

БАЗАЛЬТОВЫЙ ПОЗДНЕКОЛЛИЗИОННЫЙ ВУЛКАНИЗМ АРМЕНИИ

Р.Т. Джрбашян, Ю.Г. Гукасян, С.Г. Карапетян, Х.Б. Меликсетян, А.Х. Мнацаканян,
Г.Х. Навасардян

Институт Геологических наук НАН Армении, Ереван, e-mail: jrb_rub@sci.am

В эволюции позднеколлизийного вулканизма территории Армении и смежных областей Армянского нагорья наземный базальтовый вулканизм занимает ключевую позицию, отражая перестройку геодинамического и термического режима литосферы региона. Активность его дискретно проявлялась во временном интервале от верхнего плиоцена до голоцена включительно. При более строгом подходе следует указать, что базальтовый вулканизм в зоне конвергенции Аравийско-Иранской и Евразийской континентальных плит начиная с эоцена играл значительную роль в эволюции всего альпийского коллизийного этапа [Джрбашян и др., 1996].

Позднеколлизийный вулканизм в пределах Южного Кавказа наложен на разновозрастные и разнородные структуры ранних этапов консолидации, контролируясь в основном региональными разломами общекавказского (северо-западного) и близмеридионального простираний. Выделяются два преобладающих типа базальтовых извержений: **линейные** (трещинные) и **центральные**. Последние представлены извержениями моногенных вулканов ареального типа, выделенного впервые на территории Армении А.Н. Заварицким.

1. Линейные извержения базальтов в основном приурочены к Западной и Центральной областям к зоне Транскавказского меридионального поднятия в пределах Джавахетской, Арагацкой и Гегамской вулканических областей [Милановский, Короновский, 1973; Ширинян, 1973]. За базальтами этого типа в литературе установилось название “долеритовые базальты”, нередко используемое в стратиграфическом смысле. Долеритовые базальты повсеместно залегают в основании и являются началом мощного и разнообразного по составу и типам извержений верхнеплиоцен-голоценового вулканического комплекса, формирующего новейший вулканический пояс Армении, насчитывающий около 550 вулканов. Возраст их датируется К-Аг методом верхним плиоценом 2,25-2,5 Ма [Гукасян, 2006; Чернышев, Лебедев и др., 2002]. Долеритовые базальты преимущественно представлены эффузивными фациями, образуя обширные покровы и плато (Котайкское, Лорийское, Джавахетское, Карское) на площади до 5,0 тыс. км² с суммарной мощностью до 250м, а также отдельные участки бассейна оз. Севан. Ими же представлены протяженные (до 100км) мощные потоки в долинах р.р. Дебед, Дзорагет, Ахурян, Раздан [Харазян, 1966]. Долериты во всех регионах петрографически довольно однородны и характеризуются порфировой, сериально-порфировой структурой с полнокристаллической основной массой и вкрапленниками оливина (хризолита), реже авгита и плагиоклаза. По химическому составу они принадлежат к Ol-Ne, реже Ol-Ну нормативным сериям К/Na уклона и умеренной глиноземистости. Магнезиальность варьирует от 0,31 до 0,47, возрастая в направлении с СЗ на ЮВ. Отмечается умеренное обогащение литофильными (Sr, Rb, Ba, Th) элементами и ЛРЗЭ (La/Yb-6,0-11,9); отношения La/Sm (2,7-5,6) определяются условиями совместного плавления (фракционирования) “сухого” парагенезиса оливина, пироксена и плагиоклаза. Величины Ni/Co (1,8-4,7) укладываются в интервал мантийных значений и характеризуют невысокую степень плавления. Отношения Nb/Ta сохраняются постоянными (19,2-21,8) и слабо превышают значения для примитивной мантии (17,5).

Слабая степень дифференцированности состава долеритовых базальтов, геохимические параметры и Sr-Nd изотопные отношения ($^{87}/_{86} \text{Sr}=0,704318-0,704389$, $^{143}/_{144} \text{Nd}=0,512813-0,512844$) позволяют считать их производными деплетированного мантийного источника с низкой степенью плавления. Геодинамический режим формирования отвечает обстановкам растяжения континентально-рифтового типа с излияниями расплавов без задержки в промежуточных очагах. Глубина последних по [Bagin, Ghukasyan et al., 1976] соответствует порядку 50 - 60 км.

2. Центральные извержения базальтов проявлены в виде многочисленных моногенных вулканов ареального типа. Как известно, по А. Н. Заварицкому, отличительными признаками ареального вулканизма считаются: кратковременность активности отдельных

центров, широкое площадное проявление, отсутствие крупных вулканических построек, а также связь с неглубоко залегающими очагами. Все эти признаки отчётливо характеризуют проявления эоплейстоцен-голоценового вулканического комплекса территории Армении. Выделяются простые – шлаковые или лавовые и сложные – шлаково-лавовые вулканы. Значительная часть вулканов представлена шлаковыми конусами, имеющими привершинные кратеры. Лавовые потоки, обычно глыбового характера, излившиеся как из вершинного кратера, так и из-под основания имеют протяженность до 20-25 км или, накладываясь друг на друга бронируют склоны сводовых поднятий, образуя плато-потоки. Размеры вулканических конусов колеблются по диаметру основания от 30 до 360 м, а по высоте от 15 до 400 м. Моногенные вулканы широко распространены в пределах Гегамского, Варденис-Вайоцзорского и Сюникского нагорий, а также формируют моногенные вулканические центры в пределах крупных массивов стратовулканов Арагац, Ишханасар, Цхук. Их отличительной особенностью является более молодой эоплейстоцен-голоценовый возраст, а также относительно высокая, по сравнению с долеритами, степень дифференцированности и четкая СЗ-ЮВ латеральная зональность составов. Голоценовый возраст некоторых вулканов (Порак, Назели, Смбагасар и др.), датирован по C^{14} и археологическим данным [Karakhanian A., Jrbashian R., et al., 2002]. Как начальные члены вулканических серий, базальты данного типа дифференцированы до трахиандезитов и дацитов (Арагац, Ишханасар) или до трахиандезитов (Гегам, Варденис) и характеризуются OI-Pl-CPx \pm OPx парагенезисом фенокристаллов и стекловатой, гиалопилитовой основной массой. Это слабонасыщенные SiO_2 , OI-Ну нормативные разности К-На уклона, умеренно глиноземистые и магнезиальные (Mg# 0,30-0,42) [Джрбашян, Лур и др., 2007]. В базальтах Сюникского нагорья главным парагенезисом фенокристаллов становится OI-CPx-Am \pm Pl парагенезис с интерсертальной, интергранулярной основной массой. Среди них выделяются две петрохимические серии: а) Базанит-фонотефритовая с OI-Ne в норме, высоким коэффициентом магнезиальности (0,53-0,55), резким преобладанием Na_2O и повышенными концентрациями CaO, TiO_2 , P_2O_5 , и б) Трахибазальтовая, дифференцированная до трахиандезитов; она имеет OI-Ну-Di нормативный состав, отличается К-На типом щелочности, высокой глиноземистостью и умеренной магнезиальностью.

На крайнем ЮВ Сюникского нагорья, в пределах Капанского блока мезозойской консолидации, в связи с процессами позднеколлизивной активности, формируются шлаково-лавовые вулканы (в количестве 6-и) пикробазальтов и базанитов. Последние принадлежат специфической щелочно-меланократовой серии основных вулканитов и по составу фенокристаллов подразделяются на оливиновый и роговообманковый типы [Ширинян, Навасардян, 2006]. Геохимические параметры базальтов данного типа резко варьируют, коррелируясь с петрогенными окислами. В них Ni/Co отношения закономерно возрастают от 1,9-2,4 (Арагац, Гегам) до 2,6-3,5 (Сюник), отражая возрастание степени плавления субстрата. Эти серии имеют сходные редкоземельные спектры и демонстрируют заметное обогащение ЛРЗЭ: La/Yb отношения с СЗ на ЮВ возрастают от 6,0-13,8 до 40,0-41,1 с параллельным ростом La/Sm (3,0-4,34 до 5,2-5,8). Им свойственна наибольшая степень обогащения литофильными элементами Th, Rb, Sr (от 619-899 до 1186-2702), Ba (от 353-718 до 1294-1514). В базальтах Сюникского нагорья одновременно повышаются концентрации высоkozарядных Ta, Nb (Nb/Ta = 21,4-25,2), Zr, Hf и проявляются внутриплитные тенденции. Величины изотопных отношений базальтов этой группы в пределах Арагацкого и Гегамского нагорий, сохраняют „метки” деплетированного мантийного субстрата ($^{87}/_{86} Sr = 0,7042142 - 0,704302$ и $^{143}/_{144} Nd = 0,512813 - 0,512802$). Геодинамические условия проявления ареального базальтового вулканизма на отдельных участках новейшего вулканического пояса Армении отражают элементы субдукционных обстановок и обстановок типа “ pull apart basin” [Karakhanian A., Jrbashian R., et al., 2002].

В целом, базальты ареальных вулканических центров представляют в разной степени обогащенную редкими элементами и легкими лантаноидами вулканические серии с Rb-Sr изотопными параметрами деплетированного мантийного субстрата. Подобный процесс обогащения можно считать результатом его метасоматического преобразования с привнесением редких элементов и флюидов в зоны магмообразования. В формировании базальтов крайней ЮВ области новейшего вулканического пояса, которые отличаются максимальной степенью обогащения как литофильными, так и высоkozарядными элементами, предполагается ведущая роль плавления водосодержащих (амфибол) и акцессорных минеральных фаз.

По геологической позиции, геодинамическому режиму и петро-геохимическим особенностям базальты (и их дифференциаты) верхнеплиоцен – голоценового возраста сопоставляются с позднеколлизионными вулканитами Восточной Анатолии (Pearce et al., 1990; Keskin, 2007), что отражает общность региональных процессов позднеколлизионного сводового воздымания региона и подъема астеносферной мантии.

Список литературы

Гукасян Ю.Г. Изотопная геохронология позднеколлизионного вулканизма Арагацкой неовулканической области: вопросы периодичности и возможной реактивизации вулканических событий // Материалы III Российской конференции по изотопной геохронологии. Москва. 2006. Т. 1. С. 216-221.

Джрбашян Р.Т., Лур Дж., Савов И., Карапетян С.Г., Навасардян Г.Х. Геохимические характеристики позднеколлизионного вулканизма Гегамского нагорья (Армения) // Изв. НАН РА, сер. Науки о Земле. 2007. № 1 С. 16-31.

Джрбашян Р. Т., Казарян Г.А., Карапетян С.Г., Меликсетян Б.М., Мнацакян А.Х., Ширинян К.Г. Мезокайнозойский базальтовый вулканизм северо-восточной части Армянского нагорья // Изв. НАН Армении. сер. Науки о Земле. 1996. № 1-3. С. 19-31.

Милановский Е.Е., Короновский Н.В. Орогенный вулканизм и тектоника Альпийского пояса Евразии. // Недра, М.: 1973. 277 с.

Харазян Э.Х. Стратиграфическое положение долеритовых лав Лорийского плато в разрезе вулканического комплекса Джавахетского хребта // Изв. АН Арм.ССР. сер. Науки о Земле. 1966. № 5. С. 38-46.

Чернышев И.В., Лебедев В.А., Аракелянц М.М., Джрбашян Р.Т., Гукасян Ю.Г. Четвертичная геохронология Арагацкого вулканического центра (Армения) по данным К-Аг датирования // ДАН РФ, 2002. Т. 384. № 1. С. 95-102.

Ширинян К. Г. О связи петрофизических и петрохимических особенностей новейших вулканических серий Армении с блоковыми структурами // Вулканизм и формирование минеральных месторождений в Альпийско-Гималайской геосинклинальной зоне. М.: Наука, 1973. С. 127-137.

Ширинян К.Г., Навасардян Г.Х. Систематика, геологические условия проявления позднеколлизионных базальтоидов Армении // Изв. НАН Армении. сер. Науки о Земле. 2006. № 2. С. 27-32.

Bagin V.J., Ghukasyan Yu.G., Petrova C.N. et al. Petromagnetic analysis of the Late Pliocene-Quaternary igneous rocks from the Kechut ridge and Lori Plateau (Armenia) // Publ. Inst. Geoph. Pol. Ac. Sci., c-1 (102). 1976. P. 19-27.

Karakhanian A., Jrbashian R., Trifonov V. et al. Holocene-historical volcanism and active faults as natural risk factors for Armenia and adjacent countries // JVGR. 113. 2002. P. 319-344.

Keskin M. Eastern Anatolia: A hotspot in a collision zone without a mantle plume // The Geological Society of America Special Paper 430. 2007. P. 693-722.

Pearce J., Bender J., De Long S. et al. Genesis of collision volcanism in Eastern Anatolia. Turkey // JVGR. 44. 1990. P. 189-229.