

СИСТЕМАТИКА, ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ПРОЯВЛЕНИЯ ПОЗДНЕКОЛЛИЗИОННЫХ БАЗАЛЬТОИДОВ АРМЕНИИ

© 2006 г. **К. Г. Ширинян**, Г. Х. Навасардян

Институт геологических наук НАН РА
375019, Ереван, пр. Маршала Баграмяна, 24а, Республика Армения
E-mail: n_gev@yahoo.com
Поступила в редакцию 16.01.2006 г.

В данной статье, в соответствии с рекомендациями Подкомиссии по номенклатуре и систематике изверженных горных пород Международного союза геологических наук (МСГН), пересмотрена химическая классификация позднеорогенных (позднеколлизийных) базальтоидов Армении, которые представлены долеритами, базальтами, трахибазальтами, базанитами, пикробазальтами, нефелиновыми тефритами, фонолитами. Каждый из указанных типов занимает соответствующее поле на диаграмме сумма щелочей-кремнезем – TAS.

Пользуясь предложенными дополнительными критериями TAS, а именно – $Na_2O\% - 2 \geq K_2O\%$ и $Na_2O\% - 2 \leq K_2O\%$, среди трахибазальтов выделены соответственно гавайиты и калиевые трахибазальты. Согласно щелочности, базальты с $Si_2O > 48\%$ были подразделены на низко-К, умеренно-К и высоко-К типы. По рекомендации МСГН для более корректного определения корневого названия терминов из базы данных ICPW были использованы соответствующие нормативные составы, что дало возможность все разнообразие базальтов подразделить на пять самостоятельных групп. В статье рассмотрены геодинамический режим проявления выделенных типов базальтоидов Армении, закономерности их пространственного распространения и некоторые вопросы стратиграфического характера.

Анализ закономерностей пространственного распределения новейших вулканических формаций позднеколлизийного вулканизма Армении, как и феноменологические особенности проявления вулканизма, дают основание установить их связь с двумя региональными структурами: с Транскавказской зоной меридионального поперечного поднятия и с областью Анкаван-Сюникского глубинного разлома, соответственно названными Западной и Восточной зонами вулканизма (Ширинян, 1973).

В дальнейшем такая же зональность, установленная в Армении, была продолжена на север, в область новейшего вулканизма Большого Кавказа (Skhirtladze, Koronovsky, Shirinian, 1977; Схиртладзе, Ширинян, Кулошвили, 1997).

В тектоническом плане Западная зона вулканизма и Большого Кавказа приурочены к впервые выделенному Г.Абихом (1899) региону поперечного поднятия, который, по его представлению, прослеживается от Месопотамской низменности через Арарат-Арагац-Карагач-Абул-Годерби до г.Самсар. В дальнейшем эта же структура под названием Транскавказского поперечного поднятия Е.Е.Милановским и В.Е.Хайном (1963) была продолжена до Аравии и Восточной Африки, а затем Е.Е.Милановский и Н.В.Короновский (1973) продолжили ее дальше в северном направлении до гг.Казбек-Эльбрус – Минераловодского и Ставропольского выступов. В дальнейшем Е.Е.Милановский (1972) установил, что Транскавказское поперечное поднятие является северным проявлением Африкано-Аравийской рифтовой системы. Вулканизм в этой зоне начинается лавами первичного мантийного происхождения – долеритовыми базальтами, без существенных признаков дифференциации, связанными с глубинными рифтогенными расколами. Указанные базальты известны в пределах Закавказья на Ахалкалакском, Лорийском, Котайкском плато, в бассейнах рр.Ахурян, Машавера,

Храми, Дебед и т.д. Начало излияния долеритовых базальтов определяется как акчагыл-ранний вилофранк с абсолютным возрастом $3,5 \pm 0,3$ Ма (Асланян, Багдасарян, Ширинян, 1978). По более ранним данным (Заридзе, Татришвили, 1948), к югу от Аджаро-Триалетского хребта, в районе Цалка потоки долеритовых базальтов переслаиваются с озерными отложениями, содержащими остатки позднеплиоценовых млекопитающих.

Излившиеся в верхнеплиоценовое время потоки долеритов намагничены обратно (Схиртладзе, 1958; Ширинян, 1961; Адамия, Храмов, 1963; Минасян, Караханян и др., 1995) и дают все основания считать, что начавшиеся в верхнем плиоцене излияния долеритовых базальтов продолжались до начала нижнего плейстоцена.

Мантийный базальтовый вулканизм проявлялся главным образом в Западной зоне, частично охватив также примыкающие к ней с востока площади Восточной зоны в границах Гегамского вулканического нагорья. Возраст долеритовых базальтов, по образцам, отобраным с левого берега р.Раздан и в районе гор. Еревана, составляет от 3,04 до $2,47 \pm 0,17$ Ма (верхний плиоцен), который определен К-Аг методом в Институте ядерных исследований АН Венгрии (Балог Кадош, Багдасарян и др., 1990).

В рекомендациях МСГН (1997, с.74) термин Dolerite- долерит определяется, как: «порода со средней величиной зерен между базальтом и габбро, состоящая существенно из плагиоклаза, пироксена и рудных минералов, часто с офитовой структурой. Если присутствует оливин, порода может быть названа оливиновым долеритом, а если кварц-кварцевым долеритом».

В долеритах Армении содержание оливина составляет от 5 до 7% объема породы, в редких случаях до 10-12% (Адамия, Харазян, Ширинян и др., 1980). Геологические, петрографические, минералогические и геохимические особенности долеритовых базальтов освещены во многих ра-

ботах – Харазяна (1966), Карапетяна (1969, 1973), Толстого, Шириняна и др. (1980), Харазяна, Шириняна (1981), Шириняна, Задояна (1990), Шириняна, Карапетяна (2003) и др. На диаграмме TAS ($\text{Na}_2\text{O}\% + \text{K}_2\text{O}\%$) – $\text{SiO}_2\%$ систематика долеритовых базальтов Армении нами рассмотрена по главным областям их распространения. Это, прежде всего, долерито-базальтовые поля, известные вдоль бассейна р. Ахурян, Лорийского плато (Западная зона вулканизма) и Гегамского нагорья, включая сопредельные с ним районы (Восточная зона). На диаграмме (рис. 1) нанесены фигуративные точки базальтоидов, распространенных в Западной зоне вулканизма Армении, соответствующие полям базальтов (В) и трахибазальтов (S_1).

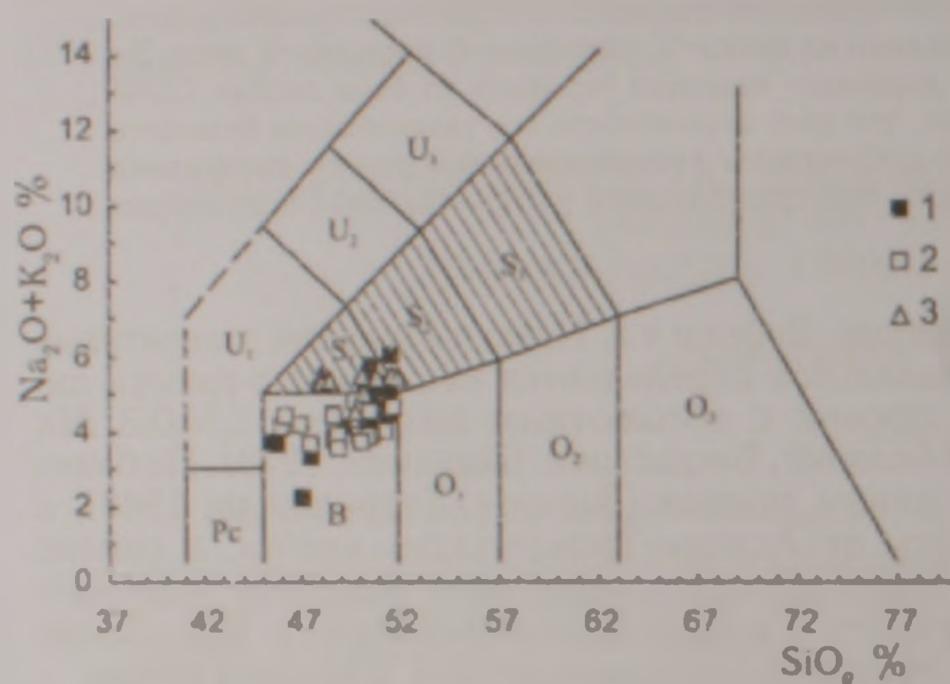


Рис. 1. Базальтовые лавы Западной зоны вулканизма (Транскавказское поперечное поднятие): 1 – Долеритовые базальты, бассейн р. Ахурян; 2 – Долеритовые базальты, Лорийское плато; 3 – Базальты северного склона вершины г. Арагац (лавы и вулканические шлаки).

Долеритовые базальты бассейна р. Ахурян не однородны как по сумме щелочей, так и по содержанию кремнезема, вследствие чего соответствующие им фигуративные точки из поля базальт переходят в поле трахибазальт. Такие особенности характерны для базальтов трахитовой серии континентальных рифтовых структур. Долериты бассейна р. Ахурян с $\text{Na}_2\text{O}\% - 2 \geq \text{K}_2\text{O}\%$, за редким исключением, относятся к гавайитам. По соотношению $\text{K}_2\text{O}\% - \text{SiO}_2\%$, долериты бассейна р. Ахурян с $\text{SiO}_2 > 48\%$ относятся к умереннокалиевому типу (рис. 2). По нормативному составу долеритовые базальты бассейна р. Ахурян соответствуют оливиновым толеитам (3 группа) и щелочным базальтам (5 группа).

В отличие от долеритовых базальтов бассейна р. Ахурян, фигуративные точки долеритов Лорийского плато в целом расположены в верхней части базальтового поля (белые квадраты) с незначительными изменениями щелочности, при колебании SiO_2 с 46 до 52%.

По критерию $\text{Na}_2\text{O}\% - 2 \geq \text{K}_2\text{O}\%$ из 23 анализированных пород в 14 случаях они относятся к гавайитам и в 7 случаях – к калиевым трахибазальтам. По нормативному составу минералов

базальты Лорийского плато в 11 случаях относятся к группе 1 – пересыщенным толеитам (нормативный кварц и гиперстен), в 8-ми случаях – к группе 3 – недосыщенным оливиновым толеитам (нормативные гиперстен и оливин) и 8 анализов тяготеют к группе 5 – щелочным базальтам (нормативный оливин и нефелин). Как видно из диаграммы $\text{K}_2\text{O}\% - \text{SiO}_2\%$ (рис. 2), долериты Лорийского плато представлены умереннокалиевым типом.

Многовыходный базальтовый вулканизм проявлен также на северном склоне вершинной части полигенного вулкана Арагац.

Вулканические базальтовые центры северного склона Арагаца расположены в верхней части каньона р. Манташ – четыре на его левой стороне и пять – на правой. Наиболее крупным и высоко расположенным центром левобережья р. Манташ является шлаково-лавовый конус Зоасар (Арич), а в правобережной части наиболее крупным является вулканический конус Туфашен.

Базальты северного склона Арагаца относятся к породам, подчиненным базальтовой андезит-дацитовой формации, характерной для этого вулкана и возникшей в результате процессов сегрегации (ликвации) в виде тяжелого аккумулята (Гукасян, Ширинян, 1978).

На диаграмме ($\text{Na}_2\text{O}\% + \text{K}_2\text{O}\%$) – $\text{SiO}_2\%$ – TAS (рис. 1) базальты северного склона привершинной части Арагаца (серые треугольники) занимают правую нижнюю часть заштрихованного трахибазальтового поля- S_1 и лишь в двух случаях значительно ниже границы указанного поля. По критерию $\text{Na}_2\text{O}\% - 2 \geq \text{K}_2\text{O}\%$ соответствуют гавайитам (в 14 случаях), а в двух случаях – калиевым трахибазальтам. На диаграмме $\text{K}_2\text{O}\% - \text{SiO}_2\%$ – TAS эти базальты располагаются в нижней части высококалиевого поля (рис. 2).

По нормативному составу минералов среди указанных базальтов выделяются две самостоятельные группы. Это щелочные базальты (5 группа) с нормативными оливином и нефелином (четыре анализа) и недосыщенные оливиновые толеиты (группа 3, три анализа) с нормативными гиперстеном и оливином. Приведенные данные указывают на их большое сходство с долеритами бассейна р. Ахурян, что дает основание считать базальты северного склона самостоятельными остаточными вулканиками типа долеритовых базальтов, выжатыми из глубоко расположенных очагов при вулканотектонических проседаниях Арагацкого массива.

Как было отмечено выше, долеритовые базальты известны и в Восточной зоне вулканизма, в пределах Гегамского вулканического нагорья и его обрамления. Непосредственно на самом нагорье они установлены в районе гор. Гавар, где обнаженная их площадь составляет около 20 км². В восточной части нагорья, в каньоне р. Аргичи, они впервые описаны Э.Х. Харазяном (1975), где представлены пятью потоками общей мощностью 35 м, обнаженными на протяжении 400 м. Долериты вскрыты скважиной в непосредственной близости от куполовидного

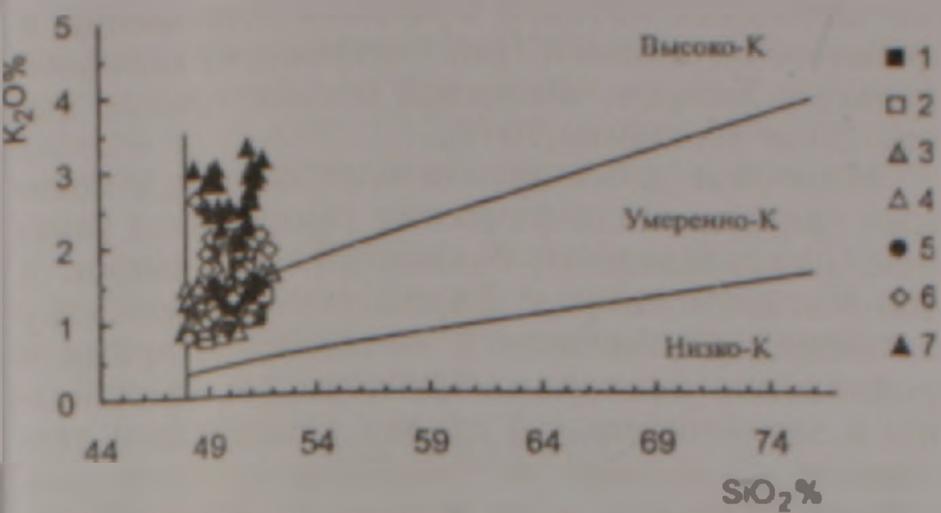


Рис 2. Подразделение базальтоидов Армении на низко-К, умеренно-К и высоко-К типы по рекомендации МСГН. Словные обозначения пород соответствуют символам, указанным на рис. 1, 3, 4.

вулкана Атис.

На диаграмме $(Na_2O\% + K_2O\%) - Si_2O_2\%$ - TAS (рис. 3) долеритовые базальты Гегамского нагорья расположены в верхней части поля базальт и в нижней части поля трахибазальт, т.е. вдоль обеих сторон линии раздела Дэли.

По показателю $Na_2O\% - 2 \geq K_2O\%$ они относятся к гавайитам (9 анализов) и калиевым трахибазальтам (5 анализов). По нормативному составу минералов 10 анализированных пород относятся к группе щелочных базальтов, а 5 – к группе недосыщенных оливиновых толеитов. По показателю $K_2O\% - SiO_2\%$ (рис. 2) они относятся в основном к умереннокалиевому типу и лишь редкие анализы соответствуют нижней части высококалиевого поля.

Восточная зона является областью широкого проявления моногенных вулканов ареального типа. Главными отличительными признаками вулканизма являются многочисленность центров извержений, кратковременность активности и отсутствие больших вулканических построек (Заварицкий, 1945). При данном типе вулканизма характерной формой вулканических построек являются шлаковые конусы, очень часто с кратерами на вершине. Непродолжительная активность определила кратковременность эволюции продуктов извержения в границах базальт-ан-

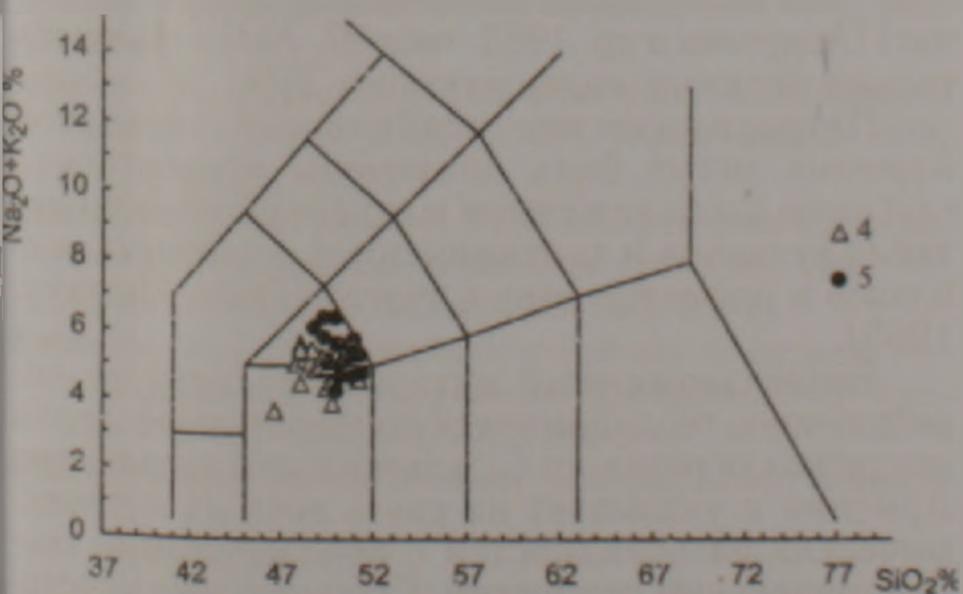


Рис 3. Базальтовые вулканы Восточной зоны вулканизма (Анкаван – Зангезурская тектоническая зона). 4 – Долеритовые базальты Гегамского вулканического нагорья; 5 – Ареальный базальтовый вулканизм (лавы и вулканические шлаки) Гегамского нагорья.

дезит. В СЗ-ЮВ направлении наблюдается увеличение базальтовых вулканов и повышение щелочности, в том числе калиевой, с нормативным нефелином. Одновременно отмечается смена пироксен-оливиновых вулканитов роговообманковыми, что, по нашему мнению, связано с постепенным увеличением глубины магмообразования.

Значительно сложный комплекс базальтоидов связан с ареально-моногенным типом вулканических проявлений Гегамского, Варденисского, Сюникского нагорий и активизированной в среднеплейстоценовое время Капанской блоковой структурой.

На Гегамском вулканическом нагорье известны два типа базальтов, представленных умеренно-щелочными (субщелочными) базальтами Разданской структуры и щелочными базальтами собственно Гегамского нагорья (Навасардян, Ширинян, 2005).

По сравнению с долеритовыми базальтами они более щелочные и богаты кремнеземом. Разнообразие базальтов ареальных извержений, в соответствии с нормативным составом, выражается в их принадлежности щелочным базальтам (10 анализов), с нормативным оливином и нефелином, а также недосыщенным толеитам (пять анализов, с нормативным гиперстеном и оливином). Согласно характеристике $Na_2O\% - 2 \geq K_2O\%$ базальты ареальных извержений Гегамского нагорья, включая и Разданскую структуру, относятся к гавайитам. Фигуративные точки базальтовых вулканов Гегамского нагорья соответствуют умереннокалиевому, а в редких случаях – высококалиевому типам пород (рис. 2).

Фигуративные точки базальтоидов Варденисского нагорья, как и всех ранее рассмотренных базальтов, на диаграмме $TAS - (Na_2O + K_2O\%) - SiO_2\%$ располагаются в верхней части поля базальта и в правой части поля трахибазальта (рис. 4).

Согласно показателю $Na_2O\% - 2 \leq K_2O\%$ (рис. 2) базальты Варденисского нагорья тяготеют к калиевым трахибазальтам в 15 случаях и в 9 – к гавайитам, что говорит об увеличении калиевой щелочности (рис. 2).

Преобладающей является группа щелочных базальтов, с нормативным оливином и нефелином. Содержание нормативного нефелина в породах колеблется в широких пределах – от 0.23 до 15.11; преобладают средние значения. Кроме щелочных базальтов выделяются: 1) оливиновые толеиты (недосыщенные) с нормативным гиперстеном и оливином; 2) толеиты (пересыщенные) с нормативным кварцем и гиперстеном; 3) толеиты (недосыщенные) с нормативным гиперстеном и оливином; 4) оливиновый базальт (нормативный оливин).

По многим специфическим характеристикам выделяются базальтоиды Сюникского вулканического нагорья. Именно здесь распространены наиболее щелочные породы, в том числе их высококалиевые разновидности. Фигуративные точки базальтоидов рассматриваемого нагорья расположены в самой верхней части треугольника, соот-

ветствующего полю трахибазальтов (рис.3), или на самой линии, разделяющей последние от тефритового поля.

По показателю $Na_2O\% - 2 \leq K_2O\%$ породы 32-х вулканических центров относятся к калиевым трахибазальтам и лишь породы нескольких вулканов принадлежат гавайитам. (рис.2).

Единичные анализы находятся в поле тефритов, фонотефритов и даже тефрофонолитов, а два анализа – в поле щелочных базальтов.

Под термином Tephrite-тефрит в словаре терминов МСГН (1997) понимается щелочная базальтовая порода, состоящая из кальциевого плагиоклаза, клинопироксена и фельдшпатоида. Породы, расположенные в поле тефрит-базанит, как видно на диаграмме TAS (рис.4), подразделяются на тефриты ($ol < 10\%$) и базаниты ($ol > 10\%$). На Сюникском нагорье к тефритам относятся породы вулканов Кёрпасар, Шакилер, Шерепасар, Марахласар, Чобанасар, Палар, Воспнякатумб, Морацсар, Покрик, а к базанитам – породы, представленные всего двумя вулканическими центрами – Ампасар и Барцратумб*.

Таким образом, базальтоидные породы Сюникского вулканического нагорья представлены трахибазальтами, тефритами, фонотефритами (синоним фонолитового тефрита) и базанитами (Капанский блок). В настоящее время термин базанит используется как групповое название пород, состоящих из клинопироксена, плагиоклаза, существенного количества фойида и оливина.

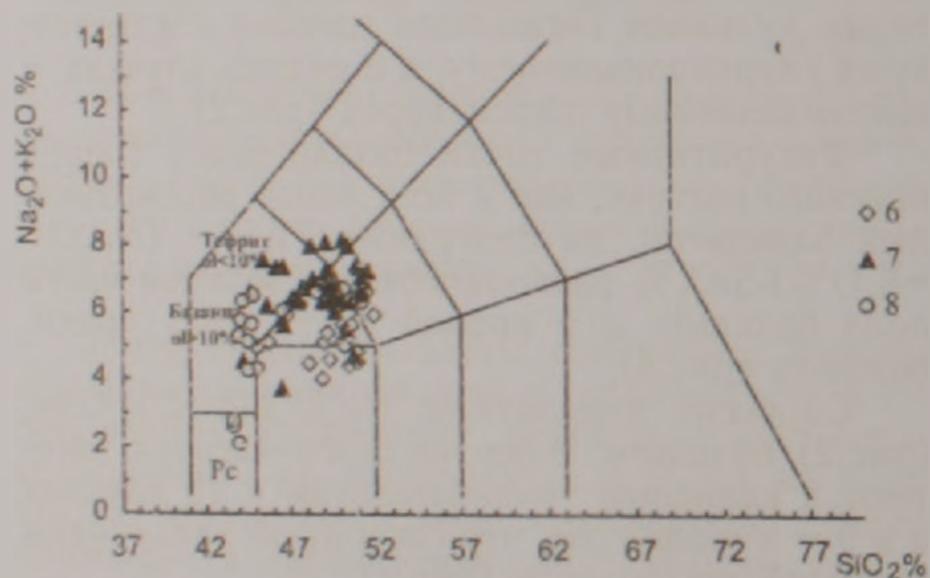


Рис 4 Лавы и вулканические шлаки ареальных извержений Варденисского и Сюникского нагорий и базанитов активизационной зоны Капанской блоковой структуры; 6 – Базальты Варденисского нагорья; 7 – Базальты Сюникского нагорья; 8 – Базаниты Капанской блоковой структуры.

Касаясь возраста базальтоидов Сюникского нагорья, можно сказать, что они образовались в большом диапазоне времени – от раннего эоплейстоцена до голоцена включительно.

Среднечетвертичные вулканы Капанской блоковой структуры являются наиболее меланократовыми образованиями.

Верхний эоплейстоцен-нижний неоплейстоценовый возраст пород определяется на основа-

нии залегания потоков вулканов Норашеник и Арцваник на нижней (рисс-вюрмской) галечной террасе р.Халадж, имеющей относительную высоту 20 м (Асланян,1978).

Многовыходные эруптивные центры, с которыми связаны специфические серии пород (пикриты, пикробазальты, базаниты), приурочены к Мец-Магаринскому и Барабатум-Халаджскому разломам, заложенным в мезозойское время и проявившим тектономагматическую активизацию в заключительной стадии альпийского тектогенеза. С первым из разломов связаны оливиновые базаниты, а со вторым – роговообманковые. (Ширинян и др., 1990, 2003).

Среди пород Капанской блоковой структуры особое место занимают пикриты или пикробазальты (поле Pс, рис.4) с высокими содержаниями оливина (форстеита). В пикробазальтах содержание нормативного оливина превышает 14%, что в два с лишним раза превышает содержание оливина ($Fo_{89} - Fa_{12}$) по сравнению с остальными породами этой же структуры. Как видно на диаграмме (рис.4), пикробазальты Капанской блоковой структуры занимают поле $Na_2O + K_2O = 3\%$ и $SiO_2 = 44\%$, т.е. почти самую нижнюю часть поля, отведённого пикритовым базальтам, и в вертикальном направлении, начиная с $Na_2O + K_2O = 6\%$, переходят в базаниты ($ol > 10\%$), а затем в тефриты ($ol < 10\%$).

В роговообманковых базанитах главным темнокрасным минералом является базальтическая роговая обманка (10-15%), которая представлена в виде крупных (4-5 мм) светлых или глубоко диссоциированных кристаллов, пироксен (до 6-7%) представлен высококальциевым авгитом ($En_{39.5-43.0}, Fs_{13-15}, Wo_{44-53}$), плагиоклаз (An_{62}) встречается редко. В числе порфировых вкраплений присутствуют 1-2% апатита, в основной массе установлен нефелин. Согласно нормативному пересчёту почти все породы попадают в группу щелочных базальтов (нормативный оливин и нефелин), и лишь небольшое число пород названо тефритами.

В целом средние химические составы базанитов Армении мало чем отличаются от базанитов мира (среднее из 165 анализов, Le Maitre R.W., 1976), средний оливиновый тефрит (базанит) (Андреева и др., 1983, табл.97, №4) отличается только низкими содержаниями TiO_2 .

Петрохимические особенности базанитов Армении могут быть объяснены относительно глубоким расположением мантийной области питания вулканов и контаминацией первичных расплавов в промежуточных очагах (Грин, Рингвуд, 1968).

Вышеизложенный материал раскрывает определённую геодинамическую модель проявления позднеколлизийного базальтоидного вулканизма Армении и указывает на связь всех их петрохимических разновидностей с определёнными геодинамическими режимами. Специфичность состава базальтоидов различных геодинамических обстановок, вероятно, следует объяснить разноглубинностью магматических камер и различных РТ – условий плавления вещества верхней мантии,

* Описания перечисленных вулканов взяты из работы "Каталог верхнеплиоцен-четвертичных вулканов Армянской ССР", 1978, том 3, Ереван, Фонды библиотеки ИГН НАН РА.

а при ареальном базальтоидном вулканизме — процессами усвоения магмой вещества земной коры. Наиболее чётко, своим особым положением на диаграмме TAS, выделяются базальтоиды, соответствующие Капанской блоковой структуре.

Статья рассмотрена академиком Р.Т. Джрбашяном и рекомендована к публикации. В нее внесены поправки, за что авторы приносят ему глубокую благодарность.

ЛИТЕРАТУРА

- Абих Г. Геология Армянского нагорья. Западная часть. Орографическое и геологическое описания. 1899, Пятигорск: Типография Мануслова, 76 с.
- Аслабян А.Т. Региональная геология Армении. Ереван: Айпетрат. 1958, 427 с.
- Аслабян А.Т., Ширинян К.Г., Карапетян С.Г. Петрогенетические аспекты новейшего вулканизма Тавро-Кавказского сегмента. Т.Петрология, Докл. Советских геологов на XXVI геологич. Конгрессе. М: "Наука", 1980, с.58-66.
- Аслабян А.Т., Багдасарян Г.П., Ширинян К.Г. Об одном ключевом разрезе для понимания взаимоотношений третичных вулканогенных толщ Армянского нагорья. Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1978, №6, с.7-21.
- Балог Калаш, Багдасарян Г.П., Карапетян К.И., Печкон Золтан и др. К-Аг изотопные датировки верхнеплиоцен-четвертичных вулканических пород Армении. Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1990, т. XLIII, №2, с.3-15.
- Грин Д.Х., Рингвуд А.Э. Происхождение базальтовых магм. В кн.: Петрология верхней мантии. Изд. Мир, 1968, 335 с.
- Гукасян Ю.Г., Ширинян К.Г. Базальтовый вулканизм северного склона массива г.Арагац. В кн.: Магматизм и рудообразование АрмССР. Записки Арм. Отдел. ВМО, вып.9. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1978, с.44-45.
- Гукасян Ю.Г. Долеритовые базальты бассейна среднего течения р. Ахурян (Окрестности сел. Ваграмаберд), Изв. АН Арм ССР, Науки о Земле, 1970, т. XXIII, №4, с.44-52.
- Заварицкий А.Н. Некоторые черты новейшего вулканизма Армении. Изв. АН СССР, сер. геол., 1945, №1, с.28-39.
- Заридзе Г.М., Татришвили П.З. О возрасте Цалкинского лавового потока. ДАН СССР, Новая серия, 1948, т. LIX, №1, с.111-115.
- Карапетян К.И. Верхнеплиоцен-четвертичные магматические формации и вулканизм Армении. Изв. АН АрмССР. Науки о Земле, 1969, №3, с.3-14
- Карапетян С.Г. Особенности строения и состава новейших липаритовых вулканов Армянской ССР. Ереван: Изд АН АрмССР, 1972, 196 с.
- Классификация магматических (изверженных) пород и словарь терминов. Рекомендации Подкомиссии по систематике изверженных пород Международного союза геологических наук. М.: Недра, 1997, 246 с.
- Милановский Е.Е. Основные типы рифтовых зон материков. Вестник Моск. Ун-та, серия геологическая, 1970, №2, с.13-35.
- Навасардян Г.Х., Ширинян К.Г. Петрохимические серии базальтоидов Гегамского вулканического нагорья и некоторые вопросы вулканизма. Изв. НАН РА, Науки о Земле, 2005, т. LVIII, №2, с.9-16.
- Схиртладзе Н.И. Постпалеогеновый эффузивный вулканизм Грузии. Тр. ГИН АН ГССР, Монографии. №8, Тбилиси, 1958, 368 с.
- Схиртладзе Н.И., Ширинян К.Г., Кулюшвили С.И. Позднеорогенный (верхнеплиоцен-четвертичный) вулканизм Кавказа. Труды Тбилисского Гос. Университета, 322, 1987, с.5-22.
- Толстой М.И., Ширинян К.Г. и др. Состав, физические свойства и вопросы петрогенезиса новейших вулканических образований Армении. Изд. АН АрмССР. 1980, 322 с.
- Харазян Э.Х., Ширинян К.Г. Базальтовая формация. В кн.: Магматическая и метаморфическая формации Армянской ССР. Изд. АН АрмССР, 1981, с.218-228.
- Харазян Э.Х. О генетических типах некоторых базальтов и андезито-базальтов М. Кавказа. Изв. АН АрмССР. Науки о Земле, 1974, т. XXVII, №5, с.93-96.
- Харазян Э.Х. Долеритовые базальты Севанского бассейна и некоторые вопросы новейшего вулканизма Гегамского нагорья. Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1975, т. XXVIII, №2, с.28-35.
- Ширинян К.Г. О связи петрофизических и петрохимических особенностей новейших вулканических серий Армении с блоковыми структурами. В кн.: Вулканизм и формирование минеральных месторождений в Альпийско-Гималайской геосинклинальной зоне. М.: Наука, 1973, с.127-137
- Ширинян К.Г., Бадалян М.С., Гукасян Ю.Г. Некоторые особенности магнитного поля Арагацского вулканического нагорья. Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1981, т. XXXIV, №4, с.59-73.
- Ширинян К.Г., Задоян В.А. Петрохимическая систематика позднеорогенных базальтоидов Армении. ДАН АрмССР, 1990, т.90, №3, с.125-130.
- Ширинян К.Г., Карапетян С.Г. Систематика и фашиально-формационный анализ позднеорогенных вулканических образований Армении. В кн.: Вулканизм и геодинамика. Материалы II Всероссийского симпозиума по вулканологии и палеовулканологии. Екатеринбург, 2004, с.746-751
- Skhirtladze N.I., Karapovskiy N.V. and Shirinyan K.G. The Late Orogenic (Neogene-Antropogene) Volcanism of the Caucasus. Himalayan Geology, vol.7, 1977, pp.150-157.
- Shimozuru D. Geophysical evidences for suggesting the existence of molton pokets in the Earth's upper mantle- Bull. volcanology, tome XXVI, Napoly, 1963.

ՈՒՇ ԿՈՒԼԻԶԻՈՆ ԺԱՄԱՆԱԿԱՀԱՏՎԱԾԻ ԲԱԶԱԼՏՈՒԴՆԵՐԻ ՀԱՄԱԿԱՐԳՈՒՄԸ
ԵՎ ՆՐԱՆՑ ԵՐԿՐԱԲԱՆԱԿԱՆ ՊԱՅՄԱՆՆԵՐԻ ԲԱՑԱՀԱՅՏՈՒՄԸ

Կ. Գ. Շիրինյան, Գ. Խ. Նավասարդյան

Ա մ փ ո փ ու մ

Նշված հոդվածում, համաձայն Երկրաբանական Գիտության Միջազգային Միության (ԵԳՄՄ) Ենթահանձնաժողովի հանձնարարականի, առաջին անգամ իրականացվում է Հայաստանի ուշ օրոգենային (կոլիզիոն) բազալտոիդների համակարգումը, որոնք ներկայացված են դոլերիտներով, բազալտներով, տրախիբազալտներով, բազանիտներով, նեֆելինային տեֆրիտներով, պիկրոբազալտներով, ֆոնոլիտներով: Նշված տարատեսակներից յուրաքանչյուրն ունի որոշակի դիրք TAS՝ ալկալիներ-սիլիկահող, դիագրամայի վրա:

Օգտվելով TAS-ի առաջարկված լրացուցիչ չափանիշներից, հատկապես $Na_2O\% - 2 \geq K_2O\%$ և $Na_2O\% - 2 \leq K_2O\%$, տրախիբազալտների շարքում համապատասխանաբար առանձնացվում են հավայիտներ և կալիումական տրախիբազալտներ: Ալկալային բազալտները, որոնք ունեն ավելի քան $SiO_2 > 48$ պարունակություն, ստորաբաժանվում են ցածր-K, չափավոր-K, և բարձր-K տարատեսակների:

Համաձայն ԵԳՄՄ-ի, ապարների արմատական անվանակարգումների ավելի կոնկրետ որոշման նպատակով, օգտագործվել են CIPW բազայից վերցված համապատասխան նորմատիվային կազմերը, որը հնարավորություն է ստեղծել բազալտների բոլոր բազմատեսակ տիպերը ստորաբաժանել հինգ համապատասխան խմբերի:

Հոդվածում դիտվում են առանձին բազալտների տարատեսակների առաջարկման երկրադինամիկական պայմանները, նրանց տեղադրման տարածական օրինաչափությունները և շերտագրական հարցերը:

CLASSIFICATION, GEOLOGICAL CONDITIONS OF MANIFESTATION
OF LATE-COLLISION BASALTOIDS OF ARMENIA

K. G. Shirinian, G. Kh. Navasardian

Abstract

Following recommendations of Subcommittee for Nomenclature and Classification of Erupted Mountain Rocks of the International Union of Geological Sciences, revised is chemical classification of late orogene (late collision) basaltoids of Armenia manifested by dolerites, basalts, trachybasalts, basanites, picobasalts, nephelite tephrites, phonolites, each of them holding respective position in diagram reflecting total of alkali-silica – TAS.