

ГЕОХИМИЯ РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ ПОЗДНЕКАЙНОЗОЙСКИХ ВУЛКАНИЧЕСКИХ СЕРИЙ МАЛОГО КАВКАЗА

© 2003 г. Назим А. Имамвердиев

*Бакинский государственный университет
Геологический факультет
370148 Баку, ул. З. Халилова, 23, Азербайджан
e-mail: nasim1959@yahoo.com*

Поступила в редакцию после доработки 22.01.2002 г.

В статье рассматриваются особенности распределения редкоземельных элементов в позднекайнозойских вулканических сериях Малого Кавказа. На основе распределения этих элементов сделан вывод о происхождении пород андезит-дацит-риолитовой (верхний миоцен–нижний плиоцен), трахириолитовой (верхний плиоцен–нижнечетвертичный) и трахибазальт-трахиандезитовой (верхнеплиоцен–четвертичный) формаций. Считается, что повышенные содержания РЗЭ, а также Sr, Ba, U, Th, Rb в рассматриваемых породах обусловлены относительно низкими степенями селективного плавления на больших глубинах метасоматически измененного вещества мантии. Риолит и трахириолит трахириолитовой формации образуют глубокий европиевый минимум. Появление глубокого Eu минимума в этих породах может свидетельствовать о сравнительно невысоких степенях плавления субстрата, при которых значительная часть плагиоклаза и акцессориев оставалась в рестите. Мантийный компонент верхнеплиоцен–четвертичных субщелочных и щелочных базальтоидов Малого Кавказа представляет собой метасоматизированный гранатовый лерцолит, степень плавления слабометасоматизированного источника составляла 2.5–10%.

Позднекайнозойский вулканизм Средиземно-морского подвижного пояса охватывает огромную площадь на территории Турции, Закавказья, Ирана, Афганистана и накладывается на разновозрастные тектонические структуры, имеющие длительное развитие.

Анализ тектоно-магматических процессов, закономерностей пространственного размещения вулканических ассоциаций показывает, что позднекайнозойский магматизм проявился в зоне Транскавказского поперечного поднятия и в Восточной вулканической зоне, расположенной к востоку от него и представляющей собой поперечный прогиб, осложненный горстами и грабенами.

В Азербайджанской части Восточного Кавказа неоген–четвертичные вулканические образования распространены в пределах Кельбаджарского и Карабахского нагорий, Кельбаджарской наложенной мульды, Лачинского антиклинория, Гочасского и Сарыбабинского синклинориев. Неоген–четвертичные вулканогенные образования слагают верховье р.р. Тертер, Акеры и характеризуются поперечным строением в отношении меловых структур (рис. 1).

ПЕТРОГЕОХИМИЧЕСКИЕ ТИПЫ И ТИПОМОРФНЫЕ ОСОБЕННОСТИ МИНЕРАЛЬНЫХ ПАРАГЕНЕЗИСОВ ПОЗДНЕКАЙНОЗОЙСКИХ ВУЛКАНИТОВ

Позднекайнозойские вулканические породы изучаемой части Малого Кавказа образуют следующие петрогеохимические серии:

1. Известково-щелочная калиево-натриевая и субщелочная калиево-натриевая, редко калиевая серии среднекислого состава (верхний миоцен–нижний плиоцен), составляющие андезит-дацит-риолитовую формацию.

2. Известково-щелочная и субщелочная калиево-натриевая серии ультракислого состава (верхний плиоцен–нижнечетвертичный), принадлежавшие трахириолитовой формации.

3. Субщелочная калиево-натриевая, редко калиевая серии основного–среднего состава (верхний плиоцен–четвертичный), объединяющиеся в составе трахибазальт-трахиандезитовой формации [1].

Верхнемиоцен–нижнеплиоценовая высококалийная известково-щелочная серия характеризуется андезит-дацит-риодацит-риолитовым рядом с их субщелочными разновидностями. Более основные породы – базальты и андезибазальты в пределах исследуемого района не обнаружены и от-

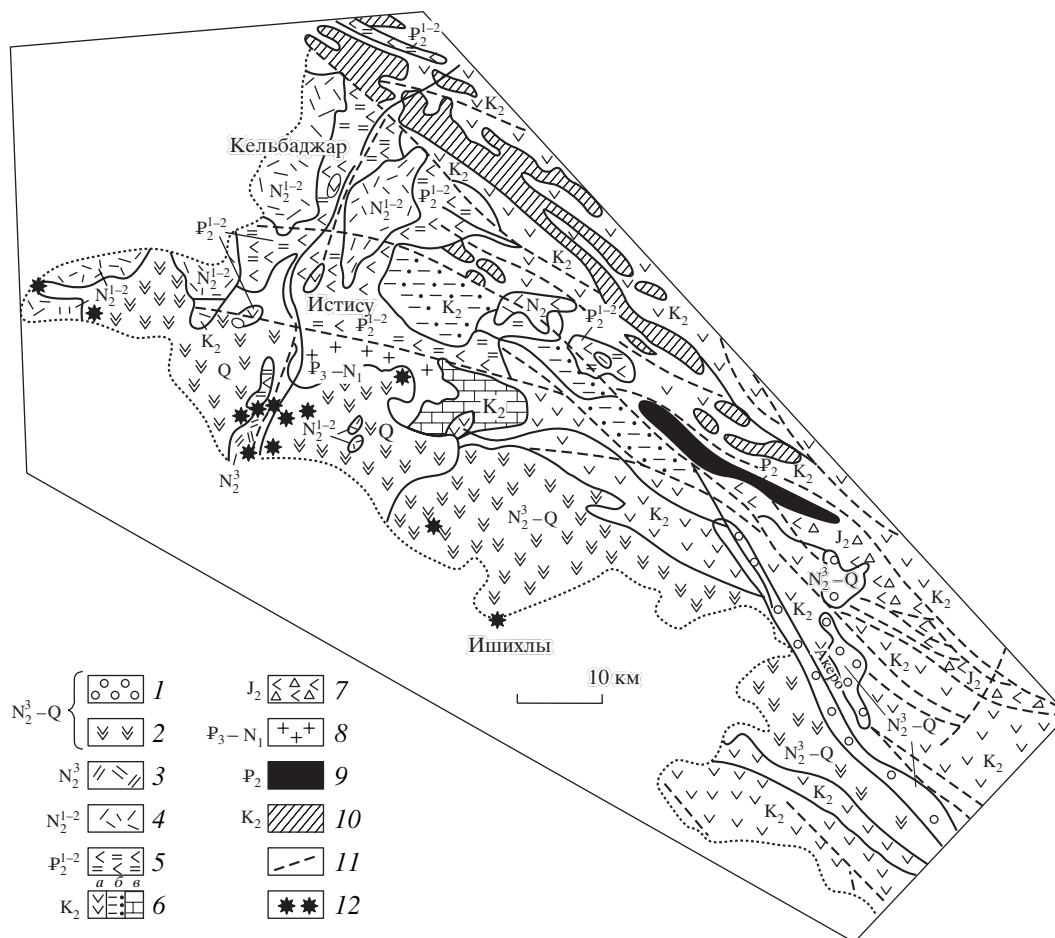


Рис. 1. Геологическая карта неоген-четвертичных вулканических комплексов центральной части Малого Кавказа (Азербайджан) (масштаб 1 : 500000).

1 – континентальные отложения; 2 – трахибазальты, трахиандезитобазальты, трахиандезиты; 3 – трахириолиты, риолиты, перлит, обсидианы; 4 – андезиты, дациты, риолиты; 5 – вулканогенный флиш; 6 – андезиты и базальты (а), сланцы (б), известняки (в); 7 – вулканокластические отложения; 8–9 – интрузивные образования; 10 – офиолиты; 11 – разломы; 12 – центры излияния вулканов.

мечены лишь в пределах Нахчыванского магматического района, Западного Даралагеза.

Для пород формации характерна высокая порфирированность с наличием минералов-вкрапленников разных генераций: плагиоклазы I генерации, калиевый полевой шпат, роговая обманка, биотит, авгит. Эти минералы представлены как во вкрапленниках, так и в микролитах. Из аксессуарных минералов присутствуют магнетит, сфен, апатит, циркон.

Ранняя кристаллизация магнетита, роговой обманки, биотита, опацизация последних свидетельствует о кристаллизации их при высоком общем и водном давлениях, что показывает повышенное содержание летучих компонентов и высокую окисленность расплава. В породах не встречены неравновесные парагенезисы – например, оливин и кварц, ксеногенные плагиоклазы, минералы метаморфических пород – силлиманит, корунд, дистен, кордиерит, гранат (за исключени-

ем ксеногенных включений – кварцполевошпатовая порода, габбро-амфиболит и др.). Более распространены родственные включения.

Клинопироксены, амфиболы пород формации более железистые, менее кальциевые и характеризуются низкими содержаниями Са-Al чермакитового минала, что указывает на кристаллизацию при относительно низкой температуре [2]. Магнетиты пород формации содержат больше титана, чем амфиболы и биотиты. Ранняя кристаллизация магнетита обусловлена низкой железистостью темноцветных минералов.

Полевые шпаты пород формации характеризуются промежуточным, неупорядоченным структурным состоянием, что свидетельствует об их образовании при относительно низких температурах в промежуточных очагах в условиях земной коры.

В химическом отношении породы андезит-дацит-риолитовой формации высокоглиноземистые, низкомагнезиальные, в составе пород присутст-

вуют нормативный кварц, гиперстен, иногда корунд. Породы формации принадлежат высококальциевой известково-щелочной или известково-щелочной и субщелочным сериям. Петрохимической особенностью пород высококальциевой известково-щелочной серии является медленное увеличение щелочности и железистости при возрастании кремнекислотности, что отличает их от типичных известково-щелочных серий.

В геохимическом отношении породы серий обогащены крупноионными литофильными элементами. В процессе эволюции основной магмы в кислом остаточном расплаве увеличивается содержание несовместимых элементов, таких как Rb, K, U, Th, а содержание элементов группы железа, щелочноземельных и редких элементов уменьшается [1].

Вышеуказанные данные говорят о незначительной роли ассимиляции (смешения), контаминации и гибризма при формировании пород формации.

По сравнению с базальтами Срединно-Океанических Хребтов (СОХ) типа N-MORB [3] породы формации обогащены Sr, Rb, Ba, La, Ce, обеднены высоkozарядными элементами (Ta, Nb, Zr, Hf, Ti, Y, Yb) (рис. 2).

Как видно из рис. 2, распределение микроэлементов, нормализованное по N-MORB, для андезитов, кварцевых латитов, дацитов и трахириодацитов повторяется в общих чертах, что свидетельствует об их генетической общности. Следует отметить наличие глубокого минимума Ta в породах формации, что отмечено в аналогичных породах, формировавшихся в различных геодинамических обстановках [4]. Причина появления Ta и Nb минимума объяснена этими авторами. По нашему мнению, благодаря окисленным флюидам первым кристаллизуется магнетит, который, удаляясь из расплава, выносит и редкие элементы, в том числе Ta и Nb, которые легко входят в структуру титаномагнетитов. Породы этой серии являются аналогами известково-щелочной и, частично, субщелочной миоплиоценовой серий Малого Кавказа.

Верхнеплиоцен-нижнечетвертичная субщелочная и, частично, известково-щелочная серии (трахириолитовая формация) характеризуются присутствием ультракислых вулканитов – риолитов, трахириолитов и их вулканических стекол – перлитов, обсидианов, образуя изолированные купольные вулканы.

Породы формации представлены порфировыми и афировыми разновидностями. Вкрапленники представлены олигоклаз-андезином, кварцем, калиевым полевым шпатом, биотитом и роговой обманкой. Эти минералы присутствуют в стекловатой массе вулканических стекол. Для них отмечены также сферолиты.

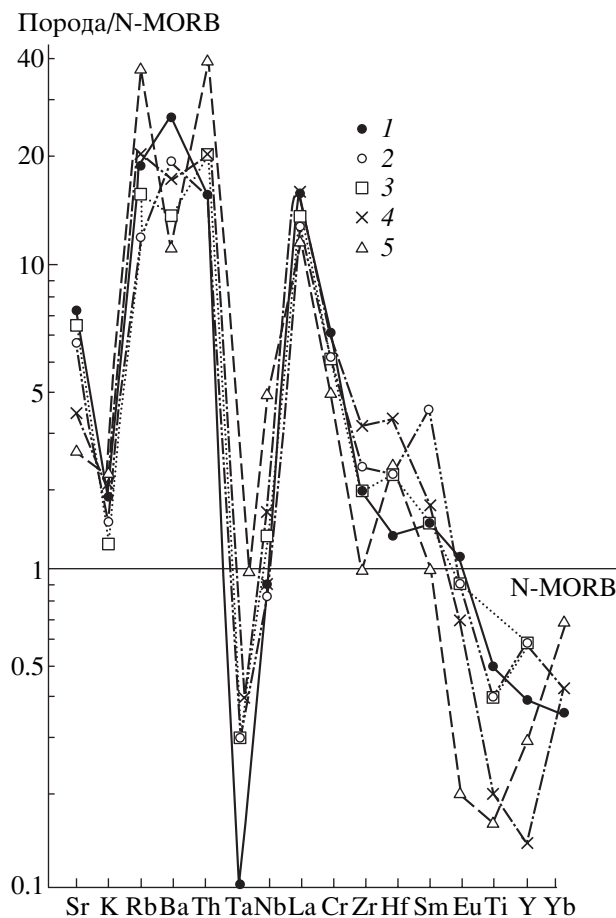


Рис. 2. Распределение микроэлементов, нормализованных по N-MORB, в породах андезит-дацит-риолитовой (1–4) и трахириолитовой (5) формаций Малого Кавказа, по [3].

1 – кварцевый латит; 2 – андезит; 3 – дацит; 4 – трахириодацит; 5 – трахириолит.

Породы формации от однотипных пород предыдущей формации отличаются большей лейкократовостью, обедненностью фемическими компонентами, более низким содержанием элементов группы железа, высоkozарядными элементами и обогащенностью рудными элементами земной коры, а также Rb, Th, U.

Распределение микроэлементов, нормализованное по N-MORB, для трахириолита показало, что, как и породы предыдущей формации, трахириолит обогащен литофильными и обеднен высоkozарядными элементами (рис. 2). Однако характер графика трахириолита отличается от графика пород предыдущей формации и говорит об ином генезисе трахириолитов формации. Породы серии являются продолжением и аналогом риолитовой формации Армении.

Верхнемиоцен-нижнечетвертичная субщелочная серия образует дифференцированный ряд: субщелочной оливиновый базальт–трахибазальт–

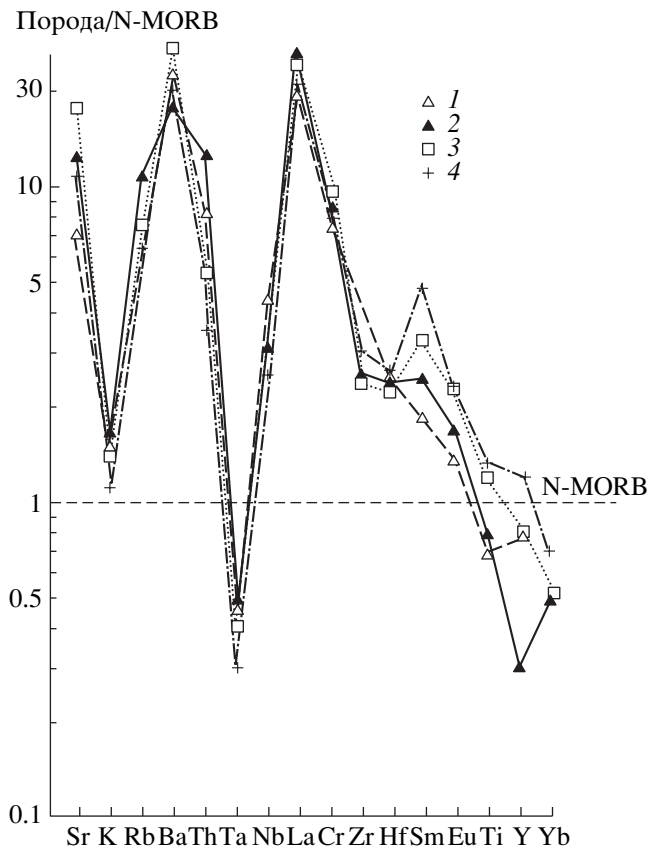


Рис. 3. Распределение микроэлементов, нормализованных по N-MORB в породах трахибазальт-трахиандезитовой формации Малого Кавказа, по [3].

1 – трахиандезит; 2 – трахит; 3 – трахибазальт; 4 – субщелочной оливиновый базальт.

трахиандезит-базальт-трахиандезит, редко латит-кварцевый латит-трахит-кварцевый трахит. Иногда к этим породам присоединяются трахидаци-ты, трахириодациты.

Характерной особенностью серии является переход от оливинсодержащих нефелин-нормативных членов основного состава к членам среднего состава – нормативным гиперстенам. Породам серии свойственен определенный набор минералов, составляющих в различных отношениях парагенезисы: оливин, авгит-салит, плагиоклаз, паргасит, апатит, мегакристы санидина, авгита, флогопита.

В эволюционном ряду пород оливин-салит-плагиоклазовый (основной) парагенезис сменяются авгит-плагиоклаз (средний)-паргаситовым. При этом состав этих минералов меняется закономерно: от основных пород к средним уменьшается содержание Mg, Ti и увеличивается содержание Fe в темноцветных минералах, а в полевых шпатах уменьшается Ca-молекула. Основные породы формации характеризуются упорядоченным, а средние

породы промежуточным плагиоклазом, что говорит о длительной эволюции пород формации.

Характерной особенностью пород формации является присутствие в них мегакристов гомогенного, неупорядоченного санидина, принадлежавшего к серии высокий санидин-высокий альбит, высокотитанистого флогопита, кристаллизовавшихся в относительно глубоководных очагах.

В петрохимическом отношении породы формации являются типичными представителями K-Na субщелочной петрохимической серии, переходящей иногда к калиевой субщелочной серии. Породам формации присуще высокое содержание крупноионных низковалентных (Sr, Ba, La, Ce) и некоторых высокозарядных (Zr, Ti, Nb, Y) элементов, а также высокие значения La/Yb, La/Sm отношений. В процессе дифференциации содержание микроэлементов закономерно меняется, обусловленное составом расплава, его температурой, составом и кристаллохимическими свойствами породообразующих минералов.

По сравнению с базальтами N-MORB [3] субщелочные базальтоиды обогащены в большинстве литофильными и некоторыми высокозарядными элементами: Sr, Rb, Ba, Th, Nb, La, Ce, Zr, Hf, Sm (рис. 3). Содержание K, Eu, Ti, V в основных породах близко к базальтам N-MORB, закономерно уменьшаясь к кислым породам. В последних содержание K, Eu, Ti, V, Yb минимальное. Отмечается наличие также танталового минимума. Пониженное содержание этих элементов, по-видимому, обусловлено более ранней кристаллизацией темноцветных минералов. Сходный характер графиков распределения элементов относительно СОХ базальтов показывает комагматичность членов формации.

Трахибазальт-трахиандезитовая верхнеплиоцен-четвертичная K-Na субщелочная серия является составной частью региональной трахибазальт-трахиандезитовой формации Восточной части Малого Кавказа.

ГЕОХИМИЯ РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ

Геохимические особенности пород и минералов позднекайнозойских вулканических формаций Малого Кавказа, особенно распределения редкоземельных элементов, изучены недостаточно, и они не рассматривались для решения петрологических и геодинамических задач. Вопросы геохимии РЗЭ этих пород и минералов частично отражались в наших работах [1, 5–9]. Имеются сведения о распределении этих элементов в работах [10–18].

Содержание РЗЭ в породах позднекайнозойских вулканических формаций Малого Кавказа изучено на основе более 60 анализов из собствен-

ного материала автора, а также несколько анализов заимствованы из работ В.С. Попова и др. [17, 18], А.В. Гущина и др. [10, 12].

Редкоземельные элементы определялись нейтронно-активационным методом в Бронницкой Геолого-геохимической экспедиции (аналитик С.М. Ляпунов). При проведении анализов использовались Международные стандартные образцы.

Редкоземельные элементы (РЗЭ – TR) обладают закономерно меняющимися от лантана к лютецию химическими свойствам, что определяет широкое использование их при анализе геохимических особенностей и построении петрологических моделей образования магматических пород. По величинам ионных радиусов РЗЭ стоят в ряду Na, K, Ca, Sr. В металлическом состоянии лантаноиды являются сильными восстановителями – окисляются кислородом при обычной температуре [19].

На распределение РЗЭ влияет состав расплава, летучие компоненты, а также окислительно-восстановительный потенциал. Последний контролируется поведением европия. Установлено, что в первичных мантийных магмах и сериях пород, формировавшихся в ходе фракционной кристаллизации только темноцветных породообразующих минералов, нормативное содержание европия близко или тождественно хондритовому ($Eu/Eu^* = 1$). В породах, образовавшихся при фракционной кристаллизации породообразующих минералов с участием плагиоклазов, отмечено пониженное значение отношений Eu/Eu^* [19–21].

Геохимия РЗЭ в позднекайнозойских породах Малого Кавказа нами рассматривается на примере отдельных редких земель (La, Ce, Sm, Eu, Tb, Yb, Lu, Y).

Суммарное содержание РЗЭ в породах андезит-дацит-риолитовой формации изменяется в пределах от 94 до 148 г/т, а иттрия составляет 9–29 г/т (табл. 1).

Для пород формации характерно преобладание легких редких земель (цериевая группа – La–Eu) над тяжелыми редкими землями (иттриевая группа – Tb–Lu, Y). Об этом свидетельствует высокое значение La/Yb (16–25, в одной пробе только 4.3) и $\Sigma Ce/\Sigma Y$ отношений, а также высокое отношение $\Sigma TR/Y$ (7–14). РЗЭ максимально обогащены породы, имеющие субщелочную тенденцию.

В зависимости от изменения кремнекислотности пород, в изменении этих отношений четких закономерностей не наблюдается.

Преобладание легких РЗЭ над тяжелыми хорошо отражается на графиках нормированных содержаний этих элементов в магматических породах по отношению к хондритам [22]. Как видно из рис. 4, левая часть диаграммы имеет крутой вид (легкие РЗЭ); а правая часть (тяжелые РЗЭ) несколько пологая. При этом тяжелые лантаноиды

в отличие от легких имеют пониженное содержание (отношение содержаний Yb и Lu в породе к хондритам составляет 7–10). Кривые распределения РЗЭ для всех пород формации имеют одинаковую картину, т.е. обладают примерно субпараллельным характером. Для большинства образцов отсутствует европиевый минимум, нормированное европиевое отношение составляет 0.80–1.0, лишь в 3-х образцах – андезите, даците и трахириодаците отмечается европиевый минимум (рис. 4). В этом ряду с увеличением кремнекислотности уменьшается европиевое отношение (0.72 – в андезите, 0.60 – в даците и 0.55 – в трахириодаците) и, соответственно, углубляется европиевый минимум. Отсутствие европиевой аномалии в большинстве типов пород показывает окислительную обстановку кристаллизации этих пород. С другой стороны, отсутствие Eu аномалии в большинстве типов пород свидетельствует об участии темноцветных минералов при образовании этих пород, таких как амфибол, клинопироксен и др. При образовании этих пород в более высоких горизонтах земной коры существенную роль играло также фракционирование полевых шпатов.

Как отмечено Ю.А. Балашовым [19], в более поздних дифференциатах уменьшается содержание европия, и поэтому они имеют пониженное значение отношений Eu/Eu^* . Дефицит европия в кислых дифференциатах – результат полевошпатового фракционирования в процессе фракционной кристаллизации.

Изучение корреляционных связей между РЗЭ и Y показало, что легкие и тяжелые РЗЭ и Y имеют положительные значимые корреляционные связи, а между легкими и тяжелыми РЗЭ и Y имеются отрицательные значимые корреляционные связи: $r_{La-Ce} = 0.70$, $r_{La-Y} = -0.74$, $r_{La-Lu} = -0.69$, $r_{La-Yb} = -0.65$, $r_{Sm-Y} = 0.61$, $r_{Sm-Lu} = 0.79$, $r_{Sm-Yb} = 0.84$, $r_{Sm-Tb} = 0.80$ и т.д. Изучение коэффициентов корреляции между РЗЭ и петрогенными элементами показало, что тяжелые РЗЭ имеют значимые положительные корреляционные связи с фемическими компонентами (TiO_2 , FeO, MgO), а La с этими элементами имеет отрицательные корреляционные связи. Отрицательная корреляционная связь наблюдается между тяжелыми РЗЭ и Na_2O , K_2O . Такая закономерность показывает, что распределение тяжелых РЗЭ контролировалось темноцветными минералами. По-видимому, фракционирование этих минералов обусловило пониженное содержание их в породах формации. Как показано Ю.А. Балашовым [19], среди породообразующих минералов из андезитов и дацитов значения K_{TR} для моноклинных пироксенов и роговых обманок максимальны ($K_{TR} \approx 1$, или ≥ 1), и это подтверждает наше предположение. Таким образом, на характер распределения РЗЭ в породах андезит-дацит-риолитовой формации влияло фрак-

Таблица 1. Содержание РЗЭ в породах и включениях андезит-дацит-риолитовой формации (г/т)

Породы	Кварцевые латиты		Андезиты				
	1	2	3	4	5	6	7
La	45	52	43	36	37	23	47
Ce	88	73	77	76	73	57	91
Sm	4.2	5.4	3.9	4.2	3.6	7.5	5.1
Eu	1.2	1.1	1.2	1.0	1.0	1.6	1.6
Tb	0.67	0.42	0.56	0.58	0.43	1.1	0.90
Yb	1.2	1.5	1.4	1.5	1.3	3.6	1.8
Lu	0.19	0.24	0.20	0.20	0.18	0.69	0.23
Σ TR	140.46	133.66	124.66	119.48	116.51	94.49	147.63
Y	11	11	16	14	16	29	13
La/Yb	37.5	34.7	30.7	24	28.5	6.4	26.1
(La/Yb) _n	24.8	23.0	20.40	15.80	18.85	4.21	17.22
Eu/Eu*	0.94	0.83	1.05	0.82	1.0	0.72	0.98
Σ TR/Y	12.8	12.2	7.8	8.5	7.3	3.3	11.4

Породы	Дациты, трахидациты, трахириодациты				Пироксенит	Амфиболовое габбро		Габбро-амфиболит	
	8	9	10	11	12	13	14	15	16
La	38	53	47	47	23	68	43	17	55
Ce	74	79	78	87	46	140	74	37	120
Sm	4.4	6.3	5.0	3.6	7.9	14	6.7	5.5	12
Eu	0.95	1.2	0.79	1.1	2.0	3.2	1.8	1.6	2.8
Tb	0.42	0.99	0.57	0.44	1.6	1.5	0.81	1.2	1.4
Yb	1.3	1.7	1.4	1.3	3.7	3.0	1.5	2.3	2.6
Lu	0.17	0.21	0.18	0.17	0.64	0.52	0.25	0.38	0.39
Σ TR	119.24	142.4	132.94	140.61	84.84	230.22	128.06	64.98	194.19
Y	9	12	16	10	25	27	21	32	32
La/Yb	29.2	31.2	33.6	36.2	6.2	22.7	28.7	7.4	21.2
(La/Yb) _n	19.42	20.6	22.14	23.85	4.09	15.0	19.0	4.89	14.04
Eu/Eu*	0.84	0.63	0.58	1.20	0.75	0.86	0.97	0.84	0.85
Σ TR/Y	13.2	11.9	8.3	14.1	3.4	8.5	6.10	2.0	6.1

Примечание. Анализы выполнены нейтронно-активационным методом в Бронницкой Геолого-геохимической экспедиции (аналитик С.М. Ляпунов).

ционирование породообразующих и, возможно, аксессуарных (?) минералов и состав расплава.

Во включениях пород формации сумма РЗЭ в зависимости от состава пород меняется от 65 до 230 г/т, при этом минимальное содержание TR наблюдается в габбро-амфиболите, а максимальное в амфиболовом габбро (табл. 1). Соответственно, в последних La/Yb отношение тоже приобретает максимальное значение (La/Yb = 23–29), тогда как в габбро-амфиболите это отношение составляет 7.4.

Следует сказать об обогащенности включений пород формации тяжелыми РЗЭ. Это объясняет-

ся тем, что в результате фракционирования меланократовых минералов (особенно клинопироксена и амфибола) образуются меланократовые включения и накапливаются тяжелые РЗЭ в этих включениях. Однако, как видно из рис. 4, во включениях, как и во вмещающих породах, преобладают легкие РЗЭ. Кроме того, в некоторых плагиоклазсодержащих включениях отмечается европиевый минимум. По-видимому, кристаллизация темноцветных минералов и меланократовых включений способствовала снижению тяжелых РЗЭ во вмещающих породах, а кристаллизация основного плагиоклаза обусловила снижение европия в более кислых дифференциатах.

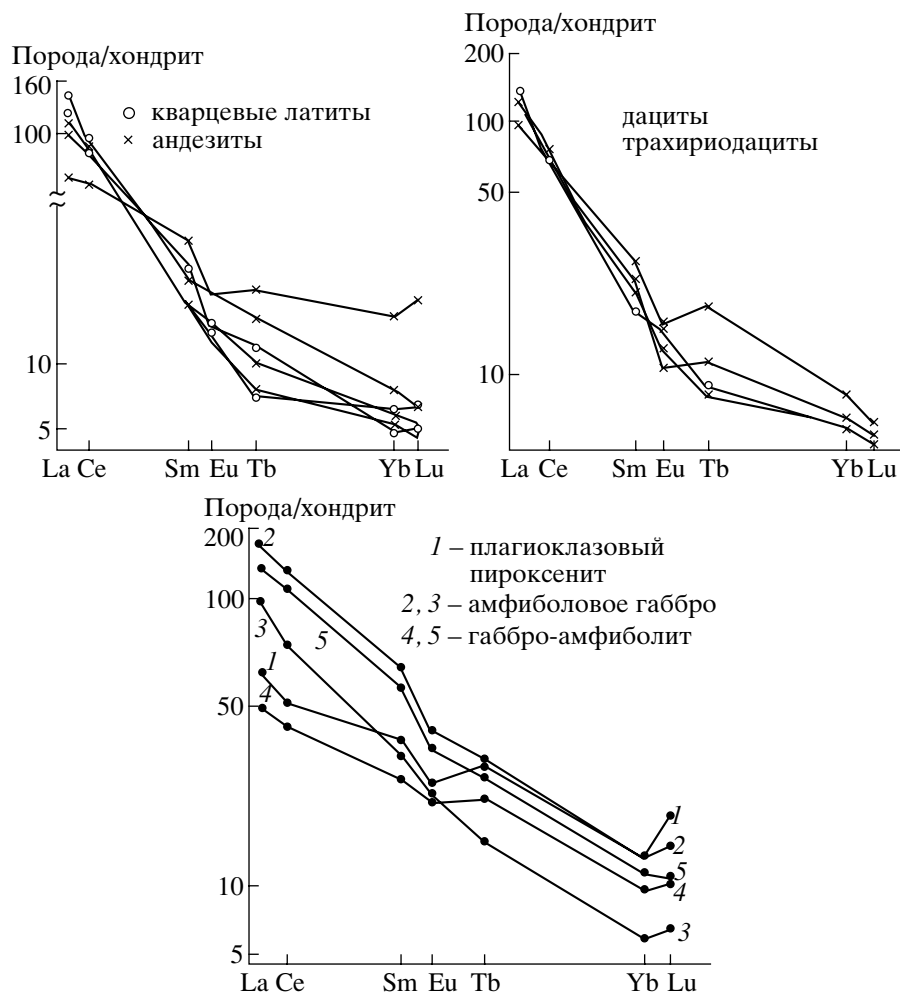


Рис. 4. Распределение РЗЭ в породах и включениях андезит-дацит-риолитовой формации.

Это свидетельствует о том, что при формировании гомогенных включений существенную роль играло также плагиоклазовое фракционирование. Интересно отметить, что кривые распределения вмещающих андезитов и включений имеют одинаковую картину, а в одном образце андезита и его включения – плагиоклазовом пироксените – кривая распределения РЗЭ почти не отличается, имея европейский минимум. Выше-сказанное свидетельствует о гомогенной природе большинства включений.

В породах трахириолитовой формации, к сожалению, отсутствует полный анализ всех редкоземельных элементов. В двух образцах имеются анализы вышеуказанных РЗЭ (La, Ce, Sm, Eu, Tb, Yb, Lu, Y), а другие анализы заимствованы из работ [16] по вулканам Большой и Малый Девегзы. Как видно из табл. 2, в целом, для пород формации характерно низкое содержание суммы РЗЭ (ΣTR) и повышенное содержание Y. Кроме того, в породах формации, в отличие от других поздней-кайнозойских вулканических формаций, отмеча-

ется низкое содержание Eu (0.1–0.7 г/т) и повышенное содержание Yb (2–4 г/т).

В соответствии с вышеуказанным, La/Yb, $\Sigma TR/Y$ отношения имеют пониженные значения (табл. 2). На графике La/Yb–TR породы трахириолитовой формации образуют изолированное поле, характеризующееся низкими значениями La/Yb и Tr (рис. 5).

На нормализованном графике, по отношению к хондритам, риолит и трахириолит образуют глубокий европейский минимум ($Eu/Eu^* = 0.61; 0.21$) (рис. 6).

Появление глубокого Eu минимума в породах трахириолитовой формации свидетельствует о выплавлении этих пород на относительно малых глубинах с сохранением значительной доли плагиоклаза повышенной основности как реститовой фазы [17].

Таким образом, кислые породы формации по петрогеохимическим и минералогическим харак-

Таблица 2. Содержание РЗЭ в породах трахириолитовой формации (г/т)

Породы	Трахириолиты, риолиты					Обсидианы	
Элементы	1	2	3	4	5	6	7
La	33.5	36	37	42	24	35	37
Ce	60	59	60	60	50	60	120
Sm	3.0	2.8	–	–	–	–	–
Eu	0.20	0.65	0.7	0.1	0.3	0.8	0.7
Tb	0.60	0.68	–	–	–	–	–
Yb	2.3	2.3	3.0	3.0	4.0	2.0	3.0
Lu	0.32	0.42	–	–	–	–	–
Σ TR	99.92	101.81	138	120	80	100	160
Y	10	10	30	20	25	30	30
La/Yb	14.6	15.7	12.3	14.0	6.0	17.5	12.3
(La/Yb) _n	9.7	10.3	8.1	9.2	4.0	11.6	8.1
Eu/Eu*	0.20	0.63	–	–	–	–	–
Σ TR/Y	10.0	10.2	4.6	6.0	3.2	3.3	5.3
Породы	Обсидианы		Перлиты				
Элементы	8	9	10	11	12	13	
La	31	40	37	38	42	42	
Ce	60	70	60	70	70	60	
Sm	–	–	–	–	–	–	
Eu	0.2	0.1	0.7	0.7	0.2	0.5	
Tb	–	–	–	–	–	–	
Yb	1.5	1.0	2.0	1.0	3.0	2.0	
Lu	–	–	–	–	–	–	
Σ TR	110	141	100	120	110	125	
Y	10	20	30	32	30	30	
La/Yb	20.7	40.0	12.3	38.0	14.0	21.0	
(La/Yb) _n	13.7	26.5	12.3	25.1	9.3	13.9	
Eu/Eu*	–	–	–	–	–	–	
Σ TR/Y	11.0	7.1	3.3	3.8	3.7	4.2	

теристикам и по содержанию РЗЭ отличаются от аналогичных пород предыдущей формации.

Содержания РЗЭ в породах трахибазальт-трахиандезитовой формации составляют 132–254 г/т (табл. 3). При этом минимальное содержание отмечается в трахидолерите, а максимальное в трахибазальтах, обогащенных апатитами. В целом содержание суммы РЗЭ в породах формации выше, чем в породах предыдущих формаций.

Как и в породах предыдущих формаций, легкие РЗЭ преобладают над тяжелыми, при этом La/Yb отношения составляют 24–60. Содержание Y колеблется от 10 до 34 г/т, максимально обогащая субщелочные оливиновые базальты. Как видно из этих данных, в отличие от пород предыдущих формаций, породы трахибазальт-трахиан-

дезитовой формации обогащены РЗЭ и Y. На графике La/Yb–TR породы формации занимают крайнее правое и верхнее положение, образуя изолированное поле (рис. 5), при этом, отличаясь от пород других формаций, приближаются по содержанию РЗЭ к континентальным базальтам.

Во включениях пород формации содержание РЗЭ составляет 81–152 г/т, Y – 17–19 г/т и меняется от типа пород. Содержание РЗЭ в санидиновом мегакристе резко пониженное и составляет 27.67 г/т (табл. 3).

Особенности распределения РЗЭ в породах формации и в их включениях хорошо отражаются на графике, нормированном по хондриту [22] (рис. 7). Как видно из рис. 7, содержание легких РЗЭ (La, Ce) в породах формации превышает хон-

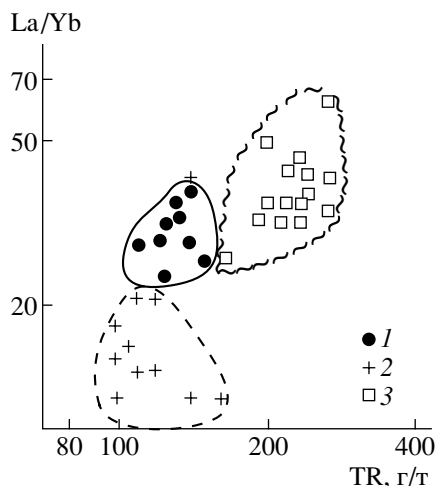


Рис. 5. Соотношение La/Yb и РЗЭ в породах позднекайнозойских вулканических формаций. 1 – андезит-дацит-риолитовая формация; 2 – трахириолитовая формация; 3 – трахибазальт-трахиандезитовая формация.

дритовый уровень в 200–300 раз, а тяжелых РЗЭ (Yb, Lu) в 8–16 раз, а во включениях в 70–220 (La, Ce) и в 12–14 раз (Yb, Lu) (рис. 7). Кривые распределения РЗЭ в породах формации имеют одинаковый крутой характер (в области La–Tb). Начиная с трахиандезитобазальта, в некоторых образцах отмечается европиевый минимум. При этом европиевый минимум от трахиандезитобазальта до кварцевого трахита уменьшается ($Eu/Eu^* = 0.75–0.84$). В других образцах, а также в более основных породах (трахибазальты, субщелочные оливиновые базальты, трахидолериты) отсутствует европиевый минимум и европиевое отношение приближается к единице (табл. 3).

Дефицит европия в некоторых образцах, а также углубление европиевого минимума в более кислых породах обусловлено фракционированием плагиоклаза в процессе дифференциации основной магмы [6, 7]. С другой стороны, отсутствие европиевого минимума в других средних породах обусловлено их образованием в окислительной обстановке. Кроме того, меланократовые основные породы, в которых европиевое отношение тождественно хондритовому ($Eu/Eu^* \approx 1.0$), являются более вероятными представителями первичных магм. Часть этих пород, вероятно, формировалась в ходе фракционной кристаллизации только темноцветных породообразующих минералов. Вышеуказанные особенности поведения РЗЭ обусловлены геохимическими особенностями их, особенно, европия.

Как показано Ю.А. Балашовым [19], Ю.А. Филпотсом и др. [23], европий, находясь в 2-х и 3-х валентных состояниях, является функцией окислительно-восстановительных характеристик

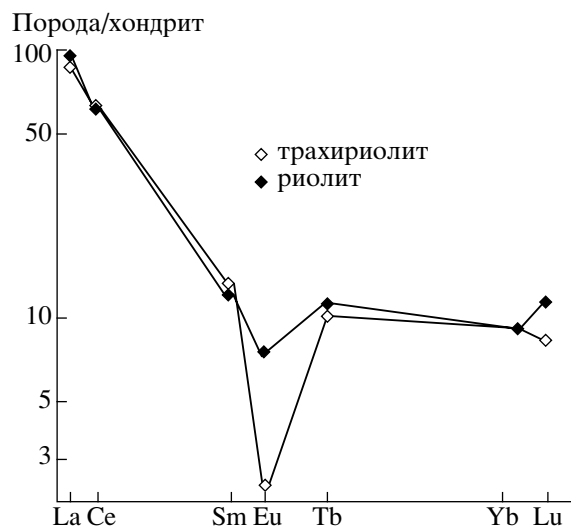


Рис. 6. Распределение РЗЭ в породах трахириолитовой формации.

магматических расплавов. При этом Eu^{2+} избирательно накапливается в плагиоклазах пород ранних этапов кристаллизации, замещая в структуре основного плагиоклаза Ca^{2+} вслед за Sr^{2+} , что связано с близостью ионных радиусов Eu^{2+} и Sr^{2+} и близостью ряда термодинамических характеристик этих элементов. В связи с этим вслед за стронцием относительное содержание европия в расплаве существенно снижается и нормированное европиевое отношение становится меньше единицы. Аналогичная картина наблюдается также во включениях. В плагиоклазовых включениях также образуется европиевый минимум. Однако наличие глубокого европиевого минимума в кварц-полевошпатовом ксенолите показывает на захват последнего из кварц-полевошпатового субстрата. Таким образом, вышеуказанные особенности распределения РЗЭ в породах трахибазальт-трахиандезитовой формации показывают, что при формировании этих пород существенную роль играло фракционирование темноцветных минералов, а также полевых шпатов. Это свидетельствует о генетической связи пород формации и части включений. Это согласуется с поведением других литофильных элементов, таких как K, Rb, Ba, Sr, U, Th и др., которое рассматривалось выше.

Изучение корреляционных связей между РЗЭ, Y, а также петрогенными элементами показало, что легкие и тяжелые РЗЭ между собой имеют положительные значимые корреляционные связи, а между группой легких и тяжелых такой связи не выяснено. Но между La и Y имеется отрицательная ($r_{La-Y} = -0.508$), а между Tb, Yb и Y положительная значимая корреляционная связь ($r_{Tb-Y} = 0.448$, $r_{Yb-Y} = 0.576$). В породах формации ясные

Таблица 3. Содержание РЗЭ в породах и включениях трахибазальт-трахиандезитовой формации (г/т)

Породы	Трахиандезиты, кварцевые латиты, трахиты									
Элементы	1	2	3	4	5	6	7			
La	60	60	70	75	91	78	72			
Ce	120	120	120	140	150	135	115			
Sm	5.7	5.3	5.8	4.6	7.1	7.6	6.0			
Eu	1.6	1.7	1.7	1.5	1.8	18.5	1.5			
Tb	1.1	0.94	0.85	0.74	0.67	1.10	1.12			
Yb	1.8	1.9	2.0	1.8	1.5	1.7	2.1			
Lu	0.31	0.30	0.26	0.30	1.24	0.24	0.25			
Σ TR	190.51	190.14	200.61	223.94	252.31	225.49	197.97			
Y	24	32	32	–	–	10	10			
La/Yb	33.3	31.6	35	41.7	60.7	45.9	34.3			
(La/Yb) _n	22.1	20.9	23.1	27.5	40.3	30.3	22.6			
Eu/Eu*	0.85	1.0	0.99	1.03	0.98	0.83	0.79			
Σ TR/Y	7.9	5.9	6.3	–	–	22.5	19.8			
Породы	Трахиандезибазальты, латиты									
Элементы	8	9	10	11	12	13	14	15	16	
La	59	66	69	52	69	80	69	70	72	
Ce	120	130	130	98	120	160	140	120	130	
Sm	6.3	7.4	7.4	5.9	7.4	9.8	8.0	7.5	8.1	
Eu	1.6	1.8	2.0	1.7	2.2	2.7	2.3	2.0	1.05	
Tb	1.0	1.4	1.1	0.90	1.1	0.95	1.4	0.92	1.05	
Yb	1.8	2.1	2.0	2.0	2.2	2.0	2.2	1.4	2.35	
Lu	0.25	0.28	0.22	0.39	0.31	0.27	0.35	0.22	0.33	
Σ TR	189.95	208.98	211.72	160.89	202.21	255.72	223.25	202.04	215.78	
Y	16	16	24	21	27	25	27	–	15	
La/Yb	32.8	31.4	34.5	26.0	31.4	40.0	31.4	50.0	30.6	
(La/Yb) _n	21.6	20.8	22.9	17.3	20.8	26.5	20.8	33.0	20.2	
Eu/Eu*	0.83	0.74	0.91	0.96	0.91	1.06	0.91	0.96	0.46	
Σ TR/Y	11.9	13.1	8.8	7.7	7.5	10.2	8.3	–	14.4	
Породы	Трахибазальты									
Элементы	17	18	19	20	21	22				
La	76	77	73	77	74	74				
Ce	150	160	150	160	140	135				
Sm	10	11	8.6	9.5	7.5	8.4				
Eu	2.5	2.8	2.3	2.5	2.3	2.15				
Tb	1.0	1.3	1.1	1.3	0.70	1.35				
Yb	1.8	1.9	2.0	2.3	2.1	2.35				
Lu	0.22	0.34	0.32	0.34	0.32	0.27				
Σ TR	241.52	254.34	237.32	252.94	226.92	223.52				
Y	–	23	28	23	–	15				
La/Yb	42.2	40.5	36.5	33.5	35.2	31.5				
(La/Yb) _n	27.2	26.8	24.1	22.2	23.3	20.9				
Eu/Eu*	0.96	1.03	0.95	0.91	1.20	0.84				
Σ TR/Y	–	11.1	8.5	11.0	–	14.9				

Таблица 3. Окончание

Породы	Субщелочные оливиновые базальты				Горнблендит	Габбро		Мегакристианидина
	23	24	25	26		27	28	
La	40	65	63	62	39	29	24	9.5
Ce	81	130	130	120	96	72	45	16
Sm	5.3	9.5	9.8	9.1	10	5.9	6.2	1.0
Eu	1.7	2.5	2.5	2.4	2.5	1.8	1.7	0.65
Tb	0.88	1.5	1.3	1.1	1.6	1.7	1.0	0.19
Yb	2.4	2.7	2.4	2.2	2.3	2.3	2.3	0.29
Lu	0.42	0.39	0.33	0.31	0.29	0.37	0.37	0.04
ΣTR	131.7	211.59	209.3	197.11	151.69	113.07	80.57	27.67
Y	31	30	34	29	19	19	17	25
La/Yb	26.7	24.1	26.25	28.2	16	12.6	10.4	32.8
$(La/Yb)_n$	11.0	15.9	17.4	18.6	11.4	8.4	6.8	22.4
Eu/Eu*	1.03	0.87	0.89	0.95	0.82	0.76	0.89	0.89
$\Sigma TR/Y$	4.2	7.1	6.2	6.8	8.0	6.0	4.7	–

Таблица 4. Содержания РЗЭ в минералах пород вулкана Ишихлы (г/т), по [17]

Порода	La	Ce	Sm	Eu	Tb	Yb	Lu	La/Yb
<i>Апатит</i>								
Латит	960	1900	120	24	11	15	2.0	64
Трахит	1600	3100	170	31	14	12	2.5	76
<i>Клинопироксен</i>								
Латит	16	44	7.8	2.0	0.92	1.9	0.31	8.4
Трахит	30	79	12	2.2	1.2	3.1	0.51	9.7
<i>Амфибол</i>								
Латит	20	56	10	2.7	0.92	2.0	0.27	10
Трахит	25	72	11	2.7	1.0	2.1	0.32	11.9

положительные корреляционные связи РЗЭ имеют с фосфором, кальцием, фтором, а также с другими фемическими компонентами, что говорит о концентрировании редкоземельных элементов в апатите – главном акцессорном минерале рассматриваемой формации.

Из литературных данных [19–21] известно, что при кристаллизации магматических расплавов редкоземельные элементы накапливаются в основном в кальциевых минералах, изоморфно замещая кальций, на что существенно влияет натрий. Так, по данным Ю.А. Балашова и др., замещение идет по схеме $TR^{3+} + Na^+ \rightarrow 2Ca^{2+}$ (их ионные радиусы близки: $TR^{3+} = 0.80\text{--}1.04 \text{ \AA}$, $Ca^{2+} = 1.04 \text{ \AA}$, $Na^+ = 0.98 \text{ \AA}$). При обычных условиях породы, формирующиеся из базальтового расплава на ранних этапах его дифференциации, по сравнению с более кислыми (поздними) дифференциатами, богаче кальцием и бедны РЗЭ, поскольку

для изоморфного замещения ими кальция необходим и натрий [21]. В породах трахибазальт-трахиандезитовой формации с уменьшением содержания Са, Р, F уменьшаются и содержания РЗЭ, а содержание натрия изменяется незначительно.

По данным В.С. Попова и др. [17, 18], в плиоцен-четвертичных вулканитах Кавказа акцессорные минералы содержат до 80–85% легких и до 50–60% тяжелых РЗЭ. Среди породообразующих минералов наиболее существенный вклад в общее количество тяжелых РЗЭ вносят клинопироксен и амфибол, а в суммарное количество Eu – плагиоклаз (табл. 4). На основе этих данных авторы приходят к выводу, что распределение РЗЭ в новейших вулканитах Кавказа отражает количество и геохимическую специфику акцессорных минералов, обогащенных лантаноидами: апатита, сфена, ортита, циркона. Наши и данные Ивановой и др. [12] подтверждают преимущественное

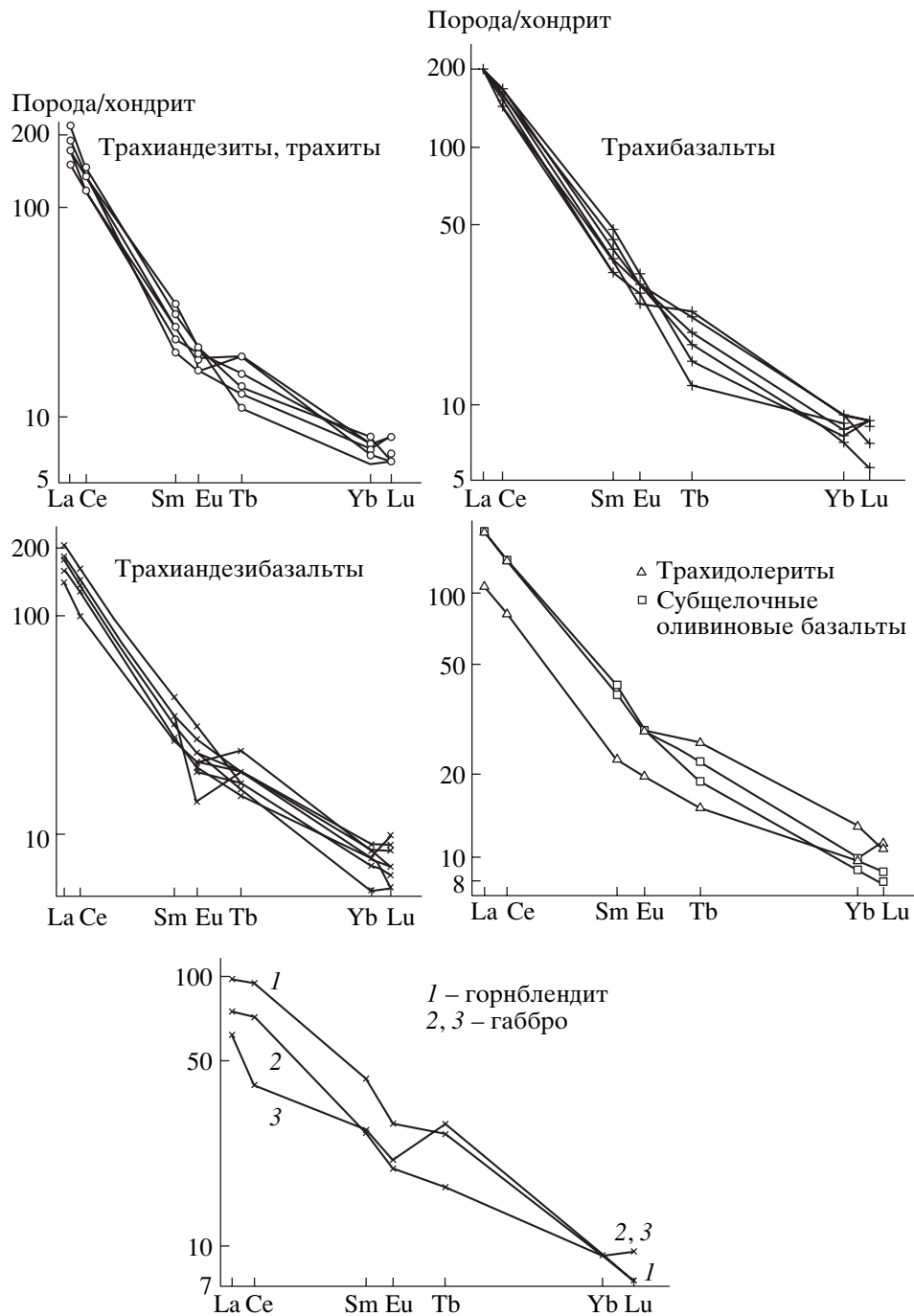


Рис. 7. Распределение РЗЭ в породах и включениях трахибазальт-трахиандезитовой формации.

концентрирование РЗЭ в апатитах из разных типов пород (табл. 5). По нашему мнению, вероятно, другие акцессорные минералы, кроме апатита, не влияли на характер распределения РЗЭ в вулканитах Восточного Малого Кавказа. Это объясняется тем, что эти минералы (кроме апатита) не встречаются или редко встречаются в исследуемых вулканитах. Поэтому авторы пользуются литературными данными РЗЭ в этих мине-

ралах [17]. Можно предполагать, что главными минералами-концентраторами РЗЭ в породах верхней мантии являлись апатит, гранат, клинопироксен, амфибол (по литературным данным $K_P^{РЗЭ}$ в этих минералах больше единицы). Эти минералы при частичном плавлении переходили в расплав, обогащая его элементами группы железа, фосфором, редкими землями. В дальнейшем

Таблица 5. Содержания РЗЭ в апатитах из пород трахибазальт-трахиандезитовой формации Малого Кавказа (г/т), по данным [5] (анализ 1) и [12] (анализы 2–5)

Порода	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Yb	Lu	La/Yb
Трахибазальт	310	620	270	40	11.4	30	3.4	16.5	2.8	0.32	111
Трахиандезибазальт	550	1070	590	90	22	65		24	3		183
Трахиандезибазальт	2500	5000	2260	286	50	195		94	17		147
Трахиандезит	2080	4040	1800	250	51	186		76	16		130
Трахит	3000	4850	2100	306	37	142		99	22		136

кристаллизация этих минералов в глубинных (гомеогенные включения) и промежуточных очагах (фенокристы) способствовала уменьшению их в последующих дифференциатах. Кроме того, столь сильное увеличение легких РЗЭ, а также других литофильных элементов в новейших вулканитах Малого Кавказа обусловлено мантийным метасоматозом под влиянием флюидных компонентов на уровне мантийных и коровых магматических очагов. Об этом свидетельствуют данные о РЗЭ в других вулканитах Малого Кавказа – щелочных базальтоидах, базанит-тефритах. Это подробно обсуждено нами в ранних публикациях [1, 7, 8].

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Анализ петрогеохимических материалов показал, что породы андезит-дацит-риолитовой формации образовались путем фракционной кристаллизации исходной высокоглиноземистой базальтовой магмы повышенной щелочности в промежуточных магматических очагах. Глубина генерации магм соответствует границе между корой и мантией [1]. По нашему мнению, в Восточном Кавказе в миоплиоценовое время в условиях повышенного флюидного давления и пониженной температуры расплав претерпел фракционную кристаллизацию в промежуточных очагах, обогащаясь при этом щелочными, крупноионными литофильными элементами, легкими РЗЭ и т.д. Об этом свидетельствует наличие крупных кристаллов полевых шпатов, зараженность этих минералов многочисленными кристаллами биотита, магнетита, нескольких генераций этих минералов, зональностью, а также наличие родственных “водных” включений, таких как горнблендиты, роговообманковые габбро и др. [1].

Наблюдаемые высокие содержания водных минералов, высокие уровни литофильных элементов, высокие концентрации РЗЭ (в 5–15 раз превышающие хондритовый для тяжелых и более чем в 100 раз для легких) в породах этой формации не могут быть достигнуты только за счет фракционирования вышеуказанных минералов, поскольку, по данным [19], главными концентраторами их являются акцессорные минералы.

Нам представляется, что повышенные содержания РЗЭ, а также Sr, Ba, U, Th, Rb в рассматриваемых породах обусловлены относительно низкими степенями селективного плавления на больших глубинах метасоматически измененного вещества мантии, как это предполагается В.С. Поповым [19] и нами [7–9] для образования верхнеплиоцено-четвертичных субщелочных серий Малого Кавказа.

Для оценки степени плавления мантийного источника нами использована методика [11, 24], основанная на соотношении La и Yb, а также Zr и Sm в недифференцированных базальтоидах (рис. 8, 9). Но в связи с тем, что в породах андезит-дацит-риолитовой формации отсутствуют основные дифференциаты, мы на эти диаграммы нанесли фигуративные точки наименее кремнекислых пород, т.е. кварцевых латитов и андезитов. Анализ этих диаграмм показывает, что такие породы могли образовываться при 10–30% плавления из исходного гранатсодержащего лерцолита. Нанесенные фигуративные точки этих пород на диаграммы La–Sm, La–Yb (рис. 10) показывают, что первичный расплав мог образовываться из первоначально метасоматически обогащенной мантии, который способствовал обогащению первичного расплава легкими редкоземельными, крупнокаатионными, зарядными элементами, что подтверждает вышесказанное предположение.

Как показывает весь комплекс проведенных исследований, а также ранее опубликованные данные по региону [16, 18 и др.], источником ридолитовых и дацитовых магм могли служить породы гранитно-метаморфического слоя, метаморфизованные в амфиболитовой и гранулитовой фации метаморфизма. Высокие содержания K, Li, Rb, Cs, U, Th, Pb и низкие Sr, Ba, Zr, Ti и легких лантаноидов, появление глубокой отрицательной Eu-аномалии могут свидетельствовать о сравнительно невысоких ступенях плавления субстрата, при которых значительная часть плагиоклаза и акцессориев оставалась в рестите. Такое высокое содержание вышеуказанных элементов в кислых породах связывается нами с существованием под Малокавказским блоком мощного глубоко расположенного теплового источника. Эти геохими-

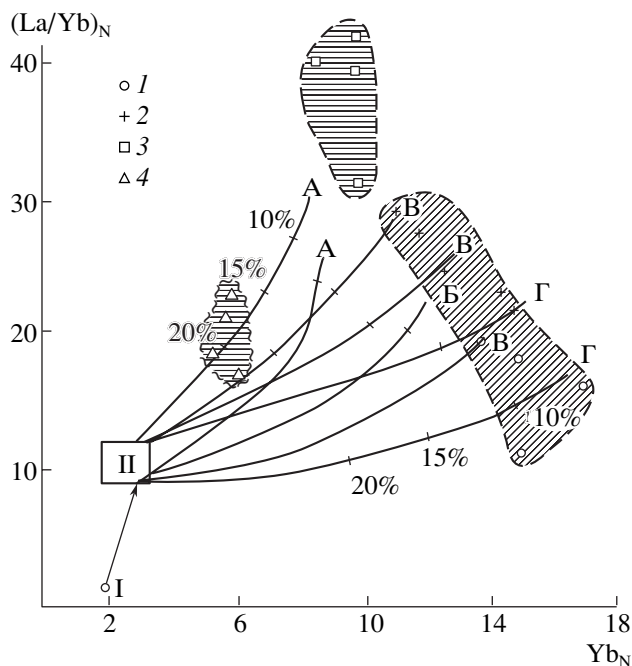


Рис. 8. Позиция составов основных и средних пород Малого Кавказа на диаграмме $(La/Yb)_N$ – Yb , по [24].

Состав остатка (в %): А – $Ol_{65}Opx_{20}Cpx_{10}Gr_5$; Б – $Ol_{65}Opx_{20}Cpx_{12}Gr_3$; В – $Ol_{65}Opx_{20}Cpx_{13}Gr_2$; Г – $Ol_{65}Opx_{20}Cpx_{14}Gr_1$. В процентах на диаграмме указаны степени плавления исходного мантийного материала. Области составов для примитивной (квадрат I) и метасоматизированной (квадрат II) мантии.

1 – субщелочные оливиновые базальты; 2 – трахибазальты; 3 – базаниты, 4 – кварцевые латиты, андезиты.

ческие данные В.С. Попова и др. [18] позволили рассматривать “предельно кремнекислые риолиты как коровые выплавки, возникшие на минимальных глубинах, не превышавших 10–15 км”, с чем можно согласиться.

Анализ петрогеохимических материалов показывает, что породы верхнеплиоцен-четвертичной трахибазальт-трахиандезитовой формации исследуемой области характеризуются относительно высокими концентрациями Sr, Ba, Zr, F, P, легкими РЗЭ, Cr, V. Величина отношения $(La/Yb)_N$ для этих базальтоидов составляет 10–30. Высокие содержания легких РЗЭ и крупнокатионных литофильных элементов в этих базальтоидах свидетельствуют об их происхождении из неистощенной мантии. Повышенное содержание этих элементов и пониженное – тяжелых РЗЭ свойственно щелочным и субщелочным базальтоидам и отражает низкую степень плавления при наличии граната в респите.

Полученные данные о содержаниях и распределении элементов в породах позволяют наметить основные черты процессов зарождения магматических расплавов и их последующей эволюции в промежуточных очагах.

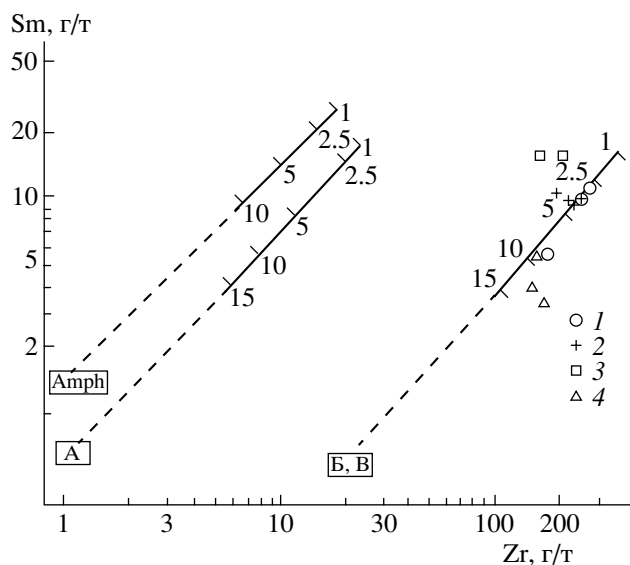


Рис. 9. Диаграмма Sm–Zr для основных и средних пород Малого Кавказа. Показаны составы и линии частичного плавления (в процентах) мантийных компонентов А, Amph, Б, В, по [11].

А – гранатовый гарцбургит с акцессорными апатитом и слюдой $Ol_{58.74}Opx_{33}Cpx_1Gr_7Ap_{0.2}Phl_{0.065}$; Amph – амфибол-гранатовый лерцолит с акцессорными апатитом и слюдой $Ol_{52.1}Opx_{26}Cpx_7Gr_7Ap_{0.2}Phl_{0.7}$; Б – гранатовый лерцолит с акцессорными апатитом и слюдой $Ol_{56.15}Opx_{29}Cpx_7Gr_7Ap_{0.2}Phl_{0.65}$; В – гранатовый лерцолит с акцессорными апатитом и слюдой $Ol_{52.9}Opx_{29}Cpx_{10}Gr_7Ap_{0.2}Phl_{0.9}$. Условн. обозн. см. рис. 8.

Возможным источником магм, несущих высокие концентрации легких лантаноидов, большинством исследователей принимаются мантийные образования группы гранатовых перидотитов и некоторые шпинелевые лерцолиты, обогащенные легкими лантаноидами и распространенные на глубинах, не меньших 90–100 км (верхний предел устойчивости граната) [11, 19].

Поэтому мантийным источником для изученных вулканитов могут быть метасоматически измененные гранатосодержащие мантийные субстраты. В результате мантийного метасоматоза в мантии появляется флогопит или калийсодержащие амфиболы. Они же ответственны за обогащение расплавов калием, титаном, водой и другими летучими компонентами. С присутствием в мантийном источнике флогопита, а также апатита, возможно, связаны повышенные содержания Sr, Ba в изученных породах. При этом незначительная степень плавления вызывает сильное обогащение расплава этими элементами, в связи с тем, что апатит и флогопит плавятся одними из первых и полностью переходят в жидкую фазу.

Наличие обильного количества апатитов в субщелочных базальтоидах Малого Кавказа, в

том числе в базанитах (Кафанского района), наличие мегакристов флогопита, относительно высокое содержание Sr, Ba, некогерентных элементов, La/Yb отношений подтверждают высказанное выше предположение.

Для оценки степени плавления мантийного источника нами использованы вышеуказанные методики [11, 24]. Из рис. 8 видно, что фигуративные точки составов субщелочных оливиновых базальтов и трахибазальтов находятся в области значений с относительно высокой степенью плавления (5–10%) мантийного источника. При этом составы трахибазальтов с более обогащенными апатитами ложатся в левой (метасоматизированной) части диаграммы. По-видимому, мантийный источник имел относительно меньшую степень метасоматической переработки, иногда приближаясь к области значений деплетированной мантии. Фигуративные точки же составов базанитов на этой диаграмме находятся в области значений с невысокой степенью плавления мантийного источника. Интерполируя рассчитанную часть диаграммы, эту ступень можно оценить около 1–3%, причем рестит от плавления, по-видимому, был обогащен гранатом, а мантийный источник был более метасоматизированный. Об этом может свидетельствовать обнаружение в базанитах флогопита, апатита, кальцита, гаюина, амфибола [10]. Это подтверждается также с помощью Zr–Sm диаграммы (рис. 9), построенной на основе экспериментальных данных А.В. Ивановым и др. [11], для оценки состава мантийных родоначальных магматических расплавов и степени плавления мантийного субстрата. Нанесенные на эту диаграмму фигуративные точки позднекайнозойских базальтоидов подтверждают вышеуказанные данные. Так, субщелочные оливиновые базальты и трахибазальты могли выплавляться при 2.5–10%, а базаниты из Кафанского района 2–3% плавления из гранатовых лерцолитов с акцессорным апатитом и слюдой, обогащенных легкими РЗЭ, и отличаются от линии плавления шпинелевого лерцолита. Поэтому можно предположить, что мантийный компонент верхнеплиоцен-четвертичных субщелочных и щелочных базальтоидов Малого Кавказа представляет собой метасоматизированный гранатовый лерцолит, приближающийся по составу к недифференцированной мантии и характеризующийся отношениями $Zr/Sm \approx 20–31$, $Hf/Sm \approx 0.42–0.56$.

Таким образом, меньшая степень плавления мантийного субстрата приводила к образованию базанитового расплава и более существенному обогащению расплава К, Р, F, Ba, легкими РЗЭ за счет первоочередного плавления флогопита, апатита, амфибола, являющихся главными носителями этих элементов. Эти же минералы принимали участие при плавлении мантийного субстрата для пород субщелочных базальтоидов. Однако

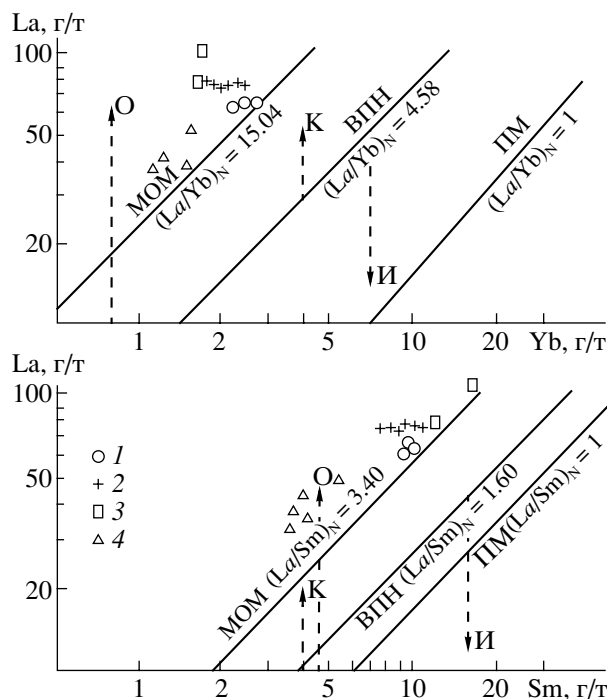


Рис. 10. Диаграмма La–Yb и La–Sm для основных и средних пород Малого Кавказа. Условн. обозн. см. рис. 8.

ПМ – примитивная мантия, ВПИ – внутриплитный источник, MOM – метасоматически обогащенная мантия, И, К, О – качественные тренды истощения, контаминации и обогащения внутриплитного источника соответственно.

относительно высокая степень частичного плавления мантийного субстрата, в этом случае участие в плавлении кроме вышеуказанных минералов также граната, оливина и пироксена, привели к некоторому обеднению расплавов К, Р, F, Ba. Иначе говоря, слабое метасоматическое преобразование мантийного субстрата, по-видимому, способствовало образованию пород калиево-натриевой щелочности. По-видимому, высокая относительная степень частичного плавления мантийного субстрата, а также сохранение в расплаве первичного хромшпинелида (об этом может свидетельствовать обнаружение в частично раскристаллизованных расплавных включениях железо-магниевого шпинели – плеонаста) [5] обеспечивали высокое содержание хрома в породах формации.

В отличие от дериватов внутриплитного источника, для которых характерны низкие отношения $(La/Yb)_N$ и $(La/Sm)_N$, верхнеплиоцен-четвертичные базальтоиды Малого Кавказа на диаграммах La–Yb, La–Sm образуют тренд в направлении к дериватам метасоматически обогащенной мантии (рис. 10), что отмечалось выше.

Аналогичный вывод сделал для этих базальтоидов В.С. Попов [18]. Он предполагает, что повы-

шенные содержания РЗЭ, а также Sr, Ba, Zr, U, Rb в рассматриваемых породах обусловлены низкими степенями селективного плавления метасоматически измененного вещества мантии на глубинах не менее 80–100 км. По его мнению, в Закавказье глубинный метасоматоз осуществлялся, главным образом, под влиянием натриевых карбонатных флюидов. Действительно, в изученных породах по нашим данным наблюдаются высокие содержания натрия и углекислых газов [25].

Таким образом, генерация первичных магм для пород трахибазальт-трахиандезитовой формации происходила при частичном плавлении гранатового лерцолита. Последний подвергался слабому метасоматическому изменению и мог содержать гранат, флогопит, апатит и, возможно, амфибол. Степень плавления слабометасоматизированного источника составляла 2.5–10%.

В заключение отметим, что подобное распределение РЗЭ характерно для K–Na, K субщелочных, щелочных серий активных континентальных окраин, внутриконтинентальных подвижных поясов, коллизионных зон и выражается обогащенностью первичного расплава некогерентными для мантии элементами, в том числе и легкими РЗЭ. В целом по содержанию редких, редкоземельных элементов позднекайнозойские кислые и средние вулканические породы Малого Кавказа сильно отличаются от аналогичных пород островных дуг, но обнаруживают определенное сходство с породами известково-щелочных и шшонит-латитовых серий активных континентальных окраин, зон коллизии и с кислыми субщелочными породами рифтовых зон [1, 26].

Породы верхнеплиоцен-четвертичной трахибазальт-трахиандезитовой формации тоже обогащены Zr, Sr, Ba, Cr, V, РЗЭ, F, P. Совокупность петрогеохимических признаков пород трахибазальт-трахиандезитобазальт-трахиандезитовой серии позволяет относить их к сериям рифтовых структур, образовавшихся в результате коллизии континентальных плит (байкальский тип) [27]. Это хорошо доказывается по данным о когерентных и литофильных элементах. Как показано в работах [27, 28], базальты континентальных рифтов геохимически заметно отличаются от базальтов, сформировавшихся в иных геодинамических обстановках, более высокими содержаниями щелочей, редких некогерентных элементов. Действительно, субщелочные базальтоиды Малого Кавказа обогащены литофильными элементами и перекрываются полями составов базальтов современных рифтовых зон (Восточно-Африканских, Провинции Бассейнов и Хребтов, Байкальского рифта) [1, 26].

Резюмируя вышеприведенные геохимические данные, в том числе содержание РЗЭ, образования позднекайнозойских вулканических серий Ма-

лого Кавказа можно представить следующим образом:

В начале позднего кайнозоя в результате регионального сжатия в поднимающемся диапире происходит мантийный метасоматоз.

В верхний миоцен–нижнеплиоценовое время благодаря декомпрессии происходит анатексис метасоматизированной мантии и низов базальтового слоя на достаточно большой глубине, что определяет обогащение этих расплавов щелочными, щелочноземельными, легкими редкоземельными элементами. В результате этого процесса образуются базальтовые расплавы, обогащенные щелочами. Дальнейшая эволюция этого расплава происходит в условиях континентальной земной коры, происходит дифференциация расплава и образуются среднекислые породы в виде крутопадающих даек и вулканических сооружений центрального, центрально-трещинного типа.

Дальнейший подъем мантийного диапира вызовет расплавление гранит-метаморфического слоя земной коры, в результате чего образуются верхнеплиоценовые риолит-трахириолитовые купола. В это же время в область плавления попадают большие объемы метасоматизированной мантии, которая ведет к образованию субщелочной оливиновой базальтовой магмы.

На этой стадии происходит приток глубинных флюидов, обеспечивающих обогащение магматического материала щелочными, литофильными, редкими крупнокатионными, легкими редкоземельными элементами. При условиях растяжения расплав полностью не дифференцируется, кристаллизуются в основном темноцветные вкрапленники и образуется укороченный дифференцированный ряд от трахибазальта до трахиандезита.

ВЫВОДЫ

1. Для большинства образцов андезит-дацит-риолитовой формации отсутствует европиевый минимум, нормированное европиевое отношение составляет 0.80–1.0, лишь в 3-х образцах – андезите, даците и трахириодаците отмечается европиевый минимум. В этом ряду с увеличением кремнекислотности уменьшается европиевое отношение и соответственно углубляется европиевый минимум. Отсутствие европиевой аномалии в большинстве типов пород показывает окислительную обстановку кристаллизации этих пород. С другой стороны, отсутствие Eu аномалии в большинстве типов пород свидетельствует об участии темноцветных минералов при образовании этих пород, таких как амфибол, клинопироксен и др. При образовании этих пород в более высоких горизонтах земной коры существенную роль играло также фракционирование полевых шпатов. Дефицит

европия в кислых дифференциатах – результат полевошпатового фракционирования в процессе фракционной кристаллизации. Повышенные содержания РЗЭ, а также Sr, Ba, U, Th, Rb в рассматриваемых породах обусловлены относительно низкими степенями селективного плавления (10–30%) на больших глубинах метасоматически измененного вещества мантии.

2. Породы трахириолитовой формации, по петрогеохимическим и минералогическим характеристикам и по содержанию РЗЭ, отличаются от аналогичных пород предыдущей формации. Для пород формации характерно низкое содержание суммы РЗЭ, значения La/Yb, $\Sigma\text{TR}/\text{Y}$ и повышенное содержание Y, Yb, низкое содержание Eu. Риолит и трахириолит образуют глубокий европиевый минимум ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.61; 0.21$). Появление глубокого Eu минимума в этих породах формации может свидетельствовать о сравнительно невысоких степенях плавления субстрата, при которых значительная часть плагиоклаза и акцессориев осталась в рестите.

3. В отличие от пород предыдущих формаций породы трахибазальт-трахиандезитовой формации более обогащены РЗЭ и Y. Содержание легких РЗЭ (La, Ce) в породах формации превышает хондритовый уровень в 200–300 раз, а тяжелых РЗЭ (Yb, Lu) в 8–16 раз, а во включениях в 70–220 (La, Ce) и в 12–14 раз (Yb, Lu). Начиная с трахиандезибазальта, в некоторых образцах отмечается европиевый минимум. При этом европиевый минимум от трахиандезибазальта до кварцевого трахита уменьшается ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.75\text{--}0.84$). В других образцах, а также в более основных породах (трахибазальты, субщелочные оливиновые базальты, трахидолериты) отсутствует европиевый минимум и европиевое отношение приближается к единице. Меланократовые основные породы, в которых европиевое отношение тождественно хондритовому ($\text{Eu}/\text{Eu}^* \approx 1.0$), являются более вероятными представителями первичных магм.

4. Мантийный компонент верхнеплиоцен-четвертичных субщелочных и щелочных базальтоидов Малого Кавказа представляет собой метасоматизированный гранатовый лерцолит, приближающийся по составу к недифференцированной мантии и характеризующийся отношениями $\text{Zr}/\text{Sm} \approx 20\text{--}31$, $\text{Hf}/\text{Sm} \approx 0.42\text{--}0.56$. Степень плавления слабометасоматизированного источника составляла 2.5–10%.

5. По содержанию редких, редкоземельных элементов позднекайнозойские кислые и средние вулканические породы Малого Кавказа сильно отличаются от аналогичных пород островных дуг, но обнаруживают определенное сходство с породами известково-щелочных и шошонит-латитовых серий активных континентальных окра-

ин, зон коллизии и с кислыми субщелочными породами рифтовых зон.

6. Породы верхнеплиоцен-четвертичной трахибазальт-трахиандезитовой формации тоже обогащены Zr, Sr, Ba, Cr, V, РЗЭ, F, P. Совокупность петрогеохимических признаков пород трахибазальт-трахиандезибазальт-трахиандезитовой серии позволяет относить их к сериям рифтовых структур, образовавшимся в результате коллизии континентальных плит.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Имамвердиев Н.А.* Геохимия позднекайнозойских вулканических комплексов Малого Кавказа. Баку: "Nafta-Press", 2000. 192 с.
2. *Имамвердиев Н.А.* Минералогические особенности и эволюция состава породообразующих и акцессорных минералов пород позднекайнозойских вулканических серий Малого Кавказа // *Минералогический журнал*. 1999. Т. 21. № 5/6. С. 93–100.
3. *Wedepohl K.* Tholeitic basalts from spreading ocean ridges: the growth of the oceanic crust // *Naturwissenschaften*. 1981. V. 68. P. 26–52.
4. *Фролова Т.И., Бурикова И.А.* Магматические формации современных геотектонических обстановок. Изд-во Московского университета, 1997. 319 с.
5. *Имамвердиев Н.А.* Петролого-геохимические особенности позднеорогенного вулканизма Кельбаджарской наложенной мульды (Малый Кавказ). Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Баку, 1988. 22 с.
6. *Имамвердиев Н.А.* К геохимии редкоземельных элементов в породах миоплиоцен-четвертичных вулканических формаций Кельбаджарской наложенной мульды (Малый Кавказ). Материалы республиканского семинара молодых ученых и специалистов по проблемам геологии и геофизики. Баку: Элм, 1989. С. 62–66.
7. *Имамвердиев Н.А.* Геохимия верхнеплиоцен-четвертичных субщелочных базальтоидов Малого Кавказа // *Геохимия*. 1993. № 3. С. 373–382.
8. *Имамвердиев Н.А.* Природа и условия эволюции составов первичных магм верхнеплиоцен-четвертичных субщелочных базальтоидов Малого Кавказа // *Геохимия*. 2000. № 3. С. 341–345.
9. *Imamverdiyev N.A., Mamedov M.N.* Neogene-Quaternary volcanism in the Lesser Caucasus, Azerbaijan // *Acta Volcanologica*. 1996. V. 8(1). P. 111–113.
10. *Гущин А.В., Иванова Т.А., Ганзеев А.А.* Тефритшошонитовая серия юго-восточной Армении // *Известия Высших Учебных Заведений, Геология и разведка*. 1991. № 11. С. 3–14.
11. *Иванов А.В., Рассказов С.В., Бовен А. и др.* Позднекайнозойский щелочно-ультраосновной и щелочно-базальтовый магматизм провинции Рунгве, Танзания // *Петрология*. 1998. Т. 6. № 3. С. 228–250.
12. *Иванова Т.А., Ганзеев А.А., Гущин А.В.* Редкоземельные элементы в апатите из щелочных вулканических пород на юго-востоке Армении // *Известия Вузов, Геология и Разведка*. 1989. № 6. С. 72–75.

13. *Исмаил-заде А.Д.* Петролого-геохимические особенности и геодинамика позднеплиоцен-четвертичного вулканизма Малого Кавказа // Изв. АН Азерб.ССР, Серия наук о Земле. 1986. № 4. С. 53–57.
14. *Исмаил-заде А.Д.* Эволюция кайнозойского базитового вулканизма Малого Кавказа. Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. Тбилиси, 1990. 50 с.
15. *Лордкипанидзе М.Б.* Альпийский вулканизм и геодинамика центрального сегмента Средиземноморского складчатого пояса. Тбилиси: Мецниереба, 1980. 162 с.
16. *Мелексетян Б.М., Карапетян С.Г.* Геохимия редких и рудных элементов в новейших кислых вулканитах Армянской ССР // Известия АН АрмССР. Науки о Земле. 1981. XXXIV. № 4. С. 28–48.
17. *Попов В.С., Ляпунов С.М., Семина В.А.* Редкоземельные элементы в плиоцен-четвертичных вулканитах Кавказа // Геохимия. 1987. № 8. С. 1159–1173.
18. *Попов В.С., Семина В.А., Николаенко Ю.С.* Геохимия новейших вулканов Кавказа и их происхождение. В кн.: Геохимия континентального вулканизма. М.: Наука, 1987. С. 143–23119.
19. *Балашиов Ю.А.* Геохимия редкоземельных элементов. М.: Наука, 1976. 268 с.
20. *Балашиов Ю.А.* Индикаторные возможности редкоземельных элементов в вулканических процессах. В кн.: Магмообразование и его отражение в вулканическом процессе. М.: Наука, 1977. С. 85–92.
21. *Балашиов Ю.А., Френкель М.Я., Ярошевский А.А.* Влияние кристаллохимического фактора на разделение РЗЭ в процессе кристаллизационной дифференциации силикатов // Геохимия. 1970. № 7. С. 855–858.
22. *Masuda A., Nakamura N., Tanaka T.* Fine structure of mutually normalized rare-earth patterns of chondrites // Geochim. et Cosmochim. Acta. 1973. V. 37. P. 239–248.
23. *Philpotts J.A., Schnetzler C.C.* Phenocryst-matrix partition coefficients for K, Rb, Sr and Ba, with applications to anorthosites and basalt genesis // Geochim. et Cosmochim. Acta. 1970. V. 34. P. 307–322.
24. *Chanvel C., Jahn B.M.* Nd–Sm isotope and REE geochemistry of alkali basalts from massif Central France // Geochim. et Cosmochim. Acta. 1984. V. 48. № 1. P. 93–110.
25. *Мамедов М.Н., Махмудов С.А., Имамвердиев Н.А.* Летучие компоненты позднемиоценовых, палеогеновых и четвертичных базальтоидных комплексов М. Кавказа и Талыша. В сб.: Вопросы минералогии и рудных месторождений Азербайджана. Баку: Элм, 1991. С. 173–182.
26. *Имамвердиев Н.А.* Роль рифтогенеза в формировании позднекайнозойских вулканических серий Малого Кавказа. Бюллетень Московского общества испытателей природы, Отдел геологический. 2000. Т. 75. Вып. 5. С. 16–24.
27. *Самойлов В.С., Ярмолюк В.В.* Континентальный рифтогенез: типизация, магматизм, геодинамика // Геотектоника. 1992. № 1. С. 3–20.
28. *Ярмолюк В.В., Коваленко В.И.* Рифтогенный магматизм активных континентальных окраин и его рудоносность. М.: Наука, 1991. 263 с.