открытым, а многие более ранние выводы и петрогенетические модели не подтверждаются новейшими исследованиями. В настоящей работе приведены новые геохимические и изотопные данные и их интерпретация, проливающие свет на некоторые своеобразные аспекты вулканизма Арагаца.

Важно отметить, что немногочисленные геохимические и изотопные данные по продуктам извержений публиковались также и ранее (Попов,

---

<sup>1</sup> Термин Коэффициент пропорциональности (aspect ratio) для игнимбритов, предложенный (Walker, 1983), представляет собой отношение мощности туфов к их площади и, помимо физического и классификационного параметра, несет также генетическую нагрузку.

1987; Джербашян, 2010), однако данные по геохимии 189 образцов, обсуждаемые в настоящей работе, проанализированы в из ведущих лабораториях Великобритании (университеты Лидса и Дархема) более современным и высокоточным методом ICP-MS (масс-спектрометрия индуктивно-связанной плазмы) и отражают практически полную геохимическую картину как по составам, так и по географии, одновременно покрывая полный возрастной диапазон вулканической активности в пределах Арагаца, периферических вулканических плато и вулкана Араилер. Используются также 20 нейтронно-активационных анализов риолитов вулкана Артени, проведенных в Институте Археометрии Мангейма, Германия (Meliksetian et al., 2010). Большинство анализов выполнено в рамках проекта по вулканической опасности площадки Армянской атомной станции, выполненного совместно с Университетом Южной Флориды, США и Университетом Лидса, Великобритания, а также в рамках проекта по изучению вулканизма северной Армении, совместно с университетом Дархема, Великобритания.

#### **Данные по абсолютному возрасту вулканизма.**

Детальная вулcano-стратиграфия Арагаца выходит за рамки данной статьи и, с учетом большого объема стратиграфических и геологических данных, опубликованных K-Ar, а также новых Ar-Ar и K-Ar абсолютных датировок, полученных в 2010-2012 гг., будет темой отдельной статьи. Мы лишь вкратце остановимся на возрасте основных этапов вулканической активности в пределах Арагаца. Общепринято считать, что новейший, верхнеплиоцен-четвертичный этап вулканизма Арагацкой области начался трещинными извержениями верхнеплиоценовых «долеритов» обнажающихся в каньоне реки Ахурян, к западу и северо-западу от вулкана Арагац. Важно отметить, что термин «долериты» является весьма удачным полевым термином (field name в англоязычной литературе), который характеризует трещинный плато-вулканизм верхнеплиоценового времени, представленный базальтами, трахибазальтами и трахи-базальтовый андезит с долеритовой структурой. Все имеющиеся абсолютные датировки различных генераций «долеритов» как на территории Армении (Чернышев и др., 2002), так и Грузии, в каньонах рек Храми, Кура и Машавера, (Лебедев и др., 2008) находятся в пределах 3,26-2,1 Ма и подтверждают высказанный ранее по геологическим данным верхнеплиоценовый их возраст (Асланян, 1958; Схиртладзе, 1958).

Согласно данным (Гукасян, 1985; Чернышев и др., 2002), выделяются 4 этапа вулканизма собственно вулкана Арагац, с интервалами 0,97-0,89 Ма для I-II этапа, 0,74-0,68 Ма для III этапа и 0,56-0,45 Ма для IV этапа (Чернышев и др., 2002). Из имеющихся новых Ar-Ar датировок, выполненных в рамках проекта по вулканической опасности Арм. АЭС (2009-2011) в изотопной лаборатории Геологической службы Японии, важно отметить впервые полученный по фьямме достоверный возраст игнимбри-

товых туфов  $0,65 \pm 0,038$  Ма, а также возраст трахидацитового некка в кратере вулкана Иринд  $0,49 \pm 0,028$  Ма. Залегающий непосредственно на миоценовой осадочной толще базальтовый поток на глубине ок. 400 м из скважины на Шамирамском плато имеет возраст  $1,543 \pm 0,024$  Ма (K-Ar). Таким образом, имеющиеся радиометрические данные свидетельствуют о том, что длительность вулканической активности собственно Арагаца (включая лавы моногенных вулканов на склонах) составляет около 1 млн. лет, а в пределах Арагацкой неовулканической области достигает 2-2,5 млн. лет.

### **Геологическое строение и особенности геодинамического развития региона.**

Четвертичная геодинамика Армянского Нагорья и Малого Кавказа обусловлена продолжающимся движением Аравийской плиты на север, с выклиниванием в стороны Анатолийского и Иранского блоков, с Армянским Нагорьем в центре (Phillip et al., 1989; Karakhanian et al., 2003; Zor, 2008), что обусловило формирование аккреционного комплекса (Zor, 2008).

В целом, большинством исследователей признается, что регион Малого Кавказа в конце позднего мела–начале палеогена, в результате конвергенции Афро-Аравийского континента и Евразии и коллизии небольших плит и блоков (таких как Армянский блок) с островными дугами и их фрагментами, привел к замыканию северной части Нео-Тетиса (История океана Тетис 1987; Лордкипанидзе, 1980; Джрбашян, 1990). Такая точка зрения находится в соответствии с датируемой поздним кампаном коллизией Понтийской палеоостровной дуги и Киршехирского континентального блока в северной Турции (Keskin et al., 2008). В то же время (Sosson et al., 2005) полагают, что коллизия Южно-Армянского блока с Евразийской окраиной произошла в течение палеоцена–раннего эоцена и привела к смятию островной дуги и обдукции офиолитов на Армянской континентальный блок; возможно, это событие аналогично вышеуказанной коллизии в северной Турции, но произошло несколько позднее.

По (Hafkenscheid et al., 2006) Индийский континентальный блок столкнулся с южной окраиной Евразии в раннем эоцене, а коллизия Аравии и Евразии произошла в промежутке от позднего эоцена до раннего миоцена.

Продолжающееся сближение Афро-Аравии и Евразии привело также к коллизии Аравийской плиты и юга Армянского нагорья и Иранской плиты вдоль сутуры Битлис-Загрос в миоцене и полному замыканию Нео-Тетиса (Sengör, Natal'in, 1996; Mohajjel et al., 2003). Современные расчетные данные по ретродеформации коллизийной зоны (McQuarrie & van Hinsbergen, 2012) подтверждают возраст коллизии на рубеже  $\sim 25$  Ма, что соответствует концу олигоцена–началу миоцена. На

основании геохимии, изотопии и К-Аг абсолютных датировках интрузивов Малого Кавказа установлено, что данное коллизионное событие в пределах Малого Кавказа маркируется в позднем олигоцене–раннем миоцене внедрением специфичных синколлизионных гранитных интрузий (Меликсетян, 1989) с последующим коллизионным орогенезом и формированием характерной орогенной молассовой формации, датированной миоценом (Асланян, 1958). Причем синколлизионные гранит-лейкогранитные интрузии S-типа датируются 27,2 Ма на севере и 23 Ма на юге Малого Кавказа (Меликсетян, 1989). Эти данные хорошо соотносятся с вышеуказанным мнением (McQuarrie & van Hinsbergen, 2012) о возрасте коллизии на рубеже ~25 Ма.

Таким образом, несмотря на наличие различных суждений о возрасте и характере коллизионных событий в регионе, очевидно, что общепринятым является факт наличия в регионе многочисленных одновременных коллизионных событий, связанных с замыканием северной ветви Нео-Тетиса (маркируемым по офиолитам Турции и Малого Кавказа (История Океана Тетис, 1987, Sosson, et al., 2005, Keskin, 2008), а более поздние коллизионные события связаны с полным замыканием южной части Нео-Тетиса, маркируемым Ассирийской (Битлис) и Загросской сутурами. Таким образом, очевидно, что континентальная коллизия, как продолжающийся процесс (Keskin, 2008) является геодинамической характеристикой всего региона в промежутке времени от конца верхнего мела до четвертичного периода включительно.

Вулкан Арагац заложен на Армянском блоке, - континентальном микроблоке Гондванского типа (Knipper and Khain, 1980) с докембрийским метаморфическим фундаментом, обнажающимся к северу от Арагаца, в пределах Цахкуняцкого выступа и палеозойским–нижне-мезозойским платформенным чехлом (Геология Армянской ССР, 1964, т. II).

### **Петрохимические особенности вулканизма Арагаца.**

Касаясь петрохимических особенностей вулканических серий Арагаца отметим, что в различные годы в литературе публиковались многочисленные анализы пород Арагаца, которые выявляют значительный разброс в составах, а в ряде случаев образцы не содержат детальной локализации, что значительно затрудняет использование старых данных. Исключение составляют данные исследований Д. Джербашяна, проведенные в 1980-х годах. Д. Джербашяном на основе собственных и образцов, предоставленных Ю. Гукасяном, была составлена база данных по 40 образцам III этапа вулканической активности Арагаца, из которых многие анализы были отбракованы, а данные по 21-у анализу были собраны и использованы (Джербашян, 2010). Данные по главным элементам этих образцов сопоставимы по точности с новыми анализами, обсуждаемыми в данной статье. В данной работе мы используем 189 анализов на главные и редкие

элементы, проведенных рентгено-флюоресцентным методом (XRF) в лаборатории университета Лидса, Великобритания.

Исходя из того, что большинство исследователей рассматривают Арагац как долгоживущую магматическую систему, а образование вулканических серий связывают в основном с дифференциацией (Гукасян, 1985) или с более сложной моделью, выраженной дифференциацией и смешением магм (Джербашян, 2010), представляется, что для удобства построения диаграмм и их интерпретации целесообразнее разделить составы Арагаца не на возрастные группы соответствующие этапам вулканизма, а на следующие геолого-географические группы:

1. Долеритовые базальты ущелья реки Ахурян
2. Привершинные вулканические серии и лавы, извергавшиеся из центрального кратера
3. Вулканические серии моногенных вулканов на склонах вулкана
4. Северный склон Арагаца и Манташское плато
5. Периферические плато и моногенные центры (включая Шамирамское плато)
6. Вулкан Араилер
7. Вулкан Артени
8. Игнимбритовые туфы и включения фьямме в них, пемзы и пирокластика.

В то же время по ходу обсуждения данных будут рассмотрены также возрастные аспекты эволюции вулканизма Арагаца и возрастные геохимические вариации; в связи с большим объемом анализов, чтобы избежать перекрытия фигуративных точек, петро- и геохимия туфов и пирокластики Арагаца будет рассмотрена в отдельной статье.

Исходя из требований данного журнала к объему статьи не представляется возможным опубликование всех 189 анализов, поэтому в таблице 1 представлены 11 представительных составов изученных пород, а в таблице 2 – изотопы  $^{86}\text{Sr}/^{87}\text{Sr}$  и  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ .

Петрохимические особенности Арагаца изучены достаточно детально в работах предыдущих исследователей и, в связи с ограниченным объемом данной статьи, не считаем целесообразным подробное обсуждение и дискуссию этих данных, лишь отметим, что для новых анализов характерны, в целом, несколько повышенные содержания щелочей. В данном разделе мы вкратце обсудим петрохимические особенности вулканических пород Арагацкой вулканической области на основании новых анализов и современной систематики пород.

Диаграмма сумма щелочей–кремнезем TAS (рис. 1) по (Le Bas & Streckeisen, 1991) для вышеуказанных групп наглядно демонстрируют особенности химизма лав Арагаца, а также долеритов бассейна реки Ахурян, лав вулкана Араилер и риолитов Артени. На той же диаграмме показано разделение щелочных (alkaline) и субщелочных (subalkaline) серий пересчитанных по наличию/отсутствию нормативного нефелина (Igneous Petrology, 2001). Исходя из некоторых различий в интерпретации терминов

субщелочной и subalkaline в англо- и русско-язычной петрологической литературе, мы в дальнейшем подразумеваем под термином «субщелочной» аналог англоязычного термина subalkaline.

Таблица 1

Составы представительных образцов вулканических серий Арагаца и долеритов р. Ахурян (главные элементы в весовых процентах, редкие элементы в ppm).

Образец	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
	NPP-166	Ar-21	NPP-198	NPP-213	NPP-146	NPP-243	1--4-02	NPP-50	NPP-39	S14.3	11-35-04
	Привершинное плато	Ул. Р. Касах	Ириид	Тирин-кагар	Шарайлер	Метц Мангаш	Греако	Дашга-кар	Арайлер	Долерит, р. Ахурян	Риолит, Арени
SiO <sub>2</sub>	66.44	52.10	56.75	53.81	48.81	49.19	54.08	51.24	57.10	50.94	74.10
TiO <sub>2</sub>	0.92	1.22	1.02	0.89	1.56	1.47	1.14	1.47	0.81	1.55	0.07
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.91	17.38	16.56	16.42	16.79	16.79	18.71	16.26	15.83	16.62	12.92
FeO общ.	3.99	7.30	6.97	7.17	8.94	9.44	6.87	8.44	6.38	9.31	0.25
MnO	0.09	0.13	0.11	0.12	0.15	0.14	0.12	0.14	0.11	0.16	0.28
MgO	1.15	5.29	4.90	5.35	6.00	7.35	4.95	4.32	5.38	6.45	0.10
CaO	2.79	8.25	6.94	8.97	10.66	9.72	7.89	8.99	6.97	9.04	0.10
Na <sub>2</sub> O	5.25	4.08	3.95	3.76	3.63	3.75	3.82	4.20	3.47	3.98	0.51
K <sub>2</sub> O	3.69	1.80	2.37	1.83	1.34	1.33	1.64	1.94	2.16	1.07	4.13
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.21	0.53	0.38	0.38	0.62	0.57	-	0.66	0.32	0.44	4.39
LOI	-	-	-	0.37	0.47	0.30	0.94	0.53	-	0.44	3.40
<b>Сумма</b>	<b>100.42</b>	<b>98.09</b>	<b>99.96</b>	<b>99.06</b>	<b>98.97</b>	<b>100.07</b>	<b>100.17</b>	<b>98.19</b>	<b>98.52</b>	<b>99.99</b>	<b>100.25</b>
Li	23.2		14.6	13.6	-	10.6	10.4	10.3	12.8	-	-
Rb	87.3	29.1	47.2	33.2	14.8	16.0	24.2	33.8	48.5	17.2	138.0
Cs	2.3	0.4	1.2	0.4	0.5	0.5	0.4	0.3	1.1	0.2	4.2
Be	2.6		1.6	1.3	1.4	1.4	1.6	1.6	1.5	-	-
Sr	307.6	899.3	712.2	677.3	1203.1	1389.0	508.4	937.9	553.3	609.5	8.0
Ba	751.8	585.8	621.8	571.3	511.3	519.5	443.1	614.9	551.6	303.8	49.0
Th	15.8	4.3	5.7	6.9	2.3	1.9	3.9	5.4	7.4	2.2	-
U	4.1	1.1	2.0	1.6	0.7	0.8	1.0	1.6	1.8	0.7	-
Co	9.2	28.7	22.2	22.1	30.8	33.3	28.4	26.1	20.1	39.0	1.0
Cr	4.9	88.9	137.8	138.5	96.0	164.1	113.4	53.6	175.0	157.0	21.0
Ni	0.0	69.1	89.2	91.6	55.1	103.1	64.7	36.5	116.2	115.2	4.0
V	50.7	164.3	131.9	137.2	206.7	192.9	151.0	166.2	112.6	178.7	5.0
Sc	7.5	17.2	15.8	17.6	26.4	26.3	22.4	18.9	16.4	16.0	3.3
Ta	1.8	0.8	0.9	0.7	1.9	0.6	0.8	0.9	0.9	0.9	3.0
Nb	24.6	17.8	15.7	14.8	14.0	12.0	13.1	17.7	16.9	14.5	36.0
Hf	8.1	3.7	3.1	3.8	3.6	1.8	3.9	4.2	4.3	3.9	3.1
Zr	347.8	191.9	209.6	171.6	142.8	156.4	177.6	201.6	160.0	195.9	77.0
Y	35.7	24.2	23.8	20.3	27.4	24.6	15.6	27.8	22.7	32.0	30.0
La	49.8	42.1	46.9	42.2	41.4	42.2	11.9	47.9	35.6	23.0	11.6
Ce	85.7	80.9	80.6	70.7	82.2	82.7	21.7	85.0	58.9	46.4	24.9
Pr	9.2	9.2	9.0	7.9	10.0	9.8	2.5	9.5	6.4	5.3	2.8
Nd	35.1	33.8	34.6	30.0	41.6	40.2	9.5	37.4	24.7	25.3	9.8
Sm	6.7	5.9	6.2	5.5	7.4	7.1	2.1	7.0	4.7	5.3	3.3
Eu	1.4	1.8	1.7	1.5	1.9	2.1	1.3	2.0	1.3	1.7	0.3
Gd	5.5	5.0	4.8	4.3	5.7	5.7	2.4	5.4	3.9	5.7	3.7
Tb	1.0	0.7	0.9	0.8	0.9	0.9	0.4	1.0	0.7	0.9	0.8
Dy	4.9	4.2	4.0	3.6	4.3	4.3	2.7	4.4	3.4	5.0	5.4

Ho	1.0	0.8	0.8	0.7	0.8	0.8	0.6	0.8	0.6	1.0	1.1
Er	2.8	2.3	2.2	2.0	2.2	2.2	1.7	2.6	2.0	2.8	3.2
Tm	0.5	0.3	0.4	0.3	0.4	0.4	-	0.3	0.3	0.5	-
Yb	3.2	2.1	2.2	2.0	2.1	2.1	1.8	2.5	2.1	2.8	3.2
Lu	0.5	0.3	0.4	0.4	0.4	0.4	0.3	0.4	0.3	0.5	0.5
Cu	8.4	56.6	37.5	22.1	59.9	33.3	46.6	42.4	44.2	40.0	10.0
Mo	4.4	0.5	2.9	1.8	0.8	1.5		0.4	2.0	-	-
Pb	16.5	8.5	-	-	18.7	-	5.9	7.3	10.6	5.5	20.0
Zn	64.0	91.1	75.6	76.5	96.4	86.7	72.8	87.0	65.1	96.2	41.0

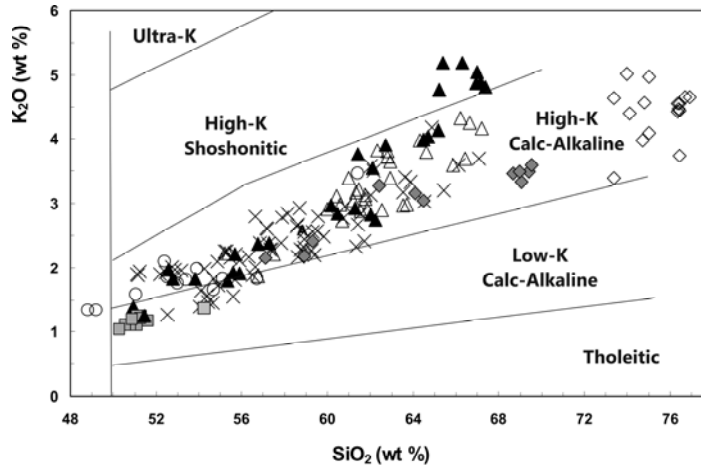
Таблица 2

Изотопы стронция и неодимия в представительных образцах Арагаца и долеритов северной Армении

Образец	SiO <sub>2</sub> (wt %)	<sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr	<sup>143</sup> Nd/ <sup>144</sup> Nd	Rb (ppm)	Sr (ppm)
<b>Арагац</b>					
1-1--02	54.68	0.704212		25.9	667.8
1--4	54.08	0.704106	0.51278	24.0	508.0
1-8b--02	55.45	0.704247		51.8	759.8
1-26c--02	55.28	0.704178	0.512795	33.2	744.3
1-15--02	54.92	0.704103	0.512799	30.1	450.6
1-14--02	57.21	0.704207	0.51276	47.9	566.0
1-19--02	56.62	0.704192	0.512792	52.8	473.3
1-13--02B	56.84	0.704302	0.512802	44.9	637.0
1-6--02	55.70	0.704273	0.512812	34.1	657.6
1-3--02	57.85	0.704212	0.512863	53.8	619.0
1-9--02B	58.90	0.704220	0.512839	52.9	528.4
1-10c--02	59.81	0.704176	0.512816	54.4	519.4
1-11--02	61.42	0.704208	0.512816	59.6	524.6
1-16--02.	60.83	0.704196		65.6	460.3
NPP-47	55.58	0.704035		35.2	551.9
NPP-34	69.41	0.704245		97.9	262.4
NPP-30	58.74	0.704194		54.8	633.8
NPP-51	51.14	0.704293		30.6	934.3
NPP-54	52.84	0.704256		34.1	905.8
NPP-55	53.18	0.704225		35.4	904.2
NPP-50	51.24	0.704345		33.8	937.9
NPP-46	54.64	0.704112		33.2	527.9
NPP-45	54.42	0.704111		34.3	524.7
NPP-25	64.69	0.704237		85.0	410.7
NPP-21	66.67	0.704239		123.5	252.5
NPP-11	50.92	0.704287		27.6	852.4
NPP-2	57.29	0.704242		61.4	694.4
NPP-14	56.64	0.704385		58.0	735.3
NPP-49	52.51	0.704164		21.6	576.2
NPP-180	64.69	0.704155		87.4	373.9
NPP-175	56.52	0.704414		34.5	494.2
NPP-165	57.49	0.704283		44.6	748.5
NPP-24	65.16	0.704280		96.1	392.0
NPP-64	62.92	0.704335		89.2	407.3
NPP-48	54.38	0.70406		33.6	531.0
<b>Долериты северной Армении</b>					
S14.4	50.68	0.704798	0.512869	16.7	717.9



S14.5	53.21	0.704349	0.512831	22.5	671.4
S19.1	52.33	0.704188	0.512864	14.1	616.6
S26.2	52.24	0.704157	0.512862	17.9	555.2
S28.1	51.45	0.704229	0.512845	21.4	640.2
S29.1	51.03	0.704168	0.512857	21.0	565.7



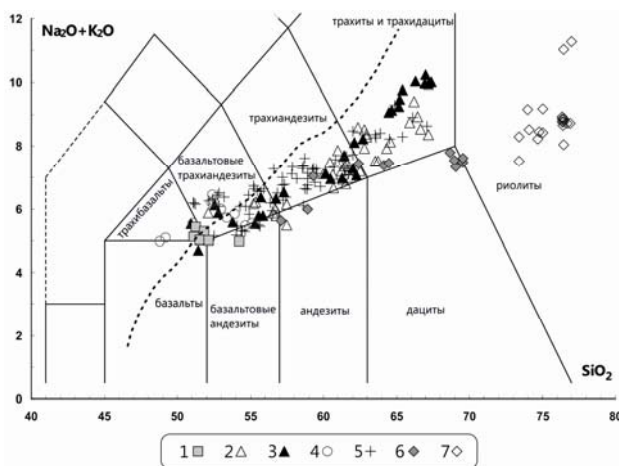
**Рис. 1.** Диаграмма сумма щелочей–кремнезем (TAS по Le Bas & Streckeisen, 1991). Условные обозначения: 1. Долеритовые базальты ущелья реки Ахурян; 2. Привершинные вулканические серии и лавы, извергавшиеся из центрального кратера; 3. Вулканические серии моногенных вулканов на южных склонах вулкана; 4. Лавы северного склона Арагаца и Манташского плато; 5. Лавы периферических плато (включая Шамирамское плато); 6. Лавы вулкана Араилер 7. Риолиты вулкана Артени.

Прежде всего важно отметить, что проанализированные образцы покрывают весь диапазон составов от базальтов до риолитов. Большинство образцов серий Арагаца попадают в поле пород повышенной щелочности (трахибазальты, базальтовые трахиандезиты, трахиандезиты, трахидациты, трахиты) и расположены ближе к нижней части полей вблизи разделительной линии. При этом за исключением трахибазальтов и базальтовых трахиандезитов, попадающих в поле щелочных пород, все породы соответствуют субщелочным (subalkaline) сериям. Исходя из постоянного (за единичными исключениями) преобладания  $\text{Na}_2\text{O}$  над  $\text{K}_2\text{O}$  ( $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}=1,1-3$ ) трахибазальты, базальтовые трахиандезиты, трахиандезиты могут быть отнесены к гавайитам, муджиеритам и беноморейтам соответственно.

Долериты бассейна реки Ахурян расположены на линии разделения базальтов и трахибазальтов, и один образец соответствует базальтовому андезиту. Некоторые образцы Арагаца «не дотягивают» до трахибазальтов и базальтовых трахиандезитов по сумме щелочей, находясь в поле базальтов нормальной щелочности, но они расположены вблизи или непо-

средственно на условной разделительной линии и не выбиваются из общего тренда. Касательно составов «дацитовых» составов (по  $\text{SiO}_2$ ) важно отметить, что трахиты и трахидациты в номенклатуре TAS находятся в одном поле, но в связи с тем, что в нормативных составах дацитовых по  $\text{SiO}_2$  кварц составляет обычно менее 20% от суммы светлых минералов, то пород арагацкие дацитовые лавы могут быть отнесены в основном к трахитам, включая лавы и пирокластику вулкана Иринд, содержащие калиевые полевые шпаты.

Несколько отличаются от Арагацких лав составы более древнего вулкана Араилер: во-первых, для базальт-андезитовых, андезитовых и дацитовых лав характерна в среднем несколько пониженная щелочность возле нижнего предела щелочности лав Арагаца, во-вторых, выделяется автономная дацит серия, представленная, в основном, высококремнеземистыми дацитами, которая характеризуется пониженной, по сравнению с дацитами Арагаца, щелочностью, располагаясь в поле нормальных дацитов, и смещением составов к границе поля риолитов.



**Рис. 2.** Систематика пород Арагаца по содержанию калия и кремнезема (по Pессерилло & Taylor, 1976). Условные обозначения см. рис. 1.

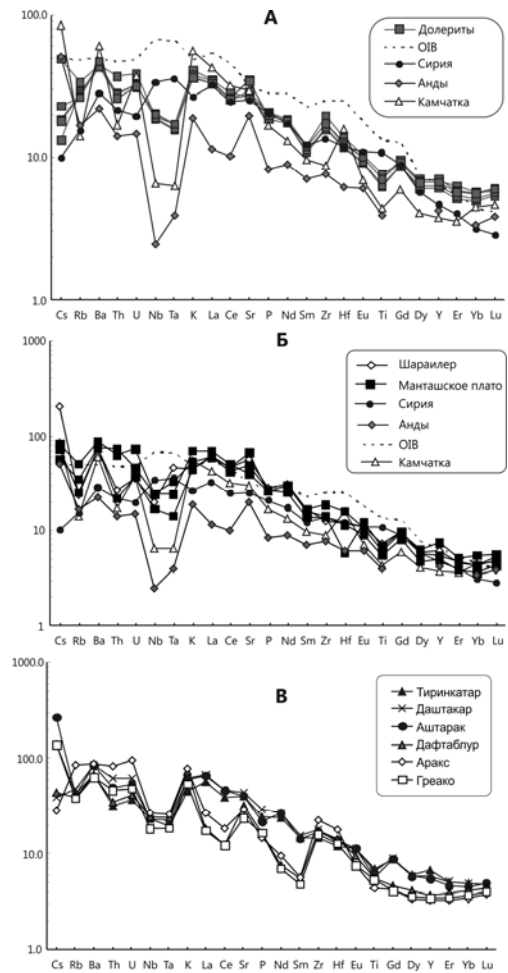
Относительно систематики пород по содержанию калия (рис. 2), большая часть лав Арагаца, Араилера и Артени относится к высоко-калиевым известково-щелочным (high-K calc-alkaline) сериям, а точки составов долеритов р. Ахурян находятся в пределах средне-калиевых известково-щелочных составов (medium-K calc-alkaline). Важно отметить увеличение темпа роста содержания калия в андезитах, дацитах и риолитах по сравнению с более основными породами; максимум содержания  $\text{K}_2\text{O}$  приходится на трахиты Иринда (до 5,19%), содержащие калиевые полевые шпаты и на некоторые риолиты Артени (7,32%).

Наиболее примитивными породами Арагацкой вулканической области являются базальты и трахибазальты северных склонов Арагаца: Манташского плато и вулкана Шараилер (Голгат), с содержанием  $\text{SiO}_2$  – 48,81-51,08%,  $\text{MgO}$  – 6,00-7,35% и  $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$  - 4,97-5,54%) и долериты бассейна реки Ахурян. ( $\text{SiO}_2$  – 50-51,5,  $\text{MgO}$  – 4,9-6,6%). Для долеритовых базальтов характерно наименьшее значение содержания  $\text{K}_2\text{O}$  (1-1,3%) и суммы щелочей в целом (4,8-5,6%). Базальтовый и трахибазальтовые составы помимо северных склонов Арагаца и долеритов характерны также для некоторых образцов вулканических серий южной периферии Арагаца, в пределах Шамирамского плато (группа вулканов Даштакар), а также вулканов Тиринкатар и Аштарак на южном склоне Арагаца относящихся моногенным сериям. Последние содержат предельные для базальтов концентрации  $\text{SiO}_2$  (50,9-51,24%) и являются менее примитивными составами, поскольку уступают «долеритам» Ахуряна и Манташским и Шараилерским базальтам в содержании  $\text{MgO}$  (5-6%), и содержат больше щелочей.

### Геохимические данные

В данной работе впервые обсуждаются данные по содержаниям редких элементов в 189 образцах Арагацкой вулканической области, а также 9 образцах долеритовых базальтов северной Армении, выполненных высокоточными методами ICP-MS анализа по методике подготовки образцов и калибровки приборов описанных (Garbe-Schönberg, 1993 and John et al., 2008).

Данные по геохимии, опубликованные ранее (Попов и др., 1987), выполнены методом полуколичественного спектрального анализа, а в работе Джербашяна (2010) приведены также 3 анализа РЗЭ, выполненных методом индуктивно-связанной плазмы в ИЛС АН СССР. Касаясь геохимической типизации четвертичных лав Армении, разные авторы указывали, что по некоторым геохимическим параметрам лавы могут быть отнесены к континентально внутриплитным образованиям, а по другим – к островодужным (Джербашян и др., 2007; Джербашян, 2010). Аналогичные геохимические характеристики свойственны также вулканизму восточной Турции (Pearce et al., 1990). Очевидно, что без учета геохимических данных, коллизионный вулканизм региона по своей сути является континентальным, но в то же время не связан с рифтингом, как континентальный вулканизм Аравии или Африки. Отличием же от островодужной обстановки является прежде всего отсутствие субдукции и сухой характер магмогенерации (сходный с внутриплитным), тогда как в зонах субдукции активную роль играют водные флюиды, формирующиеся за счет дегидратации водонасыщенной океанической коры (White & Patchett, 1984). Таким образом, можно говорить о специфическом типе вулканизма в зонах континентальной коллизии, который отражен в геохимических и изотопных особенностях вулканических серий.



**Рис. 3.** Спайдер диаграммы основных вулканических пород Арагаца нормированных к составу примитивной мантии по (Sun & McDonough, 1989). Долериты северной Армении (А), базальты и базальтовые андезиты Манташского плато, Шараилера (Б) и базальты и базальтовые андезиты южного склона Арагаца, Шамирамского плато и вулканов Араратской долины (В). Пояснения см. в тексте.

Рис. 3 представляет спайдер-диаграммы базальтов нормированных к составу примитивной мантии по (Sun & McDonough, 1989) для базальтов и базальтовых андезитов. Отдельно представлены долериты северной Армении (А), базальты и базальтовые андезиты Манташского плато, Шараилера (Б), а также базальты и базальтовые андезиты южного склона Арагаца, Шамирамского плато и вулканов Араратской долины (В). На эти диаграммы для сравнения нанесены также составы базальтов океанических островов (OIB, Sun & McDonough, 1989) континентально-внутри-

плитного базальта Аравийской плиты (Krienitz et al., 2007), а также островодужный базальт Камчатской островной дуги по (Колосков, 2003) и Андийской континентальной дуги по (Lopez-Escobar et al., 1995). Прежде всего бросается в глаза обогащение долеритов и базальтов Арагаца элементами в ряду от Cs до U на уровне континентально-внутриплитного базальта и выше для долеритов, до уровня OIB для Манташского плато, и значительно выше OIB для пород южного склона Арагаца и Шамирамского плато. Далее следуют минимумы Nb и Ta, однако эта особенность проявлена в значительно меньшей степени по сравнению с базальтами андийской и камчатской дуг. Содержания элементов от K до Lu в Арагацких базальтах значительно выше, чем в среднем для островодужных и Андийских базальтов, и находятся на уровне, или между континентально-внутриплитными и OIB базальтами, за исключением минимума Ti. При этом содержания других высокозарядных элементов индикаторов внутриплитного вулканизма (HFSE) как Zr, Hf, Ce, а также P и Y находятся для долеритов и манташских серий на уровне сирийских базальтов, на уровне OIB и даже выше для базальтов и базальтовых андезитов южного склона и Шамирамского плато. Заслуживают внимания коренные различия спектров вулканов Араратской долины, в части распределении REE, и некоторых HFS элементов (рис 3. В).

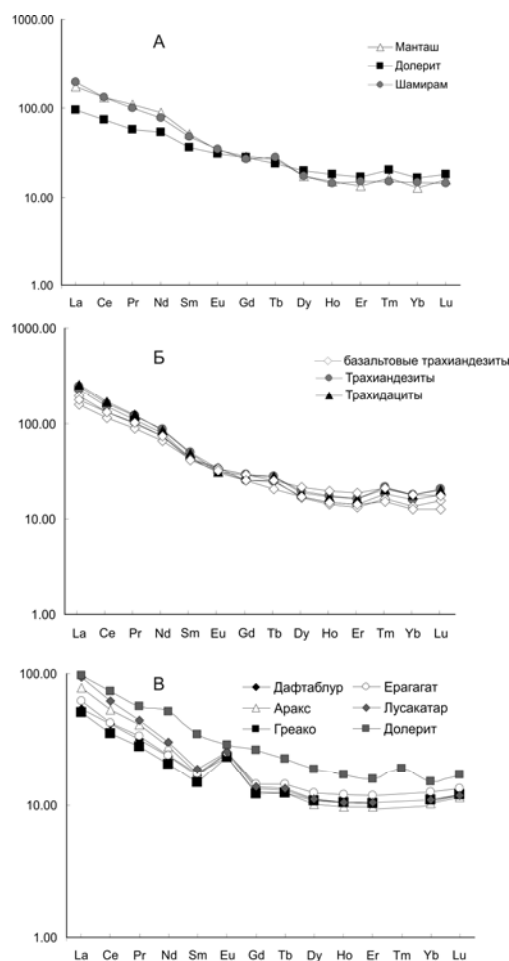
Обычно минимумы Nb, Ta и Ti относительно соседних элементов на расширенных редкоэлементных диаграммах являются характеристиками пород активных континентальных окраин и островных дуг (White & Patchett, 1984; Pearce, 1990). Обычно это связывают с малой подвижностью этих элементов в богатых флюидами расплавах, образованных при дегидратации субдуцируемой плиты, а LILE и LREE напротив подвижны в таких условиях и с легкостью переходят в магматический расплав. В сухих и высокотемпературных условиях магмогенерации во внутриплитно-континентальной обстановке такой особенности поведения Nb и Ta не наблюдается, и данные элементы показывают максимумы или равномерное распределение на редкоэлементных диаграммах. В целом, всеми авторами принимается, что минимумы Nb и Ta являются геохимическими характеристиками зон субдукции, и похожие выводы сделаны для вулканических серий сопредельных регионов (Pearce et al., 1990; Notsu et al., 1995; Keskin et al., 1998; Yilmaz et al., 1998; Джрбашян и др., 2007). В то же время очевидно, что речь может идти исключительно о плавлении мантийного источника, обогащенного прошлыми субдукциями, происходившими в регионе. При этом для долеритов и базальтов северного склона Арагаца абсолютный уровень содержания Ta и Nb повышен и близок к уровню содержания этих элементов в континентально-внутриплитных базальтах, а базальты и базальтовые андезиты южного склона содержат Ta и Nb на уровне сирийских базальтов и почти достигают до уровня содержания этих элементов в OIB, а минимум Ta и Nb больше связан с повышенными концентрациями соседних LIL элементов.

Анализ распределения некоторых элементов относительно  $\text{SiO}_2$  показывает уменьшение концентраций MgO, Ti, Sr с ростом  $\text{SiO}_2$  и накопление Rb, Ta, Ba, Hf, Zr. Содержания легких РЗЭ демонстрируют плавное увеличение концентраций с ростом  $\text{SiO}_2$ , при этом для образцов периферических плато характерны широкие вариации концентраций La с минимальными концентрациями La в лавах вулканов Араратской долины – Греако, Аракс, Давтаблур, Ерагагат, Лусакатар, понижены концентрации La также в риолитах Артени. Относительно тяжелых РЗЭ отметим, что наблюдаются повышенные концентрации Yb в долеритах и базальтах Манташского плато с последующим их убыванием до уровня 58-60%  $\text{SiO}_2$  (низко Si- андезиты), а в дальнейшем наблюдается рост Yb с максимальными концентрациями в трахитах Иринда, а для вулкана Араилер концентрации тяжелых РЗЭ плавно понижаются с ростом  $\text{SiO}_2$ .

Редкоземельные элементы или лантаноиды (Rare Earth Elements, REE) малоподвижны во флюидах и обычно отражают вариации в степени плавления магматических источников, и/или контаминацию континентальной корой и компонентами зоны субдукции (и в том и в другом случае наблюдается обогащение легкими REE относительно тяжелых REE). Содержания REE в арагацких породах всегда выше хондритового уровня, (Anders&Grevesse, 1989) (рис. 4 А, Б, В). Особенно сильно это проявлено в случае легких REE (LREE), достигающих трехсоткратного обогащения относительно хондритов. Усредненное обогащение наиболее легким лантаноидом – La относительно наиболее тяжелого из LREE элемента, - Sm выраженное в нормализованном к хондритовому отношению La/Sm в вулканических сериях Арагаца равно:  $(\text{La}/\text{Sm})_N=5,4$  для привершинных серий,  $(\text{La}/\text{Sm})_N=4,5$  для Шамирамского плато,  $(\text{La}/\text{Sm})_N=4,2-5,1$  для Манташского плато и вулканических серий из центров на склонах Арагаца и  $(\text{La}/\text{Sm})_N=6,3$  для Араилера, наиболее низкие  $(\text{La}/\text{Sm})_N=2,6$  характерны для долеритов, что отражает наиболее примитивное, происхождение последних, а в случае Арагацких серий мы имеем дело с более дифференцированными продвинутыми составами, что подтверждается также составом оливин-хромшпинелевого парагенезиса Арагацких лав (Джербашян, 2010). При этом указанные отношения и спектр распределения REE отражают незначительную степень или полное отсутствие ассимиляции вещества верхней коры и ксероморфных минералов или пород (с незначительным исключением для некоторых серий Шамирамского плато) по ходу подъема магмы от магматической камеры до поверхности.

Для всех изученных серий наблюдается достаточно высокая степень обогащения легкими лантаноидами относительно тяжелых, выражаемая в отношении La/Yb и степени наклона кривых распределения REE (рис. 4 А, Б, В). Минимальная степень обогащения LREE/HREE отмечается для долеритов  $(\text{La}/\text{Yb}=6-6.7)_N$ , риолитов Артени  $(\text{La}/\text{Yb}=2-9)_N$ , и лав вулканов Араратской долины  $(\text{La}/\text{Yb}=4.4-8)_N$  – максимальная для базальтов Манташского плато  $(\text{La}/\text{Yb}=13-18)_N$ , лав Араилера  $(\text{La}/\text{Yb}=12-16)_N$  и дацитов Арагаца  $(\text{La}/\text{Yb}=14-15)_N$ . Резкое различие спектра распределения REE для

долеритов и базальтов Манташа видно на рис. 4, где наиболее пологий спектр характерен для долеритов, а более крутой, с обогащением LREE и обеднением HREE относительно долеритов - для базальтов Манташского плато и вулкана Шараилер.



**Рис. 4.** Распределение содержания REE в Арагацких породах нормированное к хондриту (Anders&Grevesse, 1989). А. Долериты и базальтоиды Манташского плато. Б. Вулканические серии привершинного плато и излившиеся из центрального картера. В. Вулканические серии вулканов Арагатской долины в сравнении с долеритовым базальтом.

Важной особенностью вулканических серий Арагаца является субпараллельный, ровный спектр распределения тяжелых REE (HREE) и Y в долеритах и базальтах Манташа (рис. 3) с ~10-кратным обогащением HREE относительно хондритов, что практически идентично уровню и характеру распределения HREE в N-MORB. Эту особенность обычно связывают с тем, что гранат, который фракционирует HREE, не находился в оста-

точной фазе при плавлении или в равновесии с расплавом, то есть плавление происходило выше области равновесия гранатового лерцолита в области равновесия шпинели, на глубинах менее ~80 км. Одновременно, субпараллельный характер распределения HREE интерпретирован как результат фракционирования амфибола по ходу эволюции расплавов, не затрагивающего распределение HREE в расплаве (Pearce, 1990). Некоторые андезиты и базальтовые андезиты Шамирамского плато демонстрируют положительные европиевые аномалии. Возможно, это связано с начальным фракционированием и накоплением основных плагиоклазов, которые были обогащены двухвалентным европием в магматической камере, а в дальнейшем подверглись переработке новыми порциями магмы на более поздних стадиях эруптивной активности.

Наличие плагиоклазов с сильно проявленной обратной зональностью подтверждает правомерность подобной интерпретации. Отрицательные европиевые аномалии характерны для риолитов Артени, что связано с фракционированием (отделением) богатого  $\text{Eu}^{2+}$  плагиоклаза от расплава при эволюции магматических расплавов.

Интересные особенности распределения REE характерны для базальтов и базальтовых андезитов вулканов Араратской долины – Греако, Давтаблур, Аракс, Ерагагат, Лусакатар (рис. 4 В). Для них характерны наиболее низкие содержания лантаноидов и наиболее низкая степень обогащения LREE/HREE ( $\text{La/Yb}=4,4-8$ )<sub>N</sub>, а также четко выраженная позитивная Eu аномалия, что является довольно редким свойством для базальтов и базальтовых андезитов. Одновременно для них фиксируются наиболее низкие, сходные с E-MORB отношения ( $\text{Sm/Yb}=1,1-1,8$ )<sub>N</sub>. Поскольку речь идет о базальтах и базальтовых андезитах, указанные геохимические особенности могут быть результатом как накопления или ассимиляции плагиоклаза, так и вариаций  $f(\text{O}_2)$  по ходу кристаллизации (Mitjaviła et al., 1997) или даже характеристикой мантийного источника, как для некоторых OIB и MORB (King et al., 1993). Это требует более детальных исследований минералогии, петрологии и геохимии указанных лав, так как, исходя из геохимических особенностей, указанные вулканы Араратской долины представляют собой отличную от Арагаца и достаточно глубинную высокотемпературную магматическую систему.

Обсуждение температуры, давления и состава флюидной фазы (в том числе магматической воды) выходят за рамки данной работы, отметим лишь, что в работе (Джербашян, 2010) отмечено преобладание  $\text{CO}_2$  и низкое содержание воды во флюидных включениях (<10-20 мол%) в составе флюида, отделившегося от расплава на стадии кристаллизации оливина.

В работе (Отчет АЭС, 2011<sup>2</sup>) содержатся расчетные оценки температур по различным геотермометрам минерал-минерал и минерал-стекло (Putirka et al., 2005, 2008), находящиеся в тех же интервалах для тех же вулканических серий, что и в работе (Джербашян, 2010) на основании изу-

---

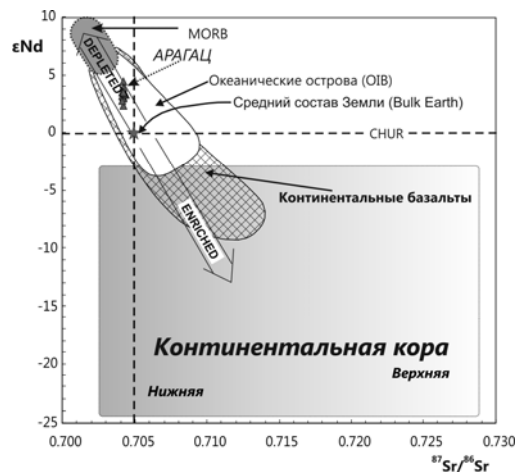
<sup>2</sup> C. Connor, L. Connor, R. Halama, Kh. Meliksetian, I. Savov, 2011 Volcanic Hazard Assessment of the Armenia Nuclear Power Plant Site, Final Report.



чения включений, но данные (Отчет АЭС, 2011<sup>3</sup>) охватывают более широкий возрастной и географический диапазон пород по SiO<sub>2</sub> и температурам. Содержания магматической воды, рассчитанные по равновесию плагиоклаз – основная масса (Putirka et al., 2008), укладываются в пределы 0,1-1,7%, при этом редко превышая 0,6%, в то время как содержание магматической воды в островодужных системах в разы и даже десятки раз выше (обычно 3-7% и более). Одновременно, расчетные магматические температуры Арагацкой вулканической системы в среднем на 100-120 С° выше чем для аналогичных по SiO<sub>2</sub> пород островных дуг (Отчет АЭС, 2011<sup>2</sup>), что естественно для сухих магм. Эти данные приводят нас к выводу, что Арагацкие лавы отличаются высокотемпературным и сухим характером исходных расплавов, с преобладанием CO<sub>2</sub> над H<sub>2</sub>O во флюидной фазе (Джербашян, 2010; отчет АЭС, 2011<sup>2</sup>; Гукасян, 1985), что в некотором роде ближе к петрогенезису ОИВ-типа, чем к островным дугам, в тоже время мантийный источник Арагацкой вулканической системы, обогащенный прошлыми субдукциями, несомненно ближе к островодужным, чем к мантийным источникам ОИВ-типа. Видимо именно этими особенностями объясняется сочетание некоторых как островодужных, так и внутриплитных геохимических характеристик Арагацких лав.

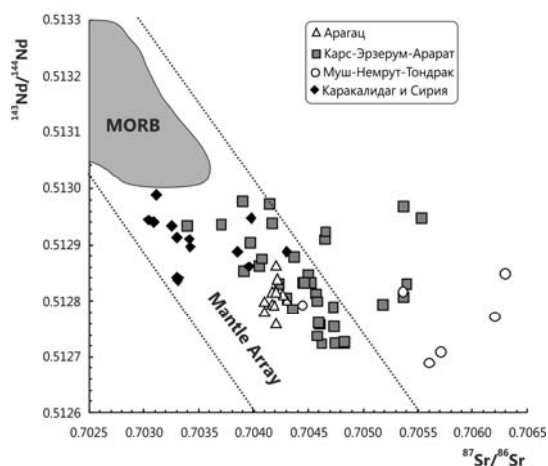
### Изотопные характеристики долеритов и Арагацких лав

Изотопные отношения <sup>86</sup>Sr/<sup>87</sup>Sr и <sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd Арагацких пород и долеритов приведены в таблице 2. Обычно изотопы в вулканических породах интерпретируются как результат смешения различных резервуаров, участвующих в генерации магм. Диаграмма εNd – <sup>86</sup>Sr/<sup>87</sup>Sr рис. 5 демонст

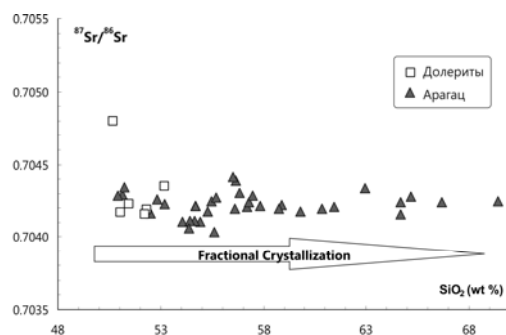


**Рис. 5.** Диаграмма εNd – <sup>86</sup>Sr/<sup>87</sup>Sr положение Арагацких пород и долеритов в сравнении с различными изотопными резервуарами Земли. Параметр εNd показывает относительное отклонение отношения <sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd в образце от <sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd в CHUR (chondritic uniform reservoir).

рирует положение Арагацких пород и долеритов в сравнении с различными изотопными резервуарами Земли. Из этой диаграммы становится очевидно, что точки составов Арагаца соответствуют деплетированному квадранту, разделенному по линиям CHUR (Chondritic uniform reservoir 3,5 Ga для изотопов Nd) и BABI (basaltic achondrite best initial для изотопов Sr 4.50 ± 0.07 Ga). Относительно MORB изотопный состав несколько обогащен и соответствует деплетированной части полей OIB и континентальных внутриплитных базальтов.



**Рис. 6.** Диаграмма зависимости  $^{86}\text{Sr}/^{87}\text{Sr}$  от  $\text{SiO}_2$  для долеритов и Арагацких пород. Показан тренд фракционной кристаллизации, и видно отсутствие корреляции изотопного отношения  $^{86}\text{Sr}/^{87}\text{Sr}$  в зависимости от роста  $\text{SiO}_2$ .

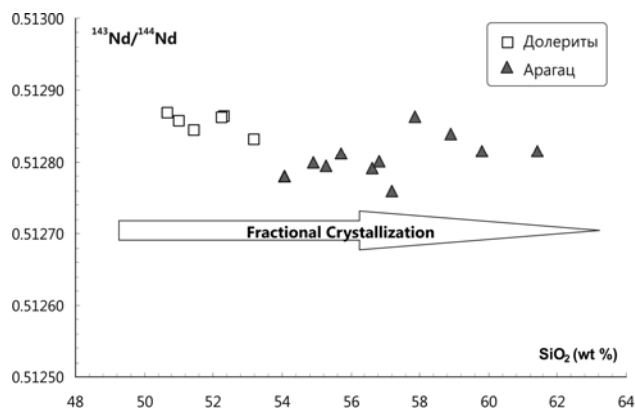


**Рис. 7.** Диаграмма зависимости  $\text{SiO}_2$  от  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  для долеритов и Арагацких пород. Показан тренд фракционной кристаллизации, и видно отсутствие корреляции изотопного отношения  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  от роста  $\text{SiO}_2$ .

При этом не наблюдается какой-либо корреляции изотопного состава  $^{86}\text{Sr}/^{87}\text{Sr}$  и  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  относительно  $\text{SiO}_2$  (рис. 6, 7), что безусловно сви-

детельствует о преобладании процессов фракционной кристаллизации, а не контаминации коровым веществом с изотопным составом «общепринятым» для континентальной коры, или осадочной порции океанической коры. Поля составов островодужных пород не показаны на данной диаграмме, так как демонстрируют обычно очень широкие вариации составов, и часто демонстрируют тренд обогащения изотопного состава по ходу роста SiO<sub>2</sub> от базальтов к дацитам, чего не наблюдается, как уже отмечалось для Арагаца.

Диаграмма зависимости  $^{86}\text{Sr}/^{87}\text{Sr}$  от  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  (рис. 8) демонстрирует положение Арагацких пород в поле мантийных изотопных составов, и в сравнении с региональными вулканическими сериями Карс-Эрзерумского плато, Арарата, вулканов Муш-Немрут-Тондрак (Тендурек), базальтоидов на Арабской плите – Каракалидагских и Сирийских. Из этой диаграммы видно, что Арагацкие породы и долериты занимают сравнительно узкий ареал в левой (наиболее примитивной) части восточно-анатолийских изотопных составов, которые демонстрируют более широкие вариации. При этом вулканы на Арабской плите показывают два кластера составов, незначительно обогащенный (но в пределах мантийного ареала), близкий к Арагацким изотопным составам, и более примитивный с высокими  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  и низкими  $^{86}\text{Sr}/^{87}\text{Sr}$  отношениями, чем для Анатолии и Арагаца.



**Рис. 8.** Диаграмма зависимости  $^{86}\text{Sr}/^{87}\text{Sr}$  от  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  демонстрирует положение Арагацких пород в поле мантийных изотопных составов в сравнении с изотопными составами региональных вулканических серий Карс-Эрзерумского плато, Арарата, вулканов Муш-Немрут-Тондрак (Тендурек), базальтоидов на Арабской плите – Каракалидагских и Сирийских.

Суммируя изотопные характеристики Арагацких лав, подчеркнем, что изотопные отношения  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  и  $^{86}\text{Sr}/^{87}\text{Sr}$  варьируют в относительно узких пределах и указывают на деплетированный мантийный источник, не демонстрируя при этом сколько-нибудь видимого обогащения из коровых

изотопных резервуаров с повышенными  $^{86}\text{Sr}/^{87}\text{Sr}$  и пониженными  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  изотопными отношениями.

Таким образом, если геохимические данные свидетельствуют об обогащенном субдукционным компонентом мантийном источнике и дальнейшей эволюции составов по системе AFC (ассимиляция, фракционная кристаллизация), то изотопные данные указывают на деплетированный мантийный источник (хотя и в несколько меньшей степени, чем для MORB), соответствующий примитивным магмам островных дуг, некоторым адакитам, внутриплитным магмам континентов и океанических островов (OIB) и указывают на дальнейшую эволюцию исключительно за счет фракционной кристаллизации, так как более кислые магмы (трахидациты, трахиандезиты) имеют тот же изотопный состав, что и наиболее примитивные, недифференцированные базальты и трахибазальтовые андезиты (рис. 6 и 7). Чтобы объяснить противоречие, которое вытекает из вышесказанного, нужно подчеркнуть, что в существующих изотопно-геохимических петрогенетических моделях обычно принимается метасоматическое обогащение мантии либо за счет флюидов, образованных из океанических осадков и морской воды при дегидратации океанической коры при субдукции, либо участие древней континентальной коры. Также и в случае с AFC – контаминирующим компонентом обычно принимается древняя континентальная кора с высокими Sr и пониженными Nd изотопными отношениями, как к примеру для внутриплитных вулканических серий восточной Африки (Pik et al., 1999; Kieffer et al., 2004; Rooney et al., 2012) или коллизионной зоны Италии (Nikogosian et al., 2010; Hawkesworth et al., 1979).

В случае же вулканизма в коллизионной зоне Армянского нагорья представляется, что коровый компонент в магмах может быть связан с нижней корой, имеющей базитовый состав и относительно молодой возраст, и соответственно изотопные характеристики отличные от таковых в стандартных изотопно-геохимических моделях, принятых для островных дуг и континентально-внутриплитного вулканизма. Очевидно, что если такое предположение верно, в данном случае наложение изотопных характеристик относительно молодой базитовой коры (предположительно базитовой части океанической коры Нео-Тетиса) на мантийные (смещение изотопных резервуаров) и может определить изотопный состав, свойственный коллизионным магмам Арагаца и региона.

## Обсуждение

В качестве возможной модели петрогенезиса Арагаца наиболее близкой к реальности представляется модель смешения магм, для Малого Кавказа впервые предложенная в работе (Попов и др., 1987), в то же время в этой работе речь шла лишь о неравновесном близповерхностном смешении и якобы имеющихся геологических и петрографических свиде-

тельств таких процессов (?). Модель глубинного нижнекорового смешения выдвинута для Арагаца Д. Джербашьяном в 1990-ых годах. (Джербашьян, 2010). В этой работе обсуждаются также составы возможного корового источника и механизм смешения, и делается вывод о том, что древние метаморфические породы Цахкуняцкого выступа фундамента (верхняя кора Армянского блока) не могли быть контаминантом Арагацких лав, и генерация кислого компонента, предположительно, происходила в нижней коре (Джербашьян, 2010). Аналогичный вывод о нижнекоровом происхождении риолитов вулкана Артени содержится в работе (Меликсетян и Карапетян, 1981).

В то же время наличие новых обширных геохимических и изотопных данных, представленных в данной статье, показывает, что, возможно, происхождение лав Арагаца связано со смешением первичных мантийных магм, происходящих из обогащенного прошлыми субдукциями мантийного источника (типа первичных магм, из которых в дальнейшем образовались врехнеплиоценовые долеритовые базальты), а дальнейшая эволюция и происхождение колоссального объема андезитовых и дацитовых лав происходили в результате смешения мантийных магм с так называемым адакитовым компонентом (или адакитоподобным, *adakite-type*), то есть кислыми расплавами, образованными при плавлении базальтовых порций океанической коры, которая в коллизионной обстановке может происходить при деламинации, погружении слеба и коры (Chung et al, 2003; Guoa et al., 2007; Castillo, 2006). Очевидно, что процессы дифференциации также наложены на смешение магм.

Обычно адакитовые магмы демонстрируют большой разброс генетических и изотопно-геохимических типов и до недавнего времени считалось, что адакиты встречаются исключительно в пределах островных дуг (Defant and Drummond, 1990; Castillo, 2006), однако в последние годы достоверно показано также наличие различных адакитов в зоне континентальной коллизии в Тибете (Chung et al, 2003; Guoa et al., 2007). Петрогенезис идентичный адакитовому в зонах коллизии был предложен также и для некоторых интрузий Мегринского плутона на юге Малого Кавказа (Меликсетян, 1989). Так, еще до появления термина «адакит» и обсуждения первых петрогенетических моделей их образования (Defant and Drummond, 1990; Martin, 1999; Martin et al., 2005) петрогенезис комплекса ниже-миоценовых порфириовидных гранитов-гранодиоритов с современных позиций, соответствующих адакитам по своим изотопно-геохимическим параметрам (высокие отношения Sr/Y, La/Yb, низкие  $^{86}\text{Sr}/^{87}\text{Sr}$ ), был объяснен плавлением молодого метабазитового субстрата в нижней коре (Меликсетян, 1989), что полностью соответствует петрогенетической модели образования адакитов по современным представлениям (Castillo, 2006).

Важно отметить, что вулканические серии вулкана Арагац не являются адакитами как таковыми, а отличаются от адакитов целым рядом геохимических параметров (рис. 9), и лишь небольшая их часть попадает в

классификационное поле адакитовых пород. Как уже отмечалось, вулканизм Арагаца является результатом комплексного наложения процессов кристаллизационной дифференциации наложенных на смешение мантийных магм, образованных из мантийных источников с более кислыми адакитовыми расплавами, образованными при плавлении базитовых частей относительно молодой поглощенной океанической коры Нео-Тетиса.

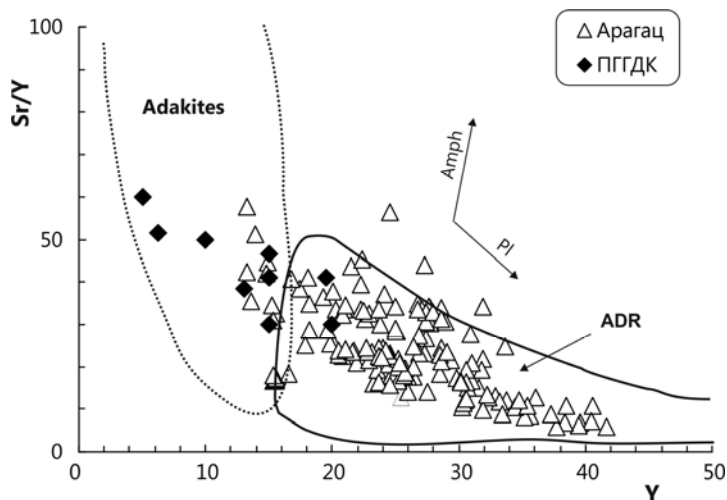


Рис. 9. Диаграмма зависимости Y от Sr/Y для дискриминации адакитовых пород от «нормальных» островодужных андезитов, дацитов, риолитов (ADR) по (Castillo, 2006). Показаны составы пород Арагаца и Миоценовых коллизионных адакитов Малого Кавказа в составе порфировидного гранит-гранодиоритового комплекса Мегринского плутона на юге Армении (ПГГДК) по (Меликсетян, 1989).

Адакитовые магмы, происходящие в результате плавления базитовой части поглощенной океанической коры, имеют изотопные Sr и Nd метки, сопоставимые с мантийными (Chung et al, 2003; Guo et al., 2007). Важно отметить, что  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  и  $^{86}\text{Sr}/^{87}\text{Sr}$  изотопный состав базитовых пород мезозойского возраста в офиолитах Малого Кавказа находится в пределах  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0,51273-0,51291$   $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0,70370-0,70565$  (Galoyan et al., 2007; Rolland et al., 2009), и изотопные метки лав вулкана Арагац не выходят за эти пределы, что не противоречит предложенной петрогенетической модели и является косвенным ее подтверждением.

Представляется, что только такая комплексная модель (наложение и совмещение процессов смешения мантийных и адакитовых магм, а также кристаллизационная дифференциация) может объяснить одновременное, противоречивое на первый взгляд, наличие изотопно-геохимических параметров, одновременно указывающих на коровую контаминацию и наличие деплетированных мантийных изотопных меток  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  и  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ , а также извержения колоссального объема пород базальт-андезитового,

андезитового и дацитового состава (860км<sup>3</sup>, Гукасян, 1985) за относительно короткий промежуток времени, что не может быть результатом исключительно дифференциации мантийных базальтовых магм.

В то же время для развития предложенной петрогенетической модели необходимы исследования расплавных включений и расчетное моделирование смешения и дифференциации мантийных и адацитовых магм с разными по составу начальными расплавами и различными пропорциями смешения, а также расчеты глубины и температур магмогенерации и смешения.

### Благодарности

Автор выражает искреннюю благодарность д.г.-м.н. А.С. Караханяну за совместную работу в рамках проекта по оценке вулканической опасности Арм. АЭС, академику Р.Т. Джрбашяну за ценные консультации, коллегам по лаборатории вулканологии ИГН, Г.Х. Навасардяну, С.Г. Карапетяну за предоставленные материалы и помощь, а также И. Савову из Университета Лидса (Великобритания) за проведение колоссального объема аналитических работ и полезное обсуждение некоторых спорных аспектов коллизионного петрогенезиса, хотя эти обсуждения и не привели к формированию единого мнения.

### Литература

- Амарян В.М.** Вулкан Арагац, его строение и история формирования. Автореф. канд. дисс., Ереван, 1964, 24 с.
- Асланян А.Т.** Региональная геология Армении. Ереван, 1958, изд-во «Айпетрат».
- Бальян С.П.** Массив Арагац. В кн. Геология Армянской ССР, т. I, Геоморфология, Ереван, 1962, изд. АН АрмССР.
- Гукасян Ю.Г.** Петрография, минералого-геохимические особенности и история формирования Арагацкого вулканического комплекса. Автореф. дис. канд. геол.-мин. наук. Тбилиси, 1985, 25 с.
- Джрбашян Д.С.** Петрология лав вулкана Арагац. Изд. НАН РА «Гитутюн», 2010, 131 с.
- Джрбашян Р.Т., Лур Дж., Савов И., Карапетян С.Г., Навасардян Г.Х.** Геохимические характеристики позднеколлизионного вулканизма Гегамского нагорья (Армения). Изв. АН Армении, Науки о Земле, 2007, т. LXII, № 1, с.16-31.
- Джрбашян Р.Т.** Палеогеновые вулканические пояса зоны замыкания океана Тетис (Малый Кавказ). Диссертация на соискание уч. степени доктора геол.-мин. наук. Тбилиси, 1990, 59 с.
- Джрбашян Р.Т., Г.А.Казарян, С.Г.Карапетян, Х.Б.Меликсетян, А.Х.Мнацаканян, К.Г.Ширинян.** Мезокайнозойский базальтовый вулканизм северо-восточной части Армянского нагорья. Изв. АН АрмССР, 1996, № 1-3, с. 19-32.
- История океана Тетис, отв. ред. А. С. Монин, Л. П. Зоненшайн. М. ИО АН СССР, 1987, 154 с.
- Ширинян К.Г.** К вопросу о новейших (верхнеплиоцен-четвертичных) вулканических формированиях Армении. Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1975, № 1, с. 3-15.
- Колосков, А.В.** Проявление вулканизма внутриплитного геохимического типа в островодужной системе и его значение для понимания глубинных процессов геодинамики (на примере Камчатки). Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле, 2003, номер 2.
- Лебедев, В. А., С. Н. Бубнов, И. В.Чернышев, А. В. Чугаев, О. З. Дудаури, Г. Т. Ва- шакидзе.** Геохронология и особенности генезиса субщелочных базальтов лавовых рек

- Джавახетского нагорья, Малый Кавказ: К-Аг и Sr-Nd изотопные данные. *Геохимия*, 2007, М 3, с. 243-258.
- Лордкипанидзе М. Б.** Альпийский вулканизм и геодинамика центрального сегмента Средиземноморского складчатого пояса. Тбилиси, Мецниереба, 1980, 162 с.
- Меликсетян Б.М., Карапетян С.Г.** Геохимия редких и рудных элементов в новейших кислых вулканитах Армянской ССР Изв. АН АрмССР, серия Науки о Земле, 1981, т. XXXIV, № 4, с. 28-48.
- Меликсетян Б.М.** Петрология, геохимия и рудоносность палеоген-неогеновых вулканогенных интрузивных формаций Малого Кавказа. Автореферат диссертации на соискание уч. степени доктора геол.-мин. наук, Тбилиси, 1989, 54 с.
- Попов В. С., Семин В. А., Николаенко Ю. С.** Геохимия новейших вулканитов Кавказа и их происхождение, Геохимия континентального вулканизма. М. Наука, 1987, с.143-231.
- Схиртладзе Н.Н.** Постпалеогеновый эффузивный вулканизм Грузии. Тбилиси, Изд-во АН Груз. ССР, 1958, 368 с.
- Чернышев И.В., В.А. Лебедев, М.М Аракелянц., Р.Т, Джрбашян, Ю.Г. Гукасян.** Четвертичная геохронология Арагацкого вулканического центра (Армения) по данным К-Аг датирования. ДАН. Т. 384, № 1, 2002, с. 95–102.
- Ширинян К.Г.** Главные черты плио-плейстоценового вулканизма Армении. В кн.: Геология Армянской ССР, т.IV. Петрография. Вулканические породы. Ереван. Изд. АН АрмССР, 1970, с. 477-494.
- Anders, E., Grevesse, N.** Abundances of elements: Meteoric and solar. *Cosmochim. Geochim. Acta.*, 1989, v. 53, p. 197-214.
- Best, M.G., E.H. Christiansen.** *Igneous petrology*, Blackwell science, 2001/
- Castillo P. R.** An overview of adakite petrogenesis, *Chinese Science Bulletin*, 2006, vol. 51 No. 3, p. 257—268.
- Chung, S. L., Liu, D.Y., Ji, J. Q.** Adakites from continental collision zones: Melting of thickened lower crust beneath southern Tibet, *Geology*, 2003 v. 31, p. 1021—1024.
- Defant, M. J. & Drummond, M. S.** Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere. *Nature*, 1990, v. 347, p. 662-665.
- Galoyan, G., Rolland, Y., Sosson, M., Corsini, M., Melkonyan R.** Evidence for superposed MORB, oceanic plateau and volcanic arc series in the Lesser Caucasus (Stepanavan, Armenia). *Comptes Rendus Geoscience*, 2007, 339, p. 482–492.
- Garbe-Schönberg, C. D.** Simultaneous determination of thirty-seven trace elements in twenty-eight international rock standards by ICP-MS. *Geostandard Newsletter*, 1993, v. 17, p. 81–97.
- Zhengfu G., Wilson M., Liua J.** Post-collisional adakites in south Tibet: Products of partial melting of subduction-modified lower crust *Lithos*, 2007. v. 96, Issues 1–2, June, p. 205–224.
- Hafkenscheid, E., Wortel, M. and Spakman, W.** Subduction history of the Tethyan region derived from seismic tomography and tectonic reconstructions. *Journal of Geophysical Research*, 2006, v. 111, B08401, 26p.
- Hawkesworth, C.J., Vollmer, R.** Crustal contamination versus enriched mantle:  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  and  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  evidence from the Italian volcanics. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 1979, v. 69, 151–165.
- John, T., R. Klemd, J. Gao, and C.-D. Garbe-Schönberg.** Trace-element mobilization in slabs due to non steady-state fluid-rock interaction: Constraints from an eclogite-facies transport vein in blueschist (Tianshan, China). *Lithos*, 2008. v. 103, 1–24.
- Karakhianian A., Jrbashyan R., Trifonov V., Philip, H. Arakelian, S., Avagyan A., Baghdassaryan H., Davtian V., Ghokassyan, Y.** Volcanic hazards in the region of the Armenian nuclear power plant. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 2003, v. 126 (1–2), 31–62.
- Keskin, M., Pearce J. A., Mitchell J. G.** Volcano-stratigraphy and geochemistry of collision-related volcanism on the Erzurum-Kars Plateau, northeastern Turkey. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 1998, 85, 355–404.
- Keskin, M., Genc, S. C., Tuysuz O.** Petrology and geochemistry of postcollisional Middle Eocene volcanic units in north-central Turkey: Evidence for magma generation by slab breakoff following the closure of the northern Neotethys Ocean. *Lithos*, 2008, 104(1–4), 267–305.
- Kieffer, B., Arndt, N., Lapierre, H., Bastien, F., Bosch, D., Pe-cher, A., Yirgu, G., Ayalew, D., Weis, D., Jerram, A.D., Keller, F. and Meugniot, C.** Flood and shield basalts from Ethiopia: magmas from the African superswell. *Journal of Petrology*, 2004, v. 45, 793-834.



- King, A.J., D. Waggoner G., and Garcia, M.O.** Geochemistry and petrology of basalts from leg 136, Central Pacific Ocean in Wilkens, R.H., Firth, J., Bender, J., et al., Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results, 1993, Vol. 136.
- Krienitz M. S., Haase K. M., Mezger K., Shaikh-Mashail M. A.** Magma genesis and mantle dynamics at the Harrat Ash Shamah volcanic field (Southern Syria). *Journal of Petrology*, 2007, 48, 8, p.1513-1542.
- Le Bas M.J. and A. Streckeisen.** The IUGS systematics of igneous rocks. *Journal of the Geological Society*, 1991, v. 148, p. 825-833.
- Lopez-Escobar L., Cembrano, J., Moreno, H.** Geochemistry and tectonics of the Chilean Southern Andes basaltic Quaternary volcanism (37-46°S). *Andean geology*, 1995, Vol. 22, No 2, p. 219-234
- Martin H.**, 1999. The adakitic magmas: modern analogues of Archaean granitoids. *Lithos* 46, 411-429.
- Martin, H., Smithies, R. H., Rapp, R., Moyen, J.-F. & Champion, D.** An overview of adakite, tonalite-trondhjemite-granodiorite (TTG), and sanukitoid: relationships and some implications for crustal evolution. *Lithos*, 2005, v. 79, p. 1-24.
- McQuarrie N., van Hinsbergen D.J.J.** Retrodeforming the Arabia-Eurasia collision zone : Age of collision and magnitude of continental subduction, *Geophysical Research Abstracts*, 2012, vol. 14, EGU2012-11455, EGU General Assembly.
- Mitjavila J., Marti J., Soriano C.** Magmatic Evolution and Tectonic Setting of the Iberian Pyrite Belt Volcanism *Journal of Petrology*, 1997, v. 38, issue 6 p. 727-755.
- Nikogosian I.K, van Bergen M. J.** Heterogeneous mantle sources of potassium-rich magmas in central-southern Italy: Melt inclusion evidence from Roccamonfina and Ernici (Mid Latina Valley) *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 2010, 197 (2010) 279–302.
- Notsu K., Fujitani T., Matsuda T. J. Ercan T.** Geochemical features of collision-related volcanic rocks in central and eastern Turkey. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 1995 v. 64, 171–192.
- Peccerillo A., Taylor S.R.** Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 1976, 58, 63–81.
- Phillip H., Cicerinas A., Gvishiani, A. Gorshkuv, A.** The Caucasus: an actual example of the initial stages of continental collision. *Tectonophysics*, 1989, v. 161(1- 2), p. 1–21.
- Pik, R., Deniel C., Coulon C., Yirgu G. and Marty B.** Isotopic and trace element signatures of Ethiopian basalts: evidence for plume-lithospheric interactions. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1999, 63, 2263-2279.
- Putirka, K. D.** Igneous thermometers and barometers based on plagioclase + liquid equilibria; tests of some existing models and new calibrations. *American Mineralogist*, 2005, v. 98, p. 336–346.
- Putirka, K. D.** Thermometers and barometers for volcanic systems. In K. Putirka and F. J. Tepley (Eds.), *Minerals, Inclusions and Volcanic Processes*, Number 69 in *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 2008, p. 61–120.
- Rolland, Y., Galoyan, G., Bosch, D., Sosson, M., Corsini, M., Fornari, M. & Verati, C.** Jurassic Back-arc and Cretaceous hot-spot series in the Armenian ophiolites – implications for the obduction process. *Lithos*, 2009, v. 112, p. 163–187.
- Rooney T.T., Hanan B.B, Graham D.W., Furman T., Blichert-Toft J., Schilling J-G.** Upper mantle pollution during Afar plume-continental rift interaction, *Journal of Petrology*, 2012, volume 53, number 2, p. 365-389.
- Sengör, A.M.C., Natal'in, B.A.** Paleotectonics of Asia: fragments of a synthesis. In: Yin, A., Harrison, T.M. (Eds.), *The Tectonic Evolution of Asia*, Cambridge University Press, 1996, Cambridge, pp. 486–640.
- Sosson M., Rolland, Y., Corsini M., Danelian T., Stephan J-F., Avagyan, A., Melkonian R., Jrbashyan R. Melikian L., Galoian G.** Tectonic evolution of the Lesser Caucasus (Armenia) revisited in the light of new structural and stratigraphic results *Geophysical Research Abstracts*, 2005, v. 7, 06224.
- Walker. P.L.** Ignimbrite types and ignimbrite problems, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 1983, v.17, Issues 1–4, p. 65–88.
- White W.M. Patchett J.** Hf-Nd-Sr isotopes and incompatible element abundances in island arcs: implications for magma origin and crust-mantle evolution, *Earth, and Planet. Sci. Lett.*, 1984, v. 67, N 2. p. 167-185.

- Yilmaz Y., Guner Y., Saroglu F.** Geology of the quaternary volcanic centers of the east Anatolia. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 1998, v.8 p. 173-210.
- Zor E.** Tomographic evidence of slab detachment beneath eastern Turkey and Caucasus. Geophysical Journal International, 2008, v. 175, p.1273–1282.

*Рецензент Ю.Г. Гукасян*

## ԱՐԱԳԱՏԻ ՇՐՋԱՆԻ ՀՐԱԲԽԱՅԻՆ ՄԵՐԻԱՆԵՐԻ ԵՐԿՐԱՔԻՄԻԱՆ

**Խ.Բ. Մելիքսեթյան**

Ամփոփում

Հոդվածում քննարկվում են Արագածի շրջանի հրաբխականության երկրաբանական և իզոտոպային բնութագիրը և Հայկական բարձրավանդակի կոլիզիոն գոտու մագմաառաջացման հնարավոր պետրոգենետիկ մոդելները: Ամփոփվում են նաև կոլիզիոն հրաբխականության որոշ յուրահատկություններ՝ դրսևորված մագմաառաջացման չոր, բարձրջերմաստիճանային բնույթով, որոնք ունեն որոշ նմանություն ներսալային պետրոգենեզի և նախկին սուբդուկցիաների հետևանքով հետ հարստացած մանթիական ադբյուրի առկայությամբ, մատնանշելով որոշ նմանություն մագմաառաջացման կղզադեղային մոդելի հետ: Նոր բազմակողմանի երկրաբանական և իզոտոպային տվյալները, ինչպես նաև գրականության մեջ հայտնի Արագածի մագմաառաջացման մոդելների հիման վրա առաջարկվել է Արագածի հրաբխականության ձևավորման պետրոգենետիկ նոր մոդելը՝ արտահայտված մանթիական հիմնային և ադակիտային թթու մագմաների խառնուրդով:

## GEOCHEMISTRY OF VOLCANIC SERIES OF ARAGATS PROVINCE

**Kh.B. Meliksetian**

Abstract

In this contribution we discuss geochemical and isotope characteristics of volcanism of the Aragats volcanic province and possible petrogenetical models of magma generation in collision zone of Armenian highland. We talk about combination of some specific features of collision related volcanism such as dry and high temperature conditions of magma generation, that demonstrate some similarities to intraplate-like petrogenesis and presence of mantle source enriched by earlier subductions, indicative to island-arc type magma generation models. Based on comprehensive analysis of isotope and geochemical data and some published models of magma generation beneath Aragats we lead to a petrogenetic model of origin of Aragats system to be a result of magma mixture between mantle originated mafic magma with felsic, adakite-type magmas.