

ПЕТРОГЕНЕЗИС ПОЗДНЕКАЙНОЗОЙСКОГО КОЛЛИЗИОННОГО ВУЛКАНИЗМА ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ МАЛОГО КАВКАЗА (*Азербайджан*)

Н.А. Имамвердиев¹, М.Я. Гасангулиева², Г.Д. Бабаева², Ш.Ф. Абдуллаева¹, А.А. Велиев³

¹ Бакинский государственный университет, AZ1148, Баку, ул. Захида Халилова, 23, Азербайджан

² Институт геологии и геофизики НАН Азербайджана, AZ1073, Баку, просп. Джавида, 123, Азербайджан

³ Азербайджанская международная рудная компания, AZ1073, Баку, просп. Джавида, 20, Азербайджан

Позднекайнозойские вулканические образования Малого Кавказа имеют аналогичное распределение микроэлементов и спектра редкоземельных элементов с минимумами Nb, Ta, Hf, Zr, сильно обогащены Rb, Ba, Th, La и обеднены Ti, Yb, Y по отношению к N-MORB, указывая на субдукционно-метасоматизированную литосферную мантию в качестве исходного расплава. Частичное расплавление субконтинентальной мантийной литосферы и процессы ассимиляционно-фракционной кристаллизации (AFC) контролировали эволюцию магмы, которая развивалась в коллизионных магматических поясах.

Петрогенезис, коллизионный вулканизм, Малый Кавказ.

PETROGENESIS OF THE LATE CENOZOIC COLLISION VOLCANISM IN THE CENTRAL PART OF THE LESSER CAUCASUS (*Azerbaijan*)

N.A. Imamverdiyev, M.Ya. Gasangulieva, G.D. Babaeva, Sh.F. Abdullaeva, and A.A. Veliev

The Late Cenozoic volcanic deposits of the Lesser Caucasus have similar trace-element and REE patterns with negative anomalies of Nb, Ta, Hf, and Zr. They are highly enriched in Rb, Ba, Th, and La and depleted in Ti, Yb, and Y with respect to N-MORB, which indicates their formation from the subduction-metasomatized lithospheric mantle. Partial melting of the subcontinental mantle lithosphere and crustal assimilation and fractional crystallization controlled the magma evolution in the collisional magmatic belts.

Petrogenesis, collision volcanism, Lesser Caucasus

ВВЕДЕНИЕ

Позднекайнозойские магматические породы широко распространены в пределах Кавказа и представляют собой важный компонент континентальной коры Альпийско-Гималайского внутриконтинентального орогенного пояса. Время их формирования совпадает с континентальной коллизией в регионе. Согласно современным представлениям, складчатые сооружения Кавказа возникли в результате сближения Афро-Аравийской и Евразийской плит. По мнению Н.В. Короновского и Л.И. Деминой [1999], в Кавказском сегменте Альпийско-Гималайского складчатого пояса позднекайнозойский вулканизм проявился в обстановке субмеридионального сжатия пояса, вызванного ускоренным перемещением в северном направлении Аравийской плиты, вследствие раскрытия в среднем миоцене (примерно 15–10 млн лет назад) Красного моря.

Наибольшей интенсивности позднекайнозойский магматизм достигал в блоках с аномально высокими значениями современного теплового потока — на северном склоне Большого Кавказа и в центральной части Малого Кавказа.

Вулканическая провинция Большого Кавказа и Предкавказья включает Эльбрусскую и Казбекскую области и изолированный Грозненский район.

В пределах Малого Кавказа позднекайнозойский вулканизм охватывает часть Транскавказского поперечного поднятия (Ахалкалакская вулканическая область, Кечутская и Арагацкая (Алагезская) вулканоструктурные подзоны) и Восточную вулканическую зону (нагорья Гегамское, Вардениское (Басаркечарское), Сюникское, Кафанское на территории Армении, Карабахское, Кельбаджарское, Нахчыванское на территории Азербайджана).

Начиная со среднего миоцена в этих зонах сформировался высокий вулканический рельеф, находящийся на 2-, часто выше 3-километровой высоте над ур. м., когда возникла интенсивная коллизия Аравийской и Евразийской плит. Благодаря вулканической активности здесь образовались многочисленные довольно крупные вулканотектонические структуры с вулканами центрального, иногда центрально-трещинного типа.

© Н.А. Имамвердиев[✉], М.Я. Гасангулиева, Г.Д. Бабаева, Ш.Ф. Абдуллаева, А.А. Велиев, 2018

[✉]e-mail: inazim17@yahoo.com

DOI: 10.15372/GiG20180103

Одновременно аналогичная вулканоплутоническая ассоциация сформировалась в Восточной, Центральной и Западной Анатолии, в Северо-Западном Иране в результате конвергенции Афро-Аравийской и Евразийской плит.

По Ю.В. Карякину [1989], коллизионный этап тектонического развития Малого Кавказа продолжался с позднего сенона до четвертичного времени включительно и расчленялся на две стадии: начальную (поздний сенон—средний олигоцен) и заключительную (поздний олигоцен—антропоген).

По М.И. Рустамову [2005], коллизионный этап позднеальпийского тектогенеза в развитии Центрального сегмента Средиземноморского пояса начинается на рубеже маастрихта и палеоцена и продолжается до квартера включительно.

Коллизионный этап позднеальпийского тектогенеза региона М.И. Рустамовым расчленен на мягкий — раннеколлизионный (маастрихт—верхний эоцен, 65—35 млн лет), жесткий — собственно коллизионный (верхний эоцен—средний миоцен, 35—15 млн лет) и хрупкий—позднеколлизионный (верхний миоцен—четвертичный период, 15—0 млн лет) подэтапы.

Таким образом, обстановка проявления позднекайнозойского вулканизма Кавказского сегмента характеризуется условиями общего сжатия и увеличения мощности земной коры в районах его локализации.

Позднемиоцен-четвертичный вулканизм Турецко-Иранского плато и Малого Кавказа характеризуется известково-щелочным, умеренно щелочным и частично щелочным составом пород с увеличением их общей щелочности с северо-запада на юго-восток [Pearce et al., 1990; Sharkov et al., 2014].

К настоящему времени было предложено более 10 геодинамических моделей генезиса кайнозойского коллизионного вулканизма, в частности, для Восточно-Анатолийско-Кавказской зоны.

Эти модели в литературе достаточно освещены, из них наиболее популярными являются: латеральное верхнемантийное течение плюмового вещества из района Восточно-Африканских рифтов [Pearce et al., 1990; Ершов, Никишин, 2004], модель отрыва субдукционного слэба на раннеколлизионной (инверсионной) стадии и, как следствие, появление астеносферного выступа под будущим коллизионным орогеном непосредственно под границей Мохо [Pearce et al., 1990; Keskin, 2003, 2005, 2008; Dilek et al., 2010], модель коллизионного магматизма с ведущей ролью окисления глубинных флюидов [Короновский, Демина, 1996, 1999, 2007], модель палеогенового коллизионно-рифтогенного вулканоплутонического магматизма, происходившего в результате сжатия литосферы и подъема разуплотненного мантийного субстрата [Рустамов, 2005], модель связи позднеколлизионного вулканизма с продольными и поперечными структурами растяжения, возникшими в шовно-коллизионной зоне на стадии активизации области вдоль зоны сопряжения [Исмаил-заде, 1999], модель коллизионно-рифтогенного происхождения позднекайнозойского вулканизма с ведущей ролью мантийного метасоматизма [Имамвердиев, 2000, 2003; Имамвердиев и др., 2015].

Следует отметить, что вышеперечисленные модели в целом не противоречат друг другу. Как отмечено Н.В. Короновским и Л.И. Деминой [1999], существенная разница заключается в источниках тепла, необходимого для плавления, а также в механизмах плавления источников позднеколлизионного вулканизма.

Изучение роли мантийного источника позднекайнозойского магматизма имеет большое значение для выяснения геодинамических условий в постколлизионных орогенических поясах.

Исходя из этого, в данной статье на основе новых геохимических данных сделана попытка выяснить петрогенезис позднекайнозойского позднеколлизионного вулканизма в центральной части Малого Кавказа в пределах Азербайджана.

ОБЩИЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ СВЕДЕНИЯ О ПОЗДНЕКАЙНОЗОЙСКОЙ ЭВОЛЮЦИИ ВУЛКАНИЗМА АЗЕРБАЙДЖАНСКОЙ ЧАСТИ МАЛОГО КАВКАЗА

В центральной части Малого Кавказа позднекайнозойский вулканизм проявился в двух этапах: позднемиоцен-нижнем плиоценовом и позднеплиоцен-четвертичном. На первом этапе формировалась дифференцированная андезит-дацит-риолитовая, во втором — бимодальная риолитовая и слабодифференцированная трахибазальт-трахиандезитовая формации [Имамвердиев, 2000]. Продукты позднекайнозойского вулканизма в пределах Азербайджана распространены в верховьях рек Тертер и Акера и характеризуются извержениями лав и пирокластов разнообразного состава (рис. 1).

Неогеновый вулканизм на Малом Кавказе в основном проявился начиная от верхнего сармата, меотис—понта до верхнего плиоцена. В центральной части Малого Кавказа верхнесарматский вулканогенный комплекс мощностью 200 м в литературе описан как агджагызская свита и представлен дацитами, риолитами и риодацитами, а также их пирокластическими производными — дацитовыми и риолитовыми витрокластическими туфами. Прослои нормально-осадочных пород — углистые сланцы, лигниты присутствуют между вулканогенными породами.

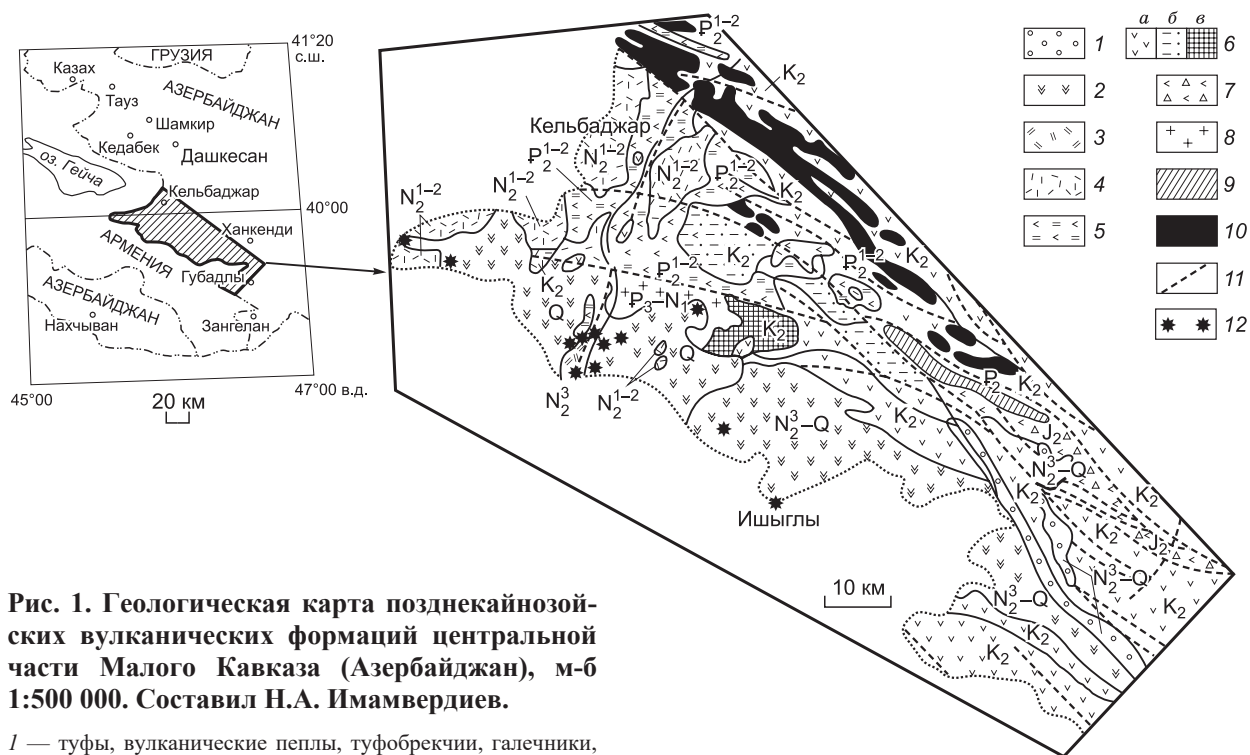


Рис. 1. Геологическая карта позднекайнозойских вулканических формаций центральной части Малого Кавказа (Азербайджан), м-б 1:500 000. Составил Н.А. Имамвердиев.

1 — туфы, вулканические пеплы, туфобрекчии, галечники, пески, песчаники, суглинки; 2 — трахибазальты, базальтовые трахиандезиты, трахиандезиты; 3 — риолиты, перлит, обсидиан; 4 — андезиты, дациты, риодациты, риолиты; 5 — вулканогенный флиш; 6 — андезиты и базальты (а), сланцы (б), известняки (в); 7 — вулканокластические отложения; 8 — гранодиориты, граносиениты, кварцевые сиениты, граниты; 9 — гранодиориты, граносиениты, кварцевые диориты, диориты; 10 — офиолиты; 11 — разломы; 12 — наиболее крупные центры излияния вулканов.

Наиболее полный разрез агджагызской свиты можно увидеть в районе ур. Агджагыз. Здесь снизу вверх выделяются:

	Мощность, м
1. Рыхлые пепельные туфы серого цвета с двумя прослоями бурого угля	10
Они залегают с резким угловым несогласием на отложениях среднего эоцена.	
2. Тонкоплитчатые серые риолиты	18
3. Светло-серый и белый туф	3
4. Слой бурого угля	1
5. Рыхлый туф с углем	7
6. Голубовато-синий, розовый биотитовый туф риодацитов	15
7. Серый, черный крупнообломочный туф	10
8. Зеленовато-серый бентонитизированный туф	13.5
9. Прослой бурого угля	5
10. Пачка массивных пепельно-серых туфов	25
11. Покров тонкоплитчатых серых риолитов	37

Далее разрез переходит к андезитодацитам басаркечарской свиты.

Во многих разрезах в основании агджагызской свиты залегает маломощный невыдержанный по простиранию покров андезитодацитов и трахиандезитов. В районе горы Кетидаг мощность этих пород увеличивается.

Эффузивы дацит-риолитового комплекса представлены лавовой, пирокластической, корневой (субвулканической, экструзивной и жерловой) фациями.

Породы лавовой фации распространены в основном в пределах Кельбаджар-Истисуинской синклинали. Мощность потоков от 5 до 15–20 м, редко достигает до 35 м. Лавовые потоки по вертикали неоднократно сменяются вулканокластическими потоками или туфовыми горизонтами, их мощность от 3 до 20 м. В составе лавовой фации выделяются следующие петрографические типы пород: андезитодациты, дациты, риодациты, риолиты.

Вулканогенный комплекс мощностью 1150 м меотис-понтского возраста впервые выделен [Кашкай и др., 1952] как басаркечарская свита и представлен дацит-трахидацитами, андезит-трахиандезита-

ми и кварцевыми латитами. Этот комплекс с угловым и азимутальным несогласием залегает на агджагызской свите и местами на эоценовых и меловых отложениях.

Наиболее характерный разрез басаркечарской свиты наблюдается на восточном склоне горы Конгурдаг.

	Мощность, м
1. Мощная толща темно-серых крупнополовошпатовых андезитодацитов, залегающих несогласно на туфах верхнесарматских отложений, имеет местами в основании туфоконгломераты	30
2. Массивные крупнообломочные биотитовые туфы розовато-серого цвета. В отдельных пунктах они чередуются афировыми андезитодацитами и агломератовыми туфами красного цвета	74
3. Покров темно-серых афировых андезитодацитов	20
4. Красноватые глыбовые туфы с андезитодацитовыми покровами (2–5 м)	60
5. Чередования мощных пироксен-амфиболовых андезитодацитовых покровов с красными глыбовыми туфами	220
6. Красноватые глыбовые туфы андезитодацитов	10
7. Покров андезитодацитов серого цвета	18
8. Пористые, расланцованные, плотные туфы	24
9. Темно-серые роговообманковые андезитодациты	15
10. Зеленовато-серые, плотные, среднеобломочные туфы	5
11. Роговообманковые андезитодациты	12
12. Глыбовые туфы красноватого цвета	3
13. Пироксен-роговообманковые андезитодациты	8
14. Агломератовые туфы красного цвета	6
15. Слаборасланцованные, серые роговообманковые андезитодациты	30
16. Мощная пачка глыбовых туфов красного цвета	40
17. Роговообманковые андезитодациты	10
19. Глыбовые туфы светло-серого цвета	18
20. Агломератовые туфы красного цвета	25
21. Серые биотит-роговообманковые дациты	30
22. Чередования глыбовых туфов красного цвета со светло-серыми андезитодацитами	82
23. Покровы биотит-роговообманковых дацитов, андезитодацитов, слагающих вершины горы Конгур...	154

Общая мощность описываемых отложений по вышеприведенному разрезу составляет 1150 м и является для исследованного района максимальной.

На вулканических нагорьях породы басаркечарской свиты на значительной площади перекрыты верхнеплиоцен-четвертичными образованиями. Здесь эти породы характеризуются тем, что они являются крупнополовошпатовыми (плагиоклаз иногда ортоклаз), наряду с ними много игольчатых, призматических амфиболов и листоватых биотитов. Встречающиеся в этих областях вулканические купола сложены в основном из андезитов, трахиандезитов, кварцевых латитов, «черных» и «серых» дацитов, риодацитов. Здесь в основании разреза залегают лиловато-серые биотит-роговообманковые андезиты, трахиандезиты.

Выше них обнажается пачка глыбовых агломератовых туфов, состоящая из слабоотсортированных галек андезитов. Агломератовые туфы перекрываются крупнополовошпатовыми трахиандезитами, кварцевыми латитами. Мощность их доходит до 300 м. Вверх по разрезу они иногда переходят в туфолаву. Во многих местах породы андезит-дацитового комплекса прорваны субвулканическими телами дацит-трахидацитового состава.

Следует отметить свежесть вулкаников комплекса по сравнению с породами нижнего комплекса. Судя по палеовулканическим реконструкциям региона, можно предположить, что вулканизм связан со сводовым воздыманием гетерогенной структуры области. Извержение происходило в наземных условиях из вулканов центрального типа. Проявления вулканизма приурочены как к остаточным и наложенным впадинам, так и к зонам поднятий, а также связаны с разломами, сопряженными с зонами глубинных разломов.

Эффузивы басаркечарской свиты представлены лавовыми, вулканообломочными, корневыми фациями. Вулканические аппараты характеризуются изливанием лавовых масс, которые в виде покровов и потоков охватывают обширные площади в центральной части Малого Кавказа. Длина таких потоков доходит до 0.5—8.0 км при ширине 400—800 м, мощности 20—60 м.

Породы лавовой фации трахиандезит-трахидацитового комплекса представлены дацит-трахидацитами, андезитодацитами, андезит-трахиандезит-кварцевыми латитами.

Эти вулканогенные комплексы нами объединены в составе дифференцированной андезит-дацит-риолитовой формации [Имамвердиев, 2000]. Судя по геологическим данным, возраст формации определяется как позднемiocен-нижнеплиоценовый [Кашкай и др., 1952].

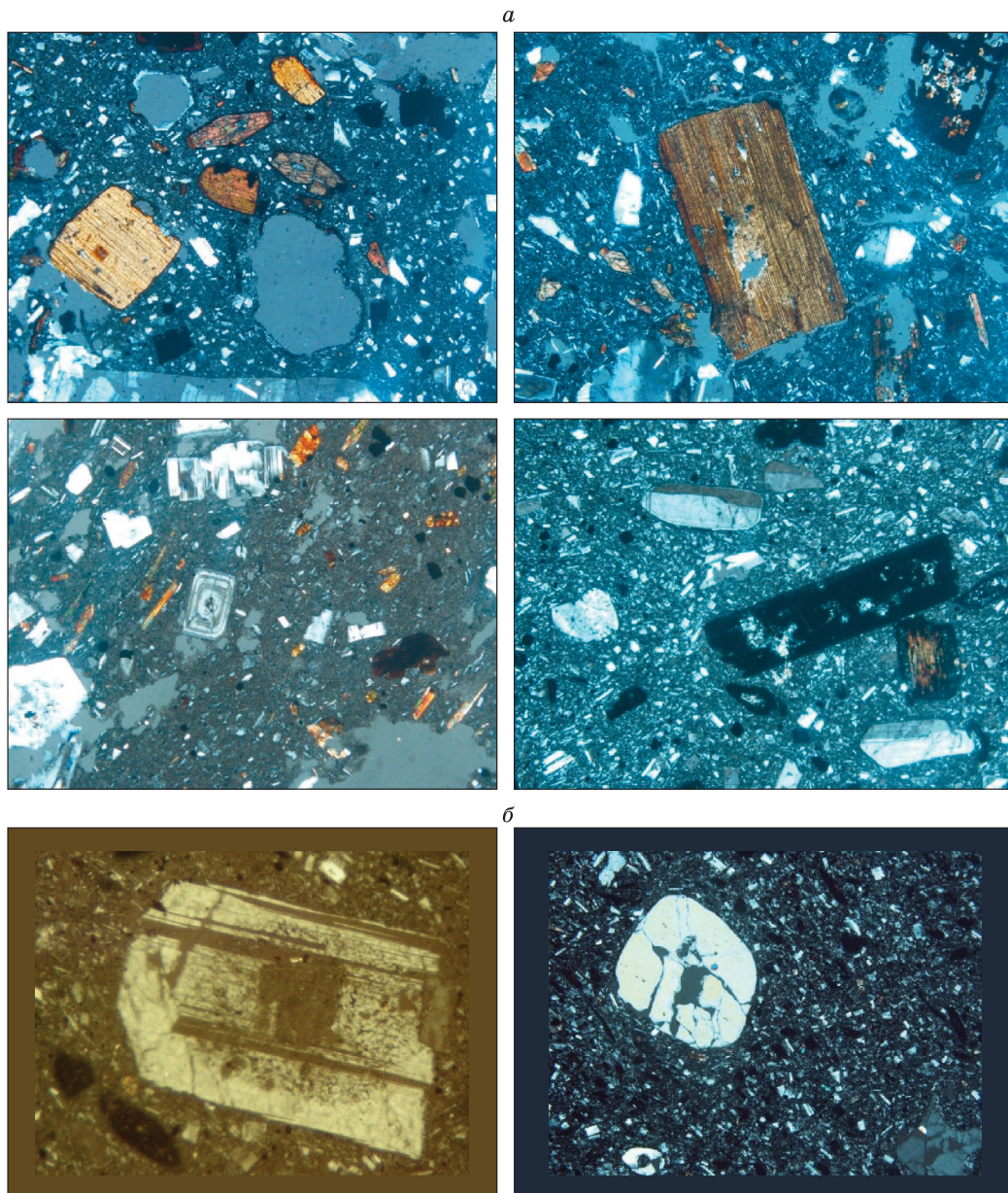


Рис. 2. Фотографии шлифов пород андезит-дацит-риолитовой формации.

a — вкрапленники плагиоклаза и роговой обманки в андезитах и трахиандезитах, $\times 80$, с анализатором; *б* — вкрапленники зонального плагиоклаза и кварца в дацитах, $\times 80$, с анализатором.

Составы плагиоклазов в породах имеют An_{30-40} и составляют парагенезис с амфиболом, биотитом, клинопироксеном, калиево-натриевым полевым шпатом (рис. 2). Плагиоклазы второй генерации, кристаллизовавшиеся на собственном эффузивном этапе, имеют относительно кислый состав (An_{20-30}).

Калиево-натриевый полевой шпат в породах присутствует в кварцевых латитах, трахиандезитах. Состав колеблется от $Or_{55.3} Ab_{26.3} An_{0.3}$ до $Or_{73.4} Ab_{44.0} An_{3.4}$. Они относятся к промежуточному структурно-оптическому типу и являются моноклинными, а не гомогенными, представлены альбитовой и ортоклазовой фазами.

Состав клинопироксена меняется от средних пород к кислым и доля Fs компонента увеличивается: $Wo_{37.1-41.4} En_{43.9-40.0} Fs_{19.0-19.6}$ (для андезитов), $Wo_{40.0-44.4} En_{45.4-44.8} Fs_{15.2-11.2}$ (для кварцевых латитов) и $Wo_{41.7-42.7} En_{36.3-34.6} Fs_{22.0-22.7}$ (для дацитов).

Составы амфиболов, по классификации Б.Е. Лика [Leake, 1968], отвечают чермакитовой, паргаситовой и магнезиальной роговой обманке.

Близкие по возрасту вулканические породы известны и в ряде других районов Малого Кавказа. Так, в пределах Мисхано-Зангезурской и Еревано-Ордубадской зон развита андезитодацитовая формация нижнеплиоценового возраста. Аналогичные породы наблюдаются в пределах Гегамского и Варденисского нагорий Армении.

Позднеплиоцен-четвертичные кислые вулканогенные образования как самостоятельный этап вулканизма широко развиты в пределах Кавказского сегмента Средиземноморского пояса. В пределах Азербайджана они приурочены к Кельбаджарскому и Карабахскому нагорьям и образуют стратовулканы, а также ряд мелких экструзивных куполов (горы Кечалдаг, Деве-гезу) с лавовыми потоками, сложенными риолитами, риодацитами, их умеренно щелочными разновидностями, обсидианами и перлитами. Возраст кислых вулканитов азербайджанской части Малого Кавказа в исследованном районе считается позднеплиоценовым (акчагыл—апшерон) [Кашкай, Мамедов, 1961]. По данным [Karapetian et al., 2001], возраст риолитовых пород влк. Деве-гезу определен в 0.43 млн лет, влк. Кечалдаг — 0.7 млн лет. Исходя из этих данных, возраст кислых вулканитов данного района можно считать четвертичным, хотя на территории Армении выделены три фазы внедрения риолитового вулканизма — первая фаза — 10—17 млн лет (средний—поздний миоцен), вторая фаза — 4.5—7.5 млн лет (поздний миоцен—ранний плиоцен) и третья фаза — 0.1—2.8 млн лет (плиоплейстоцен) [Karapetian et al., 2001].

По М.А. Кашкаю и А.И. Мамедову [1961], извержение риолитовой магмы, образовавшей гору Кечалдаг, происходило поэтапно в следующей последовательности (снизу вверх):

	Мощность, м
1. Тонкое переслаивание черно-мутного обсидиана с трахириолитом	35
2. Черно-мутный обсидиан	25
3. Риолитовые туфы с автобрекчиями черно-блестящего обсидиана (40 м). Они покрываются на северо-восточных и юго-восточных отрогах горы сфероидальным блестящим обсидианом	30
4. Тонкополосчатый трахириолит в виде небольшого выхода в верхней части купола	15

Коренные выходы обсидианов наблюдаются на северо-западном и восточном склонах купола, а перлиты — в центральной и южной частях его (20 м). Общая мощность пород по разрезу 165 м.

Примерно такой же разрез наблюдается на юго-восточном склоне горы Деве-гезу Большая. Здесь снизу вверх выделяются:

	Мощность, м
1. Толстополосчатый трахириолитовый туф с черно-мутным обсидианом	20
2. Черно-мутный обсидиан	25
3. Трахириолитовый туф	40
4. Риолитовый перлит	25
5. Трахириолитовый туф с автобрекчиями обсидиана	8
6. Черно-блестящий, почти однородный, выше приобретающий более светлую окраску обсидиан	25
7. Перлиты	20

Общая мощность разреза составляет 163 м.

Вулканиты риолитовой формации по петрографическому составу и по структурно-текстурным особенностям подразделяются на раскристаллизованные — риолиты, трахириолиты и стекловатые — обсидианы и перлиты.

Риолиты, трахириолиты. Вкрапленники этих пород представлены плагиоклазом (An_{30-40}), кварцем, реже калиевым полевым шпатом, биотитом и роговой обманкой. Количество вкрапленников составляет 5—10 %. В породах формации выявлено много акцессорных минералов: магнетит, сфен, апатит, ортит, циркон, гранат, флюорит. Кроме порфирировых пород встречаются афировые разновидности. Вулканические стекла — перлиты, обсидианы — являются специфическими, характерными породами формации. Обсидианы отличаются большим разнообразием текстуры и структуры, минералогического состава, окраски, иризации. Среди них выделяются однородные, полосчатые, сфероидальные, брекчиевидные разновидности. В стекловатой массе обсидианов содержатся микролиты полевого шпата (An_{10-20}), санидин, иногда биотит, роговая обманка, пироксен и рудные минералы. Для обсидианов типична витрофировая, иногда перлитовая структура. Перлиты встречаются в тесной ассоциации с обсидианами и связаны с ними постепенными переходами. Они имеют плотную, массивную, пористую, полосчатую, флюидальную текстуру. В стекловатой массе перлитов наблюдаются в небольшом количестве лейсты плагиоклаза, листочки биотита, мелкие зерна магнетита. В породах формации отмечаются также сферолиты.

Позднеплиоцен-четвертичные вулканогенные образования, имеющие более основной и средний состав пород, охватывают весь Малый Кавказ, слагая обширные вулканические плато и крупные вулканы. Эти вулканогенные комплексы представлены непрерывной дифференцированной трахибазальт-базальтовой, трахиандезит-трахитовой серией и охватывают Гегамское, Варденисское и Сюникское, Карабахское, Кельбаджарское нагорья.

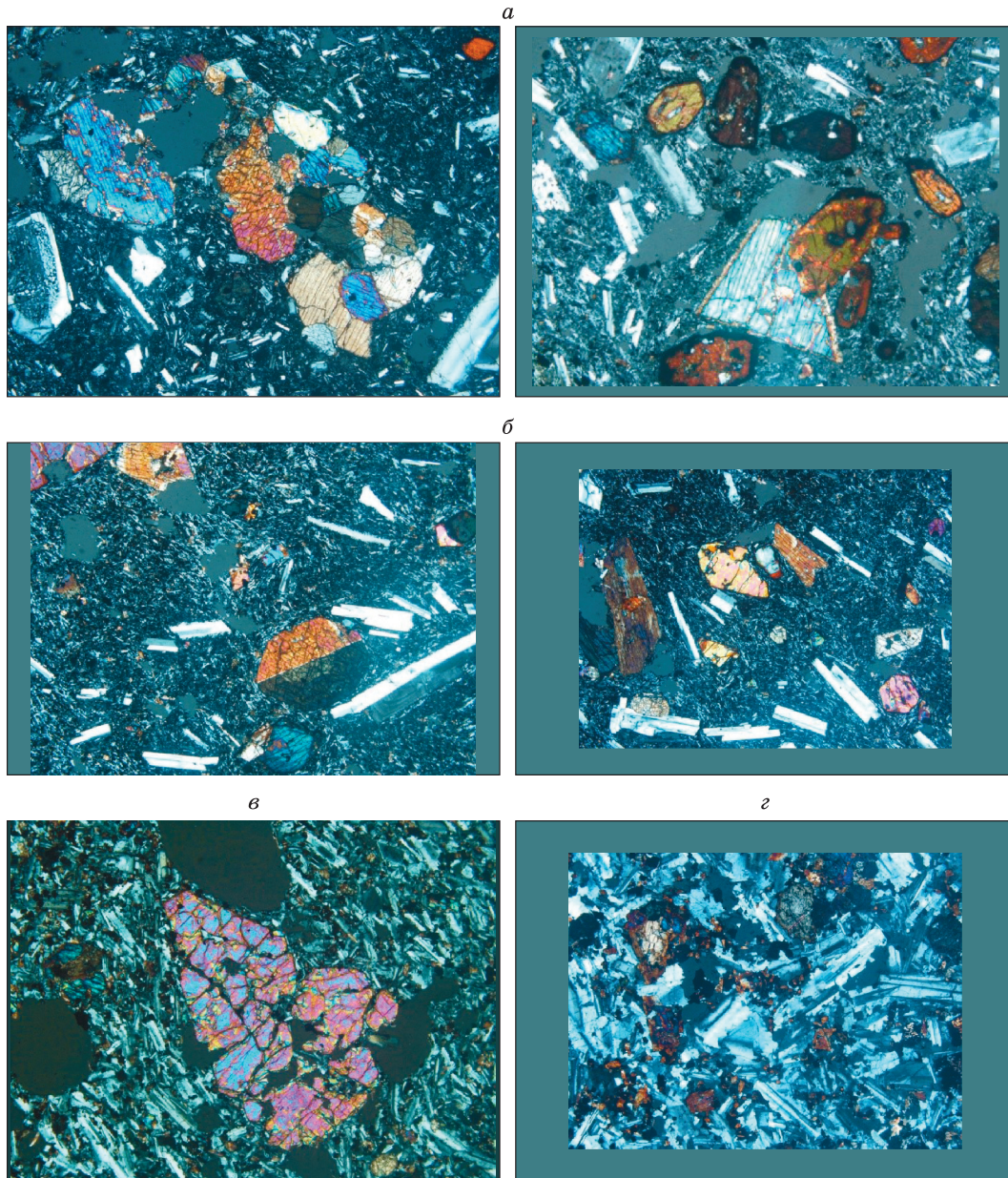


Рис. 3. Фотографии шлифов пород трахибазальт-трахиандезитовой формации.

a — трахиандезит (видны гломеропорфировое скопление клинопироксенов и опацизированные вкрапленники роговой обманки, плагиоклаза и клинопироксена), $\times 80$, с анализатором; *б* — умеренно щелочной оливиновый базальт с вкрапленниками оливина, клинопироксена и плагиоклаза, $\times 80$, с анализатором; *в* — раздробленный оливин в трахибазальте, $\times 80$, с анализатором, *г* — трахидолерит, $\times 80$, с анализатором.

Наиболее основными породами формации являются субщелочные оливиновые базальты. Породы порфировые, афировые. Вкрапленники представлены оливином, клинопироксеном, плагиоклазом, амфиболом (рис. 3). Встречается санидин в виде мегакристалла. Структура основной массы пилотакситовая, гиалопилитовая, микролитовая.

Клинопироксены пород формации более кальциевые и по составу отвечают авгиту, салиту. Плагиоклазы имеют относительно основной состав (An_{63-75}). Состав оливина в основных породах более магниевый (Fo_{83-87}) и соответствует форстерит-хризолиту. В базальтовых трахиандезитах и трахиандезитах состав оливина более железистый (Fe_{61-70}).

В породах встречаются в виде идиоморфных порфировых выделений кристаллы апатита, их количество доходит до 0.50—1.25 %, которые и являются фторапатитами. Часто они в виде включений присутствуют во вкрапленниках клинопироксена и роговой обманки, что свидетельствует о более ранней кристаллизации.

В породах андезит-дацит-риолитовой и трахибазальт-трахиандезитовой формаций присутствуют два типа включений: 1 — включения, представляющие собой кумулаты материнских пород, т. е. гомогенные включения (пироксениты, умеренно щелочные габброиды, горнблендиты и др.), 2 — коровые включения, т. е. ксенолиты вмещающих пород, захваченных расплавами из пород земной коры (габбро-амфиболиты, кварцевые диориты, кварц-полевошпатовые породы и др.). Типичные мантийные включения в породах формации отсутствуют. В породах этих формаций отмечаются мегакристы санидина, клинопироксена, амфибола, флогопита [Имамвердиев, 2000]. В Кафанской зоне Армении в новейшее время образовались базанит-тефрит-пикробазальтовые серии [Ширинян, 1973].

АНАЛИТИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ

В статье использованы данные неоген-четвертичного вулканизма азербайджанской части Малого Кавказа по материалам авторов. Определение содержаний порообразующих оксидов в породах выполнено рентгенофлуоресцентным методом на многоканальном X-Ray спектрометре СРМ-25 (Институт геологии и геофизики НАН Азербайджана, г. Баку). Концентрации микроэлементов-примесей в породах и минералах определены рентгеноспектральным, пламенно-фотометрическим, атомно-абсорбционным методами в лабораториях Института геологии и геофизики НАН Азербайджана, Бронницкой геолого-геохимической экспедиции ИМГРЭ, а также в ГЕОХИ РАН и ИГЕМ РАН (г. Москва), редкоземельные элементы — нейтронно-активационным методом в лаборатории Бронницкой геолого-геохимической экспедиции ИМГРЭ. Микророндовые определения состава минералов выполнены рентгеновским микроанализатором JXA-8200 фирмы JEOL (Япония) в ИГЕМ РАН и ВСЕГЕИ (г. Санкт-Петербург).

ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ

Андезит-дацит-риолитовая формация. По кремнекислотности породы формации образуют непрерывный ряд от андезитов до риолитов ($\text{SiO}_2 \geq 60$ мас. %) (табл. 1), а по соотношению $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) - \text{SiO}_2$ [Le Bas et al., 1986] являются породами нормальной щелочности и реже умеренно щелочными (рис. 4).

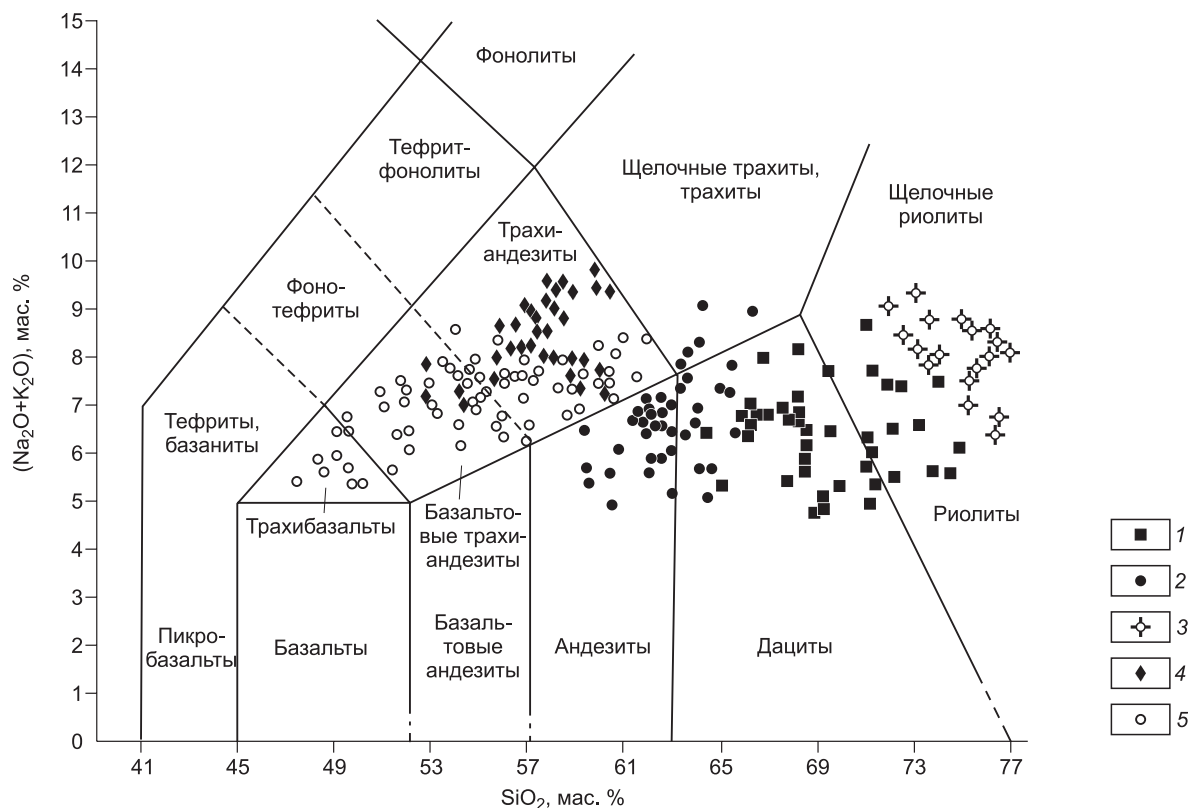


Рис. 4. Положение составов пород позднекайнозойских вулканических формаций Малого Кавказа на диаграмме TAS [Le Bas et al., 1986].

1, 2 — андезит-дацит-риолитовая формация: 1 — дацит-риолитовый комплекс; 2 — андезит-дацитовый комплекс; 3 — риолитовая формация; 4, 5 — трахибазальт-трахиандезитовая формация: 4 — трахиандезитовый комплекс, 5 — трахибазальт-базальтовый трахиандезитовый комплекс.

Таблица 1.

**Содержание петрогенных оксидов (мас. %) и микроэлементов (г/т)
в представительных образцах позднекайнозойских вулканитов Малого Кавказа**

Компо- нент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
	40*	15	100	106	74	96	12/13	МА 19	132	21	109	120	13	25	73/Р
SiO ₂	61.09	62.32	62.99	64.81	65.99	68.19	73.99	77.01	48.88	51.84	54.92	55.67	57.66	58.52	67.80
TiO ₂	0.59	0.58	0.60	0.60	0.52	0.27	0.01	0.09	1.57	1.36	1.14	1.08	0.79	0.82	0.48
Al ₂ O ₃	15.70	16.9	16.60	17.03	16.41	15.77	13.48	12.67	15.86	16.64	16.38	17.13	16.41	16.23	15.70
Fe ₂ O ₃	3.47	3.91	3.28	3.38	3.59	1.69	1.20	He опр.	5.61	6.11	4.54	6.59	4.09	4.80	He опр.
FeO	1.29	1.01	1.29	0.73	0.28	0.43	1.78	0.71	2.73	1.01	2.59	0.43	1.87	0.87	3.00
MnO	0.06	0.04	0.09	0.03	0.09	0.04	0.01	0.06	0.14	0.11	0.10	0.12	0.05	0.09	0.05
MgO	1.85	1.95	1.90	1.43	1.31	0.05	0.14	0.05	6.29	4.42	3.76	4.66	3.18	3.23	1.10
CaO	4.85	4.24	4.32	3.97	3.19	1.32	0.53	0.47	9.09	8.58	6.88	6.24	6.25	6.24	2.20
Na ₂ O	4.19	4.07	4.08	4.27	4.05	4.57	3.27	4.06	4.00	4.14	0.70	4.22	3.85	4.00	5.00
K ₂ O	3.54	2.95	3.08	3.47	2.55	4.14	4.87	4.86	1.92	2.92	2.17	2.60	3.01	2.80	4.00
P ₂ O ₅	0.41	0.28	0.30	0.33	0.23	0.06	0.01	0.01	1.18	1.31	0.94	0.58	0.57	0.68	0.35
П.п.п.	0.81	0.54	0.46	0.47	0.96	0.27	0.38	He опр.	0.93	0.61	0.85	0.41	0.64	0.40	0.01
Сумма	98.63	99.08	98.1	100.72	98.15	99.23	99.67	99.99	98.1	99.05	98.47	99.07	98.32	98.68	100.19
Rb	83	63	74	86	72	97	160	174	32	60	42	54	55	49	70
Li	20	19	19	12	14	13	67	He опр.	9	14	13	14	10	12	20
Sr	1105	935	850	935	833	420	150	16	1700	2635	1445	1020	1360	1275	1356
Ba	1250	650	690	690	760	830	100	26	1060	1300	1080	680	830	1060	1100
Cr	120	180	180	180	100	He опр.	30	2.75	270	170	224	280	160	188	140
V	170	60	60	40	100	40	He опр.	He опр.	210	140	150	170	80	130	70
Ni	24	30	31	32	25	15	20	»	110	43	34	65	50	54	13.5
Co	20	35	16	3	15	9	5	0.2	50	26	22	45	45	16	11
Sc	7	7	13	10	10	3	He опр.	1.93	21	20	9	20	20	14	6.7
Cu	20	37	83	22	26	13	30	He опр.	70	94	44	46	63	37	41
Zn	65	65	54	57	59	70	100	26.1	100	98	200	80	91	70	55
Zr	178	160	150	170	150	240	100	86	240	200	250	190	190	180	303
Nb	12	11	10	14	14	17	15	34	18	28	18	19	18	13	33
Ta	0.84	0.72	0.94	1.4	1.1	1.2	He опр.	2.71	0.92	1.2	He опр.	1	0.81	0.87	1.43
Hf	4.8	3.6	3.3	4.7	4.2	6	»	3.51	5.2	4.5	»	4.4	4.8	4.5	6.6
Th	11	9.3	10	18	16	5.2	25	34.5	2.6	5.2	»	5.6	6.3	6.5	3.2
U	2.7	5.7	4.4	5.4	3.3	14	9.3	10.2	4	4	»	4	3.6	6.3	12.2
La	45	43	36	47	38	47	33.5	30.7	63	76	69	52	60	60	72
Ce	88	77	76	87	74	78	60	53	130	150	130	98	120	120	115
Sm	4.2	3.9	4.2	3.6	4.4	5	3	2.51	9.8	10	7.4	5.9	5.7	5.3	6
Eu	1.2	1.2	1	1.1	0.95	0.79	0.2	0.16	2.5	2.5	2	1.7	1.6	1.7	1.5
Tb	0.67	0.56	0.58	0.44	0.42	0.57	0.6	0.13	1.3	1	1.1	0.9	1.1	0.94	1.12
Yb	1.2	1.4	1.5	1.3	1.3	1.4	2.3	1.32	2.4	1.8	2	2	1.8	1.9	2.1
Lu	0.19	0.2	0.2	0.17	0.17	0.18	0.32	0.22	0.33	0.22	0.22	0.39	0.31	0.3	0.25
Y	36	11	10	He опр.	11	29	10	11	34	16	21	19	14	15	10

Примечание. 1—6 — андезит-дацит-риолитовая формация: 1 — кварцевый латит, окрестность влк. Айчынгылы; 2 — андезит, лавовый поток между вулканами Сарымсаглы и Сарчалы; 3 — андезит, окрестность влк. Дикпиллаккан; 4 — дацит, окрестность влк. Галинкая; 5 — дацит, юго-западный склон влк. Сарымсаглы; 6 — риодацит, склон влк. Дикпиллаккан; 7, 8 — риолитовая формация: 7 — риолит, влк. Кечалдаг; 8 — обсидиан, влк. Деве-гезу; 9—15 — трахибазальт-трахиандезитовая формация: 9 — умеренно щелочной оливиновый базальт, между вулканами Сарымсаглы и Саглыялы; 10 — трахибазальт, влк. Сарымсаглы; 11 — базальтовый трахиандезит, влк. Галинкая; 12 — базальтовый трахиандезит, влк. Ишыглы; 13 — трахиандезит, влк. Сарымсаглы; 14 — трахиандезит, северо-западный склон влк. Сарымсаглы; 15 — кварцевый трахит, влк. Ишыглы.

* Номер образца.

Таблица 2. Химический состав включений пород андезит-дацит-риолитовой (1—4) и трахибазальт-трахиандезитовой (5—8) формаций (мас. %)

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	51.57	49.80	56.98	57.92	42.8	43.09	45.94	45.91
TiO ₂	1.20	1.15	0.91	0.98	2.30	0.93	1.87	1.34
Al ₂ O ₃	18.06	8.46	17.97	16.99	12.97	8.14	14.17	17.31
Fe ₂ O ₃	5.40	5.62	6.20	5.13	8.64	7.42	7.16	10.49
FeO	1.45	3.33	0.43	1.60	1.73	7.77	1.66	1.01
MnO	0.17	0.18	0.12	0.10	0.14	0.20	0.11	0.12
MgO	3.65	12.43	3.48	2.62	13.15	20.21	11.21	6.43
CaO	8.60	13.74	6.92	6.74	11.18	5.60	10.94	11.33
Na ₂ O	4.32	2.00	3.86	4.32	2.86	3.20	2.50	2.68
K ₂ O	2.08	0.92	2.09	2.01	1.65	0.93	1.67	0.89
P ₂ O ₅	1.10	0.13	0.70	0.68	0.19	0.17	0.23	0.41
П.п.п.	0.77	0.39	0.40	0.43	0.41	0.07	0.46	0.28
Сумма	98.37	98.15	100.06	99.52	98.02	97.73	97.92	98.20

Примечание. 1, 2 — амфиболовое габбро, 3 — диорит, 4 — кварцевый диорит; 5, 6 — горнблендит, 7, 8 — габбро.

Породы данной формации характеризуются разным содержанием петрогенных элементов. В вулканических породах формации по мере увеличения SiO₂ уменьшаются содержания TiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃, MgO, CaO, P₂O₅, обусловленные фракционированием титаномагнетита, клинопироксена, плагиоклаза и, возможно, апатита. При этом наблюдается некоторое увеличение в породах содержания Na₂O и K₂O по мере возрастания их кремнекислотности. Процесс возрастания калиевой щелочности сопровождается кристаллизацией калиевого полевого шпата в более кислых разновидностях пород.

Особенности химизма включений пород андезит-дацит-риолитовой формации зависят от вида включений, минерального состава, а также их генетического типа. Родственные (гомогенные) включения представлены пироксенитами, горнблендитами, габброидами, диоритами. В этих породах содержание кремнезема меняется от 45.0–57.9 %, содержание MgO выше, чем во вмещающих андезитах, для них типичны относительно высокие содержания TiO₂, CaO (табл. 2). Этим включениям свойственно среднее значение железистости ($f = 42–65$), но оно ниже, чем во вмещающих андезитах.

Риолитовая формация. Породы этой формации в отличие от пород предыдущей формации характеризуются ультракислым составом и повышенной щелочностью. При этом в породах наблюдаются примерно равные соотношения Na₂O и K₂O и низкие содержания CaO, MgO и FeO (см. табл. 1).

Трахибазальт-трахиандезитовая формация. По кремнекислотности породы формации образуют непрерывный ряд от базальтов до андезитов и принадлежат умеренно щелочной серии (см. табл. 1, рис. 4). В породах формации в диапазоне трахибазальт — базальтовый трахиандезит по мере увеличения кремнекислотности содержания TiO₂, MgO, Fe₂O₃, CaO, P₂O₅ в значительной степени снижаются. При этом также слабо уменьшаются и концентрации Al₂O₃, Na₂O. При переходе к трахиандезитам содержания этих оксидов изменяются в узком интервале. Максимальное содержание MgO наблюдается в трахибазальтах и оливиновых базальтах повышенной щелочности и меняется от 3.97 до 6.81 мас. % (см. табл. 1), а коэффициент магнезиальности (Mg#*) от 56 до 71. В последующих дифференциатах формации — в базальтовых трахиандезитах и трахиандезитах — уменьшаются содержания MgO и значения Mg#. В таких породах содержание TiO₂ остается умеренно высоким и составляет 1.4–1.6 мас. %.

Породы гомогенных включений трахибазальт-трахиандезитовой формации низкокремнеземистые (SiO₂ = 42.0–46.0 мас. %), высокомагнезиальные (MgO = 5.0–13.0, иногда до 20 мас. %), относительно высокотитанистые (TiO₂ = 1.4–2.3 мас. %), высококальциевые (CaO = 6.0–11.0 %) (см. табл. 2). В нормативном составе пород всегда вычисляется оливин, нефелин, а кварц и гиперстен нет. Отмечается также высокое содержание нормативного ильменита, магнетита. Породы обладают низкой железистостью ($f = 42.0–64.0$), чем вмещающие умеренно щелочные базальтоиды.

Таким образом, в большинстве случаев вмещающие базальтоиды и включения имеют между собой родственные отношения. Формирование их происходило в глубинных и промежуточных очагах из той же магмы. Часть включений является ксенолитами пород земной коры.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ

Концентрации редких и редкоземельных элементов в породах андезит-дацит-риолитовой формации в целом закономерно меняются. Так, концентрации литофильных элементов увеличиваются от ан-

* $Mg\# = MgO / (MgO + FeO + Fe_2O_3) \cdot 100$ (ат. кол.).

дезита к риолитам (Rb от 44 до 128 г/т, Th от 6 до 24 г/т) (см. табл. 1). Из когерентных элементов при увеличении кислотности пород в целом происходит снижение содержаний V, Cr, Co и Ni. Sr также образует с кремнекислотностью отрицательную зависимость. Вышеуказанные особенности показывают на ведущую роль кристаллизационной дифференциации при образовании пород, обусловленной фракционированием клинопироксена, магнетита и оливина.

От однотипных пород андезит-дацит-риолитовой формации породы риолитовой формации отличаются обедненностью феррическими компонентами, более низким содержанием элементов группы железа, высокозарядных элементов и обогащенностью рудными элементами, а также литофильными элементами (Pb, Th, U).

В породах трахибазальт-трахиандезитовой формации наблюдается примерно такая же картина в распределении редких литофильных элементов, как и в породах андезит-дацит-риолитовой формации, но выглядит более отчетливо. Породам этой формации присущи высокое содержание крупноионных литофильных элементов (Rb, Ba, La, Sr), а также высокие значения La/Yb, La/Sm отношений. Геохимические данные для пород этой формации показывают, что их разнообразие вызвано в основном фракционной кристаллизацией. Об этом свидетельствует следующее: с увеличением содержания SiO₂ уменьшается содержание совместимых элементов (Cr, Ni) и увеличивается концентрация несовместимых элементов (Rb, Th, U), что обусловлено фракционированием оливина и клинопироксена.

Эти данные показывают, что фракционная кристаллизация играет особенно важную роль для трахибазальтов и базальтовых трахиандезитов. По содержаниям этих элементов породы трахибазальт-трахиандезитовой формации Малого Кавказа оказываются близкими к породам океанических островов и рифтовых зон, образовавшимся из обогащенного мантийного источника.

На диаграммах распределения концентраций магматофильных элементов, нормированных на значения в примитивной мантии (PM) [Sun, McDonough, 1989], мафические и средние породы андезит-дацит-риолитовой и трахибазальт-трахиандезитовой формаций обогащены LILE, LREE и HFSE и имеют высокие значения LILE/HFSE отношений (например, Ba/Nb). В противоположность этому содержания Ti, Y и HREE более низкие по отношению к PM (рис. 5). Известково-щелочные средние по составу породы первой формации в отличие от пород повышенной щелочности второй формации обеднены Ti.

Распределения REE в основных и средних породах схожи, отмечается слабый европиевый минимум (см. рис. 5, а). Риолиты первой формации имеют аналогичную картину, и в них содержание REE немного пониженное. По сравнению со средними и основными породами они имеют повышенное La/Sm отношение, а также небольшую отрицательную аномалию Eu и обеднены HREE. В противоположность этому породы риолитовой формации характеризуются более глубокими Eu аномалиями [Имамвердиев, 2003].

В средних и основных породах обеих формаций в сравнении с вмещающими лавами наблюдаются габброидные включения с повышенными содержаниями хрома (320—710 г/т), никеля (70—350 г/т), MgO (8—13 мас. %) и пониженными содержаниями кремнезема (45—51 мас. %). Они более обогащены Ba, Rb, Th, K, La, Ce и обеднены Ta, Zr, чем их вмещающие базальтоиды. Эти значения ниже, чем для первичных магм. На нормализованных по хондриту графиках они тоже имеют крутой характер, обогащены LREE [Имамвердиев, 2003].

ПЕТРОГЕНЕЗИС ПОЗДНЕКАЙНОЗОЙСКОГО КОЛЛИЗИОННОГО ВУЛКАНИЗМА МАЛОГО КАВКАЗА

Как показано выше, позднемиоцен-четвертичные вулканические породы Малого Кавказа в пределах Азербайджана характеризуются сходными геохимическими особенностями (изменение содержаний макро- и микроэлементов в зависимости от содержания MgO), и можно предполагать, что их первичные магмы могли быть образованы в близких условиях из сходных источников вещества. Эти позднекайнозойские вулканические породы имеют низкие содержания Cr и Ni (до 450 и 110 г/т соответственно для наименее дифференцированных базальтовых лав) относительно первичных магм. Содержания Cr (до 710 г/т), Ni (до 350 г/т) и MgO (8—13 мас. %) в габброидных включениях выше, чем во вмещающих базальтоидах, и можно предполагать, что включения по макро- и микроэлементному составу приближаются к первичным магмам. Тем не менее даже в этих включениях содержания MgO, Cr, Ni ниже, чем для первичных расплавов. Можно допустить, что эти породы являются кумулятивными и шлировыми образованиями. Известно, что верхнемантийные первичные магмы имеют повышенные значения Mg# (>0.7 %), Ni (>400—500 г/т), Cr (> 1000 г/т) и <50 мас. % SiO₂ [Taylor, McLennan, 1985; Wilson, 1989; Thirwall et al., 1994; Condie, 2001].

Таким образом, можно предполагать, что первичные магмы для обеих формаций слабодифференцированные. Как показано нами ранее, породы ранней формации образовались из исходной высокоглиноземистой базальтовой магмы, исходный расплав же для мафических лав наиболее поздней формации

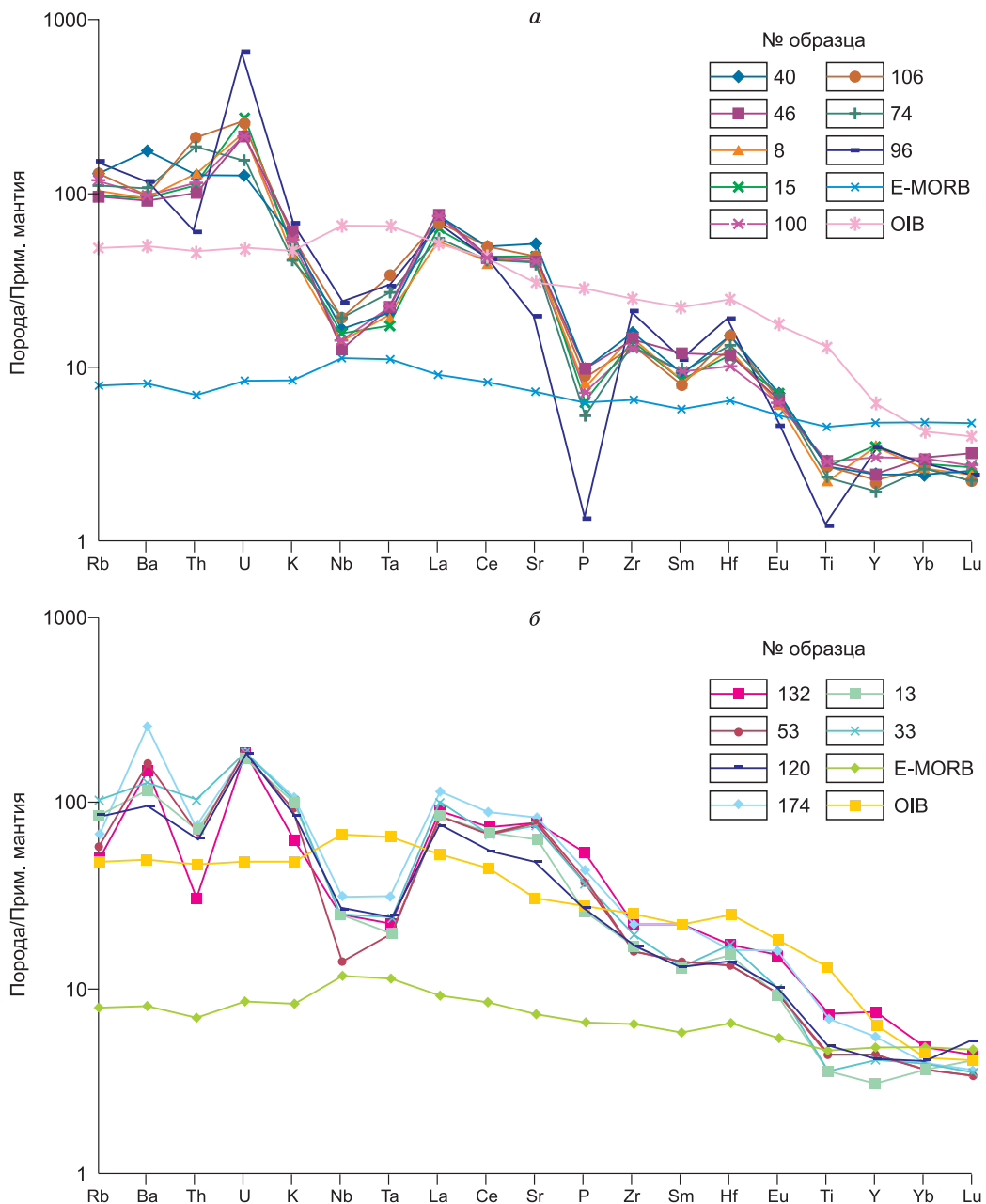


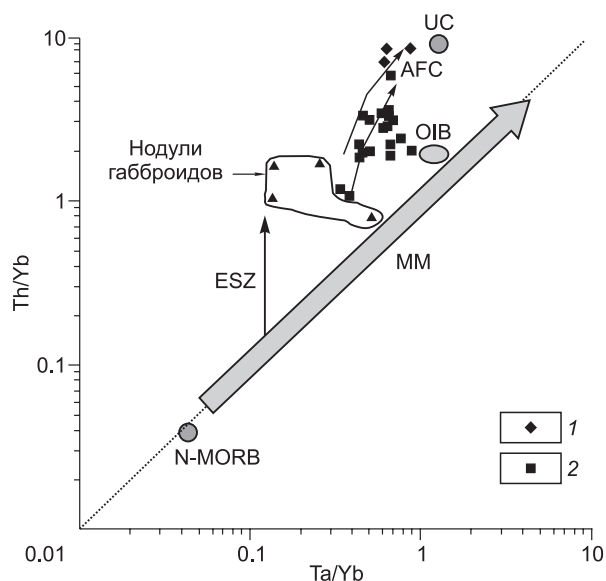
Рис. 5. Спайдер-диаграммы для позднекайнозойских вулканических пород Малого Кавказа.

а — андезит-дацит-риолитовая формация; *б* — трахибазальт-трахиандезитовая формация. Состав примитивной мантии, по [Sun, McDonough, 1989].

характеризовался составом, близким к слабодифференцированным умеренно щелочным оливиновым базальтам, имеющим при $K_D = 0.33$ (K_D — отношение концентрации элемента в минерале к концентрации элемента в расплаве) равновесный оливин Fo_{84} [Имамвердиев, 2000]. Важно отметить, что неоген-четвертичным вулканическим ассоциациям свойствен примерно одинаковый характер распределения редких и редкоземельных элементов. На нормированных спайдер-диаграммах для основных и средних пород наблюдаются Nb, Ta, Hf и Zr минимумы. Кроме того, салические породы сильно обогащены Rb, Ba, Th, La и обеднены Ti, Yb, Y относительно примитивной мантии (см. рис. 5). Обогащение несовместимыми элементами предполагает, что источником расплава, из которого была получена магма, является метасоматизированная литосферная мантия, обогащенная калием и несовместимыми элементами. Наличие Nb-Ta минимума обычно считается характерной чертой надсубдукционного магматизма. В зонах субдукции лежащие над мантийным клином K, Rb, Th и La переходят в расплав, а Nb и Ta остаются

Рис. 6. Th/Yb-Ta/Yb диаграмма, по [Pearce, 1982], для неоген-четвертичных основных и средних пород Малого Кавказа.

1 — ранний этап, 2 — поздний этап, MM — тренд мантийного метасоматоза, ESZ — обогащенная субдукционная зона, UC — верхняя кора, OIB — базальты океанических островов, AFC — ассимиляционно-фракционная кристаллизация, N-MORB — базальты срединно-океанических хребтов.

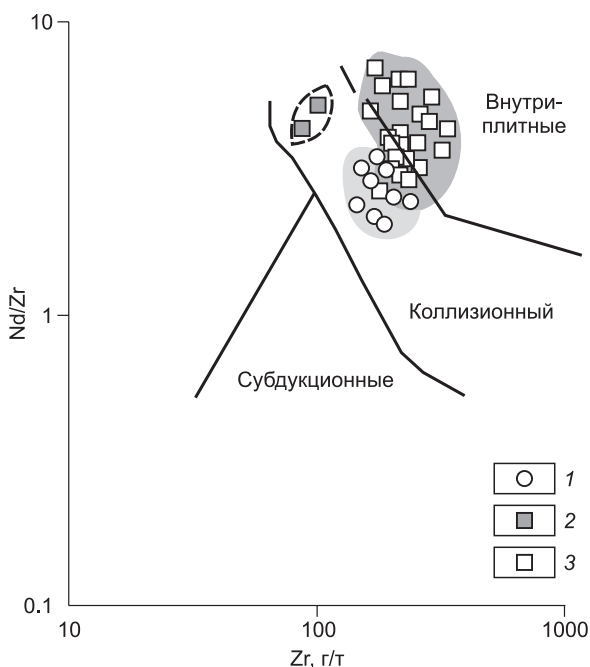


в твердых перидотитовых реститах, вызывая истощения этими элементами надсубдукционных магм [Condie, 2001]. Однако наши образцы в отличие от базальтов островных дуг обогащены LILE. Аналогичные геохимические данные наблюдались и в других постколлизийных областях и широко обсуждались в литературе [Pearce et al., 1990].

Геохимические данные, в частности, высокие значения для исследованных пород Th/Nb, Ba/Nb, K/Ti отношений, а также низкие величины Nb/Y и Ti/Y отношений, в сочетании с региональными геологическими данными показывают, что мантийные источники под Малым Кавказом метасоматизированы более древними субдукционными процессами, в них содержатся высококалийные и обедненные HFSE водные флюиды. Габброидные нодулы и наименее дифференцированные базальтоиды миоцен-четвертичного возраста имеют аналогичные составы, указывающие на образование их из обогащенного литосферного мантийного источника.

Субдукционное обогащение исходного расплава миоцен-четвертичного вулканизма региона хорошо отражается на диаграмме Th/Yb—Ta/Yb (рис. 6) [Pearce, 1982], которая отображает изменение отношение источника и влияние коровой контаминации. Как видно из рис. 6, миоцен-четвертичные лавы Малого Кавказа располагаются субпараллельно мантийной линии, но смещены по составам в сторону высоких Th/Yb отношений. Эти данные показывают, что литосферный мантийный источник обогащен субдукционным компонентом. Можно предполагать, что от верхнего миоцена до антропогена вследствие увеличения астеносферного эффекта доля субдукционного компонента уменьшалась.

На рис. 7 видно, что все точки составов пород раннего этапа и салические породы позднего этапа лежат в поле составов коллизийных магматических пород. Мафические же лавы повышенной щелочности позднего этапа находятся на границе между коллизийными и внутриплитными лавами. Эти данные показывают, что от миоцена до четвертичного времени доля субдукционного компонента уменьшается и увеличивается доля астеносферного мантийного компонента. Эти данные подтверждаются и



Ва/Nb—La/Nb диаграммой (рис. 8). На ней составы лав из раннего и позднего этапа образуют линейный тренд между значениями континентальной коры и материала древней литосферной мантии и примитивным мантийным источником.

Крутой характер изменения La/Yb отношений отражает различные степени частичного плавления и очень важен для выяснения условий генерации различных типов магм позднего миоцен-четвертичных лав Малого Кавказа (рис. 9) [Thirwall et al., 1994].

Как видно из рис. 9, лавы повышенной щелочности позднего этапа образуются при малой степени плавления. При этом степень плавления увеличивается в направлении лав раннего этапа. Действительно, как показано нами ранее, породы неогеновой анде-

Рис. 7. (Nb/Zr)_n—Zr диаграмма, по [Thieblemont, Teguay, 1994], для позднекайнозойских вулканических пород Малого Кавказа.

Нормировано на N-MORB, по [Pearce, 1982]. 1 — ранний этап, 2, 3 — поздний этап.

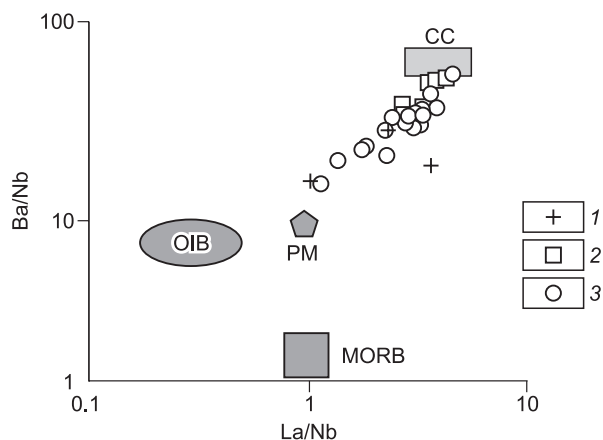


Рис. 8. Ba/Nb—La/Nb диаграмма [Dilek et al., 2010] для позднекайнозойских вулканических пород Малого Кавказа.

1 — нодулы габброидов, 2 — ранний этап, 3 — поздний этап.
PM — примитивная мантия, CC — континентальная кора.

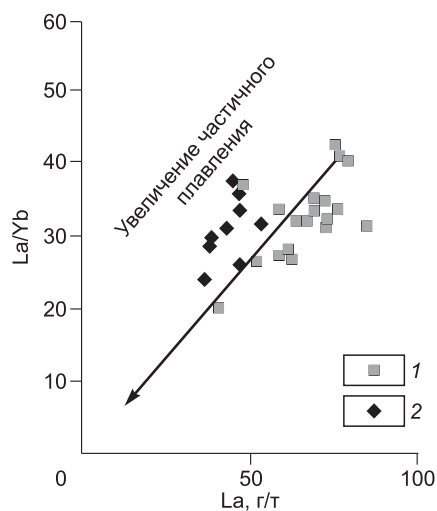


Рис. 9. La/Yb—La диаграмма, по [Thieblemont, Tegyey, 1994], иллюстрирующая частичное расплавление и фракционную кристаллизацию.

1 — ранний этап, 2 — поздний этап.

зит-дацит-риолитовой и верхнеплиоцен-четвертичной трахибазальт-трахиандезитовой формаций выплавлялись из гранатосодержащих источников (степень плавления 3—10 и 1.0—2.5 % соответственно) [Имамвердиев и др., 2015]. С другой стороны, величины Th/Yb—Ta/Yb [Pearce, 1982] отношений показывают роль фракционной кристаллизации (FC) и ассимиляционно-фракционной кристаллизации (AFC) при эволюции магм (см. рис. 6). Из рис. 6 видно, что лавы раннего и позднего этапов образуют различные AFC тренды от составов первичной магмы и габброидных нодулей в сторону метки состава континентальной коры. Бимодальная природа позднего этапа определяется контрастным распределением кремнезема (71.0—75.5 мас. % SiO₂ для салических, 48—59 мас. % SiO₂ для мафических лав). Корреляция между макро- и микроэлементами показывает ведущую роль FC при формировании более поздних мафических лав. Содержание совместимых элементов, таких как Cr, Ni, уменьшается со снижением концентраций MgO и обусловлено фракционированием клинопироксена, магнетита и оливина. В салических породах содержание редких элементов меняется в узких пределах с обеднением их Sr, Ba, P и Ti, что, возможно, связано с фракционированием K-Na полевых шпатов, апатита и Fe-Ti оксидов. Поэтому, исходя из этих данных, а также судя по Th/Yb—Ta/Yb отношениям, предполагается, что при образовании бимодальной серии существенную роль играли AFC процессы. Источником же позднеплиоцен-четвертичных риолит-дацитовых магм являлись породы гранитно-метаморфического слоя земной коры.

Таким образом, можно предполагать, что для образования вулканических серий обоих этапов важную роль играет единый процесс — ассимиляционно-фракционная кристаллизация. Это подтверждается численным моделированием процесса AFC [Имамвердиев и др., 2010, 2015].

Как показали расчеты AFC модели, количество корового вещества, необходимого для соответствующего изменения исходного мантийного состава, для пород трахибазальт-трахиандезитовой формации может быть достигнуто в ходе фракционирования базальтов (степень фракционирования $F = 0.5—0.6$) при ассимиляции ими значительного количества кислого расплава (отношение количества ассимилянта и кумулата $r = 0.3—0.5$) (табл. 3). Аналогичная картина наблюдается и для пород андезит-дацит-риолитовой формации, но здесь смещение достигается при высокой степени фракционирования ($F = 0.7—0.9$) и при большом количестве кислого вещества ($r = 0.6$). Очевидно, что при таких объемах ассимиляции кислого вещества не сохраняются петрогеохимические характеристики первичных пород (андезитов и базальтов). Поэтому на харкерских диаграммах не наблюдаются четкие тренды.

В табл. 3 приводятся результаты AFC моделирования для пород трахибазальт-трахиандезитовой формации. Как видно из табл. 3, в результате смешения риолита и основных пород (оливиновый базальт повышенной щелочности и трахибазальт) могут образоваться базальтовые трахиандезиты и трахиандезиты.

Вместе с тем для подтверждения такого вывода необходимы точные изотопные данные, которые, к сожалению, на данном этапе исследований отсутствуют.

Таблица 3. Результаты AFC – моделирования для пород трахибазальт-трахиандезитовой формации

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	52.46	79.17	64.73	64.94	55.74	79.17	58.76	58.90
TiO ₂	1.09	0.00	0.00	0.10	1.09	0.00	0.00	0.61
Al ₂ O ₃	16.39	13.54	17.86	17.87	16.39	13.54	18.16	17.89
FeO*	7.10	0.00	4.02	4.04	6.01	0.00	5.98	5.99
MgO	6.56	0.00	2.23	2.24	4.37	0.00	3.21	2.96
CaO	9.84	0.00	5.58	5.55	8.74	0.00	7.48	7.51
Na ₂ O	4.37	4.17	3.35	3.34	4.37	4.17	4.27	3.95
K ₂ O	1.09	3.13	2.23	1.87	2.19	3.13	2.14	1.75
P ₂ O ₅	1.09	0.00	0.00	0.04	1.09	0.00	0.00	0.47
Rb	32	180	59	68	37	174	35	58
Sr	1700	100	1819	1918	2635	16	1543	1306
Ba	1060	100	815	524	1300	26	662	666
Zr	240	80	223	125	250	86	205	152
Ni	110	3	45	28	43	3	43	56
Cr	270	30	180	174	170	3	214	166
V	110	20	78	790	140	20	128	142

$\Sigma R^2 = 0.154$
 $r = 0.53$
 $F = 0.57$

$\Sigma R^2 = 0.93$
 $r = 0.25$
 $F = 0.68$

Примечание. 1 — умеренно щелочной оливиновый базальт (исходный расплав), 2 — риолит (ассимилянт), 3 — трахиандезит (гибрид), 4 — рассчитанный состав трахиандезита, 5 — трахибазальт (исходный расплав), 6 — риолит (ассимилянт), 7 — базальтовый трахиандезит (гибрид), 8 — рассчитанный состав. Все анализы пересчитаны на 100 %. r — отношение количества ассимилянта и кумулата, F — степень фракционирования, ΣR^2 — величина суммы квадратов разностей между наблюдаемым и вычисленным содержанием элемента в исходном расплаве.

Итак, полученные петрогеохимические данные показывают, что позднемиоцен-четвертичные вулканы образовались при различной степени плавления субдукционно обогащенной субконтинентальной литосферной мантии. Роль надсубдукционного вещества уменьшается при эволюции вулканизма с течением времени из-за увеличения доли астеносферного компонента в интервале от верхнего миоцена до четвертичного времени.

В настоящее время образование таких вулканитов часто связывают с формированием субдукционных «окон» (slab-window) и считают результатом декомпрессионного плавления астеносферного диаспира. Такие вулканиты отличаются от типично субдукционных магм и обладают геохимическими характеристиками OIB источников. Они описаны для активных континентальных окраин Северной Америки, Филиппин, Камчатки, Восточного Сихотэ-Алиня. Для коллизионных вулканитов эта идея развивается [Pearce et al., 1990; Keskin, 2003, 2005, 2008; Ершов, Никишин, 2004]. Такие породы называются адакитами. Они характеризуются высокими отношениями LREE/HREE и образуются в результате плавления гранатсодержащего вещества (эклогита) океанической плиты.

Отметим, что мы тоже не отрицаем деламинации субдуцированного литосферного слэба в образовании позднекайнозойских вулканитов Малого Кавказа [Имамвердиев, 2008]. Об этом свидетельствуют сейсмотомографические и некоторые петролого-геохимические данные. Часть позднекайнозойских андезитов и дацитов Малого Кавказа можно

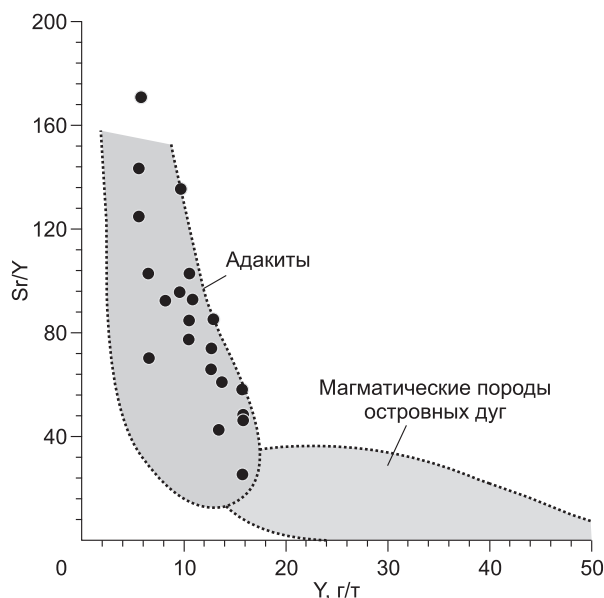


Рис. 10. Диаграмма Sr/Y—Y для пород андезит-дацит-риолитовой формации Малого Кавказа, по [Defant, Drummond, 1990].

Черными кружками обозначены составы пород.

считать производными адакитовых расплавов с высокими величинами Sr/Y (до 136) и Sr/Yb (до 756). В них $(La/Yb)_n$ изменяется от 17.5 до 26.4, концентрация Y — от 6 до 13, Yb — от 1.2 до 1.8 г/т. На диаграмме Sr/Y—Y большинство пород попадают в поле адакитов (рис. 10) [Defant, Drummond, 1990].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В центральной части Малого Кавказа вулканизм образовался на двух этапах: позднемиоцен-нижнеплиоценовом и позднеплиоцен-четвертичном, со сменой во времени высококалийевого известково-щелочного вулканизма на умеренно щелочной. Все вулканические породы имеют близкий характер распределения микроэлементов и сходные спектры редкоземельных элементов с минимумами по Nb, Ta, обогащением Rb, Ba, Th, La и обеднением Ti, Yb, Y на графиках концентраций, нормированных на примитивную мантию. Это указывает на присутствие в источнике магм субдукционно-метасоматизированной литосферной мантии.

Частичное плавление субконтинентальной мантийной литосферы и процессы ассимиляционно-фракционной кристаллизации контролировали эволюцию магм, которые развивались в постколлизийных магматических поясах Малого Кавказа.

Увеличение щелочности пород от позднего миоцена к четвертичному времени, а также характерные для них высокие величины La/Yb отношений и обогащение LILE компонентами обусловлены влиянием надсубдукционного источника вещества. Эти данные указывают на присутствие под современной структурой Турецко-Иранского плато, в том числе Малого Кавказа, вещества надсубдукционной метасоматизированной мантии. Частичное плавление поднимающейся астеносферы в Аравийско-Евразийской коллизийной зоне способствовало обогащению магм щелочными компонентами более молодых вулканических образований и вызвало, вероятно, региональную деляминацию литосферы.

Авторы выражают искреннюю благодарность рецензентам д.г.-м.н. Н.Н. Круку и д.г.-м.н. А.Б. Перепелову за конструктивные замечания, способствовавшие улучшению статьи.

ЛИТЕРАТУРА

Ершов А.В., Никишин А.М. Новейшая геодинамика Кавказско-Восточно-Африканского региона // Геотектоника, 2004, № 2, с. 55—72.

Имамвердиев Н.А. Геохимия позднекайнозойских вулканических комплексов Малого Кавказа. Баку, Нафта-Пресс, 2000, 192 с.

Имамвердиев Н.А. Геохимия редкоземельных элементов позднекайнозойских вулканических серий Малого Кавказа // Геохимия, 2003, № 4, с. 425—442.

Имамвердиев Н.А. Деляминация субдуцированного литосферного слэба как причина проявления позднекайнозойского коллизийного вулканизма Малого Кавказа // Вестн. Бакинского ун-та. Серия естественных наук, 2008, № 3, с. 123—138.

Имамвердиев Н.А., Гасангулиева М.Я., Велиев А.А., Мамедов М.Н., Бабаева Г.Д. Вопросы петрогенезиса позднекайнозойского коллизийного вулканизма Малого Кавказа // Отечественная геология, 2010, № 6, с. 33—42.

Имамвердиев Н.А., Гасангулиева М.Я., Велиев А.А. Петрогеохимическая модель позднеплиоцен-четвертичного коллизийного вулканизма Малого Кавказа // Вестн. Бакинского ун-та. Серия естественных наук, 2015, № 1, с. 66—80.

Исмаил-заде А.Д. Геодинамические обстановки альпийского магматизма Кавказа // Геодинамика Черноморско-Каспийского сегмента Альпийского складчатого пояса и перспективы поисков полезных ископаемых. Материалы международной конференции. Баку, 1999, с. 145—146.

Карякин Ю.В. Геодинамика формирования вулканических комплексов Малого Кавказа. М., Наука, 1989, 150 с.

Кашкай М.А., Мамедов А.И. Перлиты, обсидианы, пехштейны и их минералого-петрографические и физико-химические особенности. Баку, АН АзССР, 1961, 181 с.

Кашкай М.А., Хаин В.Е., Шихалибейли Э.Ш. К вопросу о возрасте Кельбаджарской вулкано-генной толщи // Докл. АН АзССР, 1952, № 6, с. 285—289.

Короновский Н.В., Демина Л.И. Модель коллизийного вулканизма Кавказского сегмента Альпийского пояса // ДАН, 1996, т. 350, № 4, с. 519—522.

Короновский Н.В., Демина Л.И. Коллизийный этап развития Кавказского сектора Альпийского складчатого пояса: геодинамика и магматизм // Геотектоника, 1999, № 2, с. 17—35.

Короновский Н.В., Демина Л.И. Особенности химического состава и петрогенезис коллизийных магматитов Большого Кавказа // Научное наследие академика М.А. Кашкай — взгляд из XXI века. Баку, Нафта-Пресс, 2007, с. 153—165.

Рустамов М.И. Южно-Каспийский бассейн — геодинамические события и процессы. Баку, Нафта-Пресс, 2005, 245 с.

Ширинян К.Г. О связи петрографических и петрохимических особенностей новейших вулканических серий Армении с блоковыми структурами // Вулканизм и формирование минеральных месторождений в Альпийской геосинклинальной зоне (Карпаты, Крым, Кавказ). Новосибирск, Наука, 1973, с. 123—137.

Condie K.C. Mantle plumes and their record in Earth history. Cambridge, Cambridge University Press, 2001, 306 p.

Defant M.J., Drummond M.S. Derivations of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere // Nature, 1990, v. 347, p. 662—665.

Dilek Y., Imamverdiyev N., Altunkaynak Ş. Geochemistry and tectonics of Cenozoic volcanism in the Lesser Caucasus (Azerbaijan) and the peri-Arabian region: collision-induced mantle dynamics and its magmatic fingerprint // Int. Geol. Rev., 2010, v. 52, № 4—6, p. 536—578.

Karapetian S.G., Jrbashian R.T., Mnatsakanian A.Kh. Late collision rhyolitic volcanism in the north-eastern part of the Armenian Highland // J. Volcanol. Geotherm. Res., 2001, v. 112, p. 189—220.

Keskin M. Magma generation by slab steepening and breakoff beneath a subduction-accretion complex: an alternative model for collision-related volcanism in Eastern Anatolia, Turkey // Geophys. Res. Lett., 2003, v. 30, № 24, 8046.

Keskin M. Domal uplift and volcanism in a collision zone without a mantle plume: Evidence from Eastern Anatolia // Geol. Soc. Am. Spec. Paper, 2007, v. 430, p. 693—722.

Keskin M., Genc S.C., Tuysuz O. Petrology and geochemistry of post-collisional 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, v. 20, p. 1—39.

Le Bas M.J., Le Mitre R.W., Streckeisen A., Zanettin B. A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica (TAS) diagram // J. Petrol., 1986, v. 27, p. 745—750.

Leake B.E. A catalog of analyzed calciferous and subcalciferous amphiboles together with their nomenclature and associated minerals. Geol. Soc. Am. Spec. Paper 68, 1968, 210 p.

Pearce J.A. Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries // Andesites / Ed. R.S. Thorpe. New York, Wiley, 1982, p. 525—548.

Pearce J.A., Bender J.F., De Long, Kidd W.S.F., Low P.J., Güner Y., Saroğlu F., Yilmaz Y., Moor-bath S., Mitchell J.G. Genesis of collision volcanism in Eastern Anatolia, Turkey // J. Volcanol. Geotherm. Res., 1990, v. 44, p. 189—229.

Sharkov E., Lebedev V., Chugaev A., Zabarinskaya L., Rodnikov A., Sergeeva N., Safonova I. The Caucasian-Arabian segment of the Alpine-Himalayan collisional belt: Geology, volcanism, neotectonics // Geosci. Front., 2014, <http://dx.doi.org/10.1016/j.gsf.2014.07.001>.

Sun S.S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes // Magmatism in the ocean basins / Eds. A.D. Saunders, M.J. Norry. Geological Society of London, Special Publication, 1989, v. 42, p. 313—345.

Taylor S.R., McLennan S.H. The continental crust: Its composition and evolution. Oxford, Blackwell, 1985, 312 p.

Thieblemont D., Tegye M. Une discrimination géochimique des roches différenciées témoin de la diversité d'origine et de la situation tectonique des magmas calcoalcalins // Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris, 1994, v. 319, № II, p. 87—94.

Thirwall M.F., Smith T.E., Graham A.M., Theodorou N., Holling P., Davidson J.P., Arculus R.D. High field strength element anomalies in arc lavas: Source or process? // J. Petrol., 1994, v. 35, p. 819—838.

Wilson M. Igneous Petrogenesis: A Global Tectonic Approach. Boston, Unwin Hyman, 1989, 496 p.

*Рекомендована к печати 31 мая 2017 г.
А.Э. Изохом*

*Поступила в редакцию 19 июня 2016 г.,
после доработки — 17 января 2017 г.*