

GEOLOGİYA

УДК 552.3

**ПЕТРОГЕОХИМИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ
ПОЗДНЕПЛИОЦЕН-ЧЕТВЕРТИЧНОГО КОЛЛИЗИОННОГО
ВУЛКАНИЗМА МАЛОГО КАВКАЗА****Н.А.ИМАМВЕРДИЕВ^{*}, А.А.ВЕЛИЕВ^{**}, М.Я.ГАСАНКУЛИЕВА^{***}****^{*}Бакинский Государственный Университет****^{**}Azerbaijan International Mining Company****^{***}Институт Геологии и Геофизики НАН Азербайджана
inazim17@yahoo.com**

Статья посвящена петрогеохимическим особенностям позднеплиоцен-четвертичного коллизионного вулканизма Малого Кавказа. В результате моделирования установлено, что эволюция умеренно щелочных оливиновых базальтов (считающихся первичным мантийным расплавом для пород трахибазальт-трахиандезитовой формации) происходит за счет изменения состава главных породообразующих и акцессорных минералов. Средние породы формации образовались за счет ассимиляции слабо дифференцированной первичной магмы кислым расплавом. Геохимические особенности умеренно щелочных оливиновых базальтов указывают на то, что источником магмы является метасоматизированная, флогопит-гранат-рутил содержащая литосферная мантия. В результате расчетов было установлено, что доля плавления риолитового расплава, отделенного от андезитового субстрата близка к 15%. После удаления расплава оставшийся рстит целиком соответствует составу нижней земной коры. Характерные отношения редкоземельных элементов подтверждают это. Указанные фактические материалы, модельные расчеты говорят о различных источниках образования мафических и салических расплавов. Так, генерация мафического расплава (умеренно щелочного оливин базальтового состава) происходил из дифференцированного мантийного протолита, образование же салического расплава происходит во время поднятия базитовой магмы, за счет плавления субстрата земной коры. С другой стороны, салический расплав собирается в верхней части магматического резервуара и препятствует поднятию более тяжелой мафической магмы, и за короткий срок в промежуточных очагах расплав подвергается дифференциации. Во время последующей эволюции дифференцированный мафический расплав вступает в реакцию с риолитовым расплавом, что влечет за собой образование пород среднего состава.

Ключевые слова: петрогеохимическая модель, позднеплиоцен-четвертичный коллизионный вулканизм, Малый Кавказ

В позднеплиоцен-четвертичное время в азербайджанской части Малого Кавказа вместе с риолитовой формацией формировались трахибазальт-трахиандезитовая формация, составляющая с ней контрастную или бимодальную ассоциацию, относящимися к умеренно щелочной серии и образующими слабо дифференцированный антидромный ряд – трахиандезит-базальтовый трахиандезит-трахибазальт [3, 9].

Полученный в последние годы новый высокоточный петрогеохимический материал, будучи одним из основных индикаторов образования магмы, позволяет по-новому взглянуть на проблему петрогенеза позднеплиоцен-четвертичных магматических пород региона и природу расплавов. Образование бимодальных вулканитов в центральной части Малого Кавказа в позднеплиоцен-четвертичный период также является проблематичным. Новые петрогеохимические данные дают надежду на решение этих проблем.

Для выяснения образования, определения состава первичного расплава и ее доли плавления, риолитовой и трахибазальт-трахиандезитовой формаций, входящих в бимодальную ассоциацию в центральной части Малого Кавказа и образовавшиеся в периоде хрупкой поздней стадии коллизии, рассмотрена проблема образования бимодальных магматических ассоциаций основного и кислого составов.

Большинство исследователей Малого Кавказа считают, что салическая магма бимодальной серии вошла в земную кору из внутрикоровых очагов. Во внутрикоровой магматической камере богатая летучими компонентами более кислая магма поднимается наверх и экранирует слабо дифференцированную более тяжёлую магму. По другой точке зрения кислый член бимодальной серии имеет коровое или смешанное корово-мантийное происхождение. В таком случае можно считать, что для плавления корового салического субстрата источником энергии может служить базальтовый расплав.

Основным затруднением сторонников точки зрения, что земная кора является источником кислой магмы в том, что во многих породах кислого состава отношение изотопов стронция ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) отличаются от типичных для земной коры и в некоторых случаях их геохимические свойства близки к базальтам. Для объяснения этого противостояния учёные считают, что мантийные породы вначале были обогащены многими подвижными элементами - в первую очередь, щелочами, фтором, хлором, высокозарядными элементами, в том числе другими несовместимыми элементами, что явилось причиной парциального плавления, затем они поднялись в коровую - в верхнюю часть магматической камеры и смешиваются с коровым или мантийным материалом. Отмеченные гипотезы широко освещены в работах В.С.Попова и др. [14, 15], А.Дж.Исмаил-заде [10, 11] и др.

Исследование изотопного состава позднеплиоцен-четвертичных вулканитов центральной части Малого Кавказа показало, что состав бимо-

дальних ассоциации образовался из 2-х типов – мантийной магмы и магмы корового типа. Первый - мантийный источник С.Н.Бубновым и др. [6], В.А.Лебедевым и др. [13] из-за петрогеохимических характеристик близкий к гипотетическому резервуару «Common» (Hofmann, 1997), назван источником «Caucasus». По данным этих авторов, этот источник отвечает $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0,7041\pm 0,0001$, $\epsilon_{\text{Nd}}=-4,1\pm 0,2$ и $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}=^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}=0,105-0,114$ изотопно-геохимическому составу. По мнению этих авторов, такая первичная магма может быть для позднекайнозойских магматических образований Большого и Малого Кавказа единым источником и будучи основного состава отвечает умереннощелочным базальтам, принадлежащий к К-Na серии. И в действительности, для изучаемой трахибазальт-трахиандезитовой формации первичной магмы принята с изотопным составом $^3\text{He}/^4\text{He}$ $0,9\times 10^{-6}$ умеренно щелочная оливиновая базальтовая магма [1, 2, 7, 9].

Состав второго типа магм может отвечать изотопно-геохимическому составу риолитов, развитых на территории района. Для них $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ отношение варьирует в пределах $0,70438-0,70636$. Главным механизмом эволюции риолитового расплава являлся переплавление сиалического материала и низкobarическая фракционная кристаллизация в изолированных магматических очагах. Доказывается нижнекорового анатектического происхождения этих риолитов с формированием эвтектических расплавов в открытой относительно щелочей системе при поступлении мобильных К-Rb флюидов мантийного происхождения.

В целом, отмеченные базальтоиды обогащены в различной степени редкими элементами, легкими лантаноидами и отвечает изотопному составу деплетированного мантийного субстрата. Такой процесс обогащения можно объяснить с привнесом в зону магнообразования редких элементов и флюидов и метасоматическим изменением её.

По нашему мнению, большинство средних пород трахибазальт-трахиандезитовой формации являются продуктом смешивания мантийного источника типа “Caucasus” и корового источника. Эта точка зрения подтверждена нами компьютерным моделированием.

Проблемы образования трахибазальт-трахиандезитовой формации

1. Фракционная кристаллизация. Для оценки ведущей роли кристаллизационной дифференциации в породах формации использованы содержания петрогенных и редких элементов.

Проведенные с помощью программы “IGPET” на компьютере балансовые расчеты показали, что эволюция первичного мантийного расплава произошла за счет изменения состава главных породообразующих минералов. Например, для получения трахибазальта из умеренно щелочного оливинового базальта необходимо фракционирование 19,8% Crx, 57,6% Pl, 15% Ol (Fo₈₄), 7,6% Mt.

Как видно из таблицы 1, из первичной магмы умеренно щелочного оливинового базальтового состава могут получиться трахибазальтовый расплав. При этом степень фракционирования первичной магмы составляет 61%, а доля трахибазальтового расплава 39%.

И так, фракционирование вышеуказанных минералов, а также амфибола является причиной образования последующих дифференциатов, в результате чего образуется последовательно дифференцированный ряд трахибазальт-базальтовый трахиандезит-трахиандезит.

Таблица 1

Балансовый расчет для умеренно щелочного оливинового базальта-трахибазальта (петрогенные элементы приведены к 100%)

	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO*	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅
1	51,36	1,05	16,77	7,76	6,29	10,48	3,14	2,10	1,05
2	51,76	0,84	16,68	7,80	6,31	10,46	3,36	1,61	1,14
3	54,60	1,07	17,13	6,85	4,28	8,57	4,28	2,14	1,07

	Rb	Ba	Sr	V	Cr	Ni	Zr	La	Ce	Sm	Eu
1	35	943	1871	105	315	105	240	63	130	9.8	2.5
2	44	953	1956	2119	575	56	151	158	112	7.5	1.5
3	64	1392	2821	150	182	46	214	81	161	10.7	2.1
D	0.01	0.01	0.04	1.99	4.02	1.53	0.08	0.03	0.05	0.08	0.09

1-первичная магма, 2-рассчитанная первичная магма, 3-магма, D-комбинированный коэффициент распределения

2. Контаминация. Полученные последние петрогеохимические данные показывают, что в петрогенезисе позднекайнозойского вулканизма достаточно большую роль сыграла контаминация обогащенного мантийного источника (литосферная мантия) с материалом земной коры. Для оценки роли ассимиляции в образовании пород формации, этот процесс смоделирован на компьютере с помощью программы "IGPET". Результаты моделирования показали, что для пород трахибазальт-трахиандезитовой формации изменение первичного мантийного источника происходит за счет достаточной ассимиляции кислого расплава и фракционированием умеренно щелочной оливиновой базальтовой магмы.

Как видно из таблицы 2, смешивание риолита с умеренно щелочным оливиновым базальтом и трахибазальтом приводит к образованию базальтового трахиандезита и трахиандезита.

Для макро- и микроэлементов сумма разницы квадратов абсолютной и расчетной величины ($\Sigma R^2=0.154$); количество ассимилированной породы к кумулату ($r=0.3-0.5$), степень фракционирования ($F=0.57$).

1-умеренно щелочной оливиновый базальт (первичный расплав), 2-риолит (ассимилированная порода), 3-трахиандезит (гибрид), 4-рассчитанный состав трахиандезита, 5-трахибазальт (первичный расплав), 6-

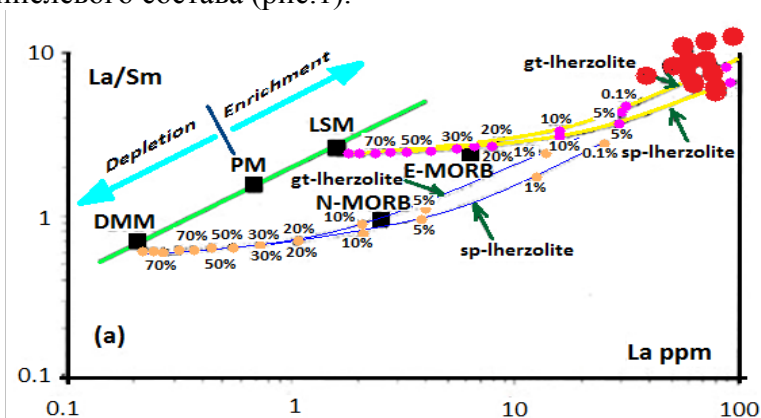
риолит (ассимилированная порода), 7-базальтовый трахиандезит (гибрид), 8-рассчитанный состав. Анализы макрокомпонентов приведены к 100%.

Таблица 2

Результаты моделирования AFC (ассимиляционная – фракционная кристаллизация) для пород трахибазальт-трахиандезитовой формации

	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	0,002	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	25	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

3. Магматический источник умеренно щелочной оливиновой базальтовой магмы. Используя диаграммы La/Sm-La, Sm/Yb-Sm, Sm/Yb-La/Yb, в результате моделирования было установлено, что источником для получения пород трахибазальт-трахиандезитовой формации центральной части Малого Кавказа мантийный субстрат может быть гранат+шпинелевого состава (рис.1).



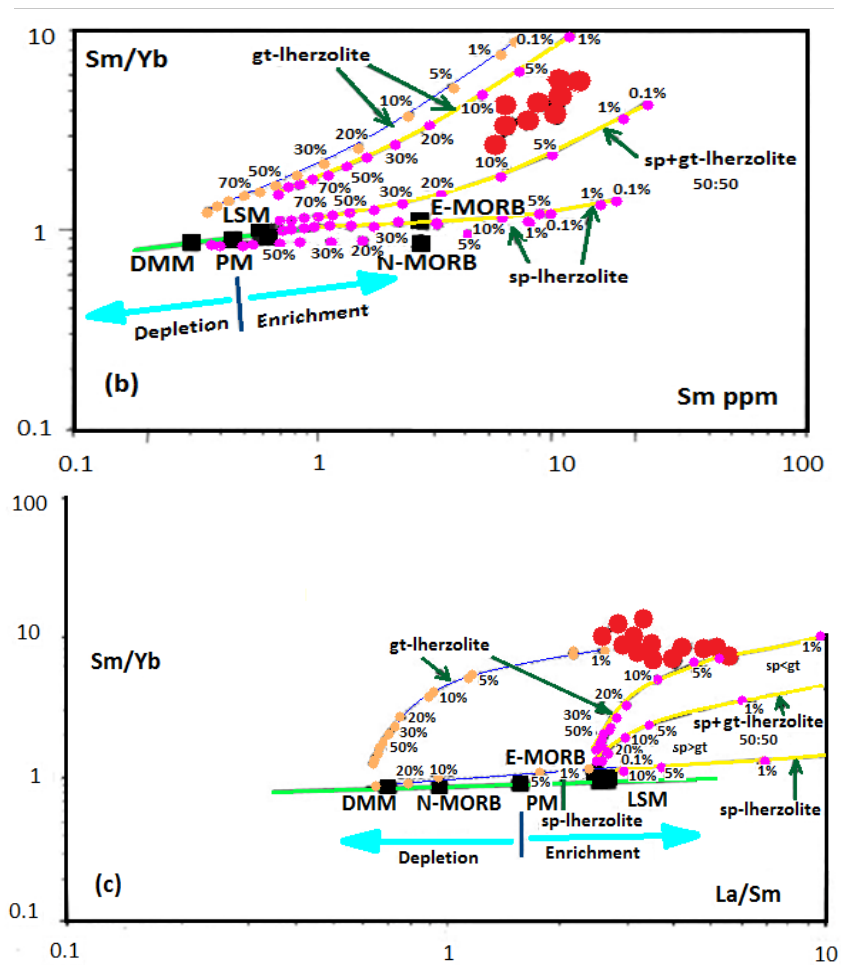


Рис.1(a)-(c). Кривые показывающие плавление на графиках La/Sm, Sm-Sm/Yb и Sm/Yb-La/Sm (на основе уравнение Д.М.Шоу [22] немодального полного плавления). Кривые плавления соответствуют шпинелловым ($Ol_{0,53}+Or_{x_{0,27}}+Cr_{x_{0,17}}+Sp_{0,03}$ и $Ol_{0,06}+Or_{x_{0,28}}+Cr_{x_{0,67}}+Sp_{0,11}$, [132]) и гранатовым лерцолитам ($Ol_{0,6}+Or_{x_{0,2}}+Cr_{x_{0,1}}+Gt_{0,1}$ вэ $Ol_{0,03}+Or_{x_{0,16}}+Cr_{x_{0,88}}+Gt_{0,09}$, [164]). Коэффициент распределения минерал/основная масса и DMM по [12, 21], состав PM, N-MORB, E-MORB по [24], LSM – получен путем экстраполяции траектории плавления пород повышенной щелочности Малого Кавказа. Толстая линия показывает тренд плавления мантийных пород DMM и PM состава, сплошные и отрывочные тонкие линии показывают тренды плавления Малого Кавказа и DMM. Цифры на кривых соответствуют долю плавления источника.

Обогащение пород легкими РЗЭ (LREE) относительно тяжелыми (HREE) (численное значение этого обогащения является отношение

$(La/Yb)_n$, которые в умеренно щелочных оливиновых базальтах составляет 15-30) указывает на плавление мафической магмы из гранат содержащего протолита [24] и подтверждает вышеуказанные мысли. На диаграмме $La/Yb-Tb/Yb$ (рис.1) состав пород формации попадает в поле плавления гранат содержащей лерцолитовой мантии (в мантии $\approx 2-4\%$ граната).

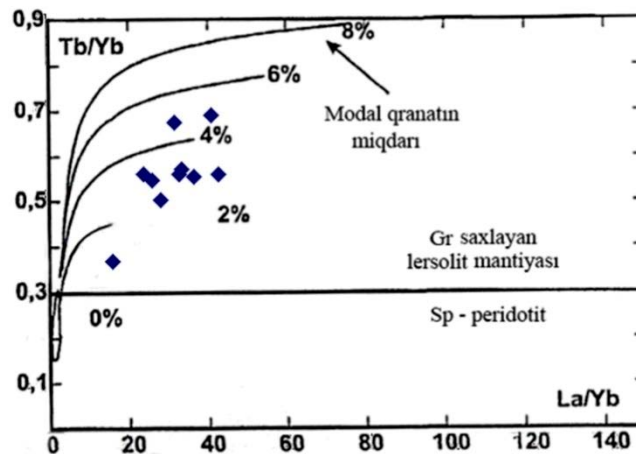


Рис.2. Положение фигуративных точек состава умеренно щелочных оливиновых базальтов и трахибазальтов на диаграмме $La/Yb-Tb/Yb$. Gr-гранат, Sp-шпинель. Содержание граната в лерцолитовой мантии дано по Macdonald et al. (2001)

Это подтверждается диаграммой $(Ce/Yb)_n-Yb_n$ [18]. Состав умеренно щелочных оливиновых базальтов соответствует малой степени плавления гранатового перидотита (1-2,5%) и располагается между 2,5 и 4% гранат содержащих кривых [3, 7]. Этот вывод подтверждает вышесказанное и указывает на важную роль метасоматизированного мантийного источника в образовании пород формации.

На Джавахетском нагорье Малого Кавказа в аналогичных базальтах В.А.Лебедевым и др. [13] было определено изотопное отношение Nd и Sr ($\epsilon_{Nd} = +3,4-5,1$; $^{87}Sr/^{86}Sr = 0,7039-0,7042$). По мнению этих авторов, они относятся к субщелочным внутриплитным базальтам, образовавшимся в результате фракционной кристаллизации основного мантийного расплава, осложненной чаще всего прерывистой выборочной или непрерывной контаминацией геохимически неуравновешенным ему веществом. Положительная оценка ϵ_{Nd} указывает на то, что по отношению к земной коре источник довольно достаточно, а по отношению N-MORB мало обеднен. Этот тип мантии относительно N-MORB обогащен LREE и характеризуется с положительной оценкой ϵ_{Nd} и считается первичной магмой для океанических и континентальных щелочных и умеренно щелочных базальтов. Обогащение источников многих океанических и континентальных внутриплитных щелочных и умеренно щелочных базальтов обычно происходит за счет привноса компонентов из нижней мантии [20,

23, 24, 25]. На изотопно-корреляционной Sr-Nd диаграмме точки их составов попадают в поле обедненной мантии типа «Common» ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} \approx 0.7035$ и $\varepsilon_{\text{Nd}} \approx +5$), считающейся возможным источником для большинства субщелочных базальтов мантийных плюмов (рис.3) [6, 13].

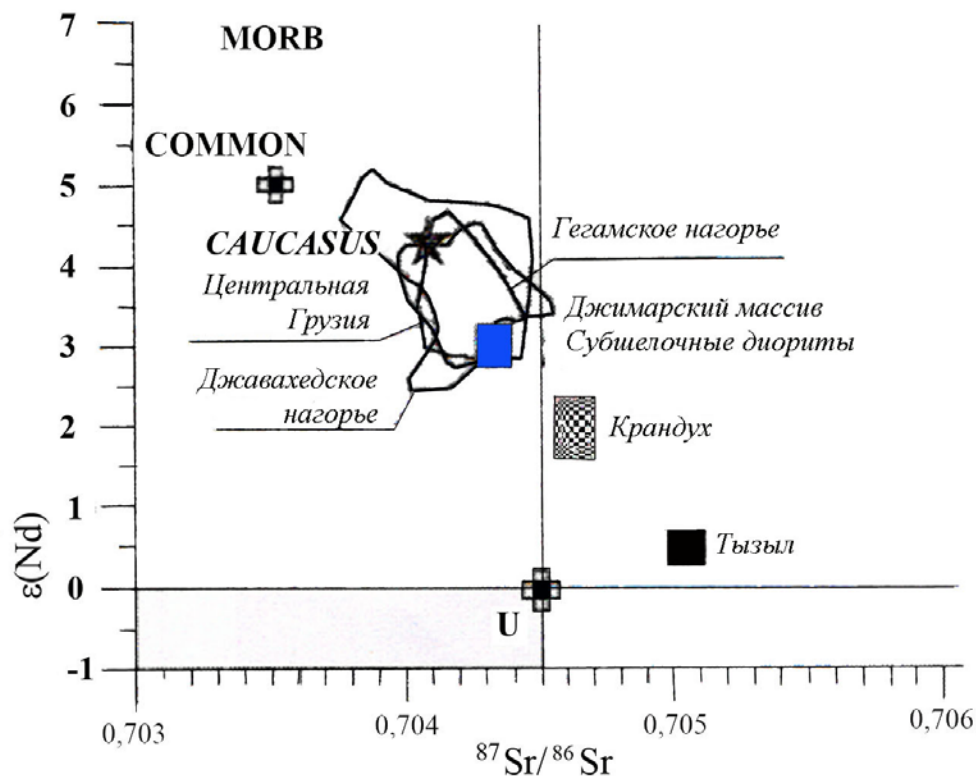


Рис.3. Sr-Nd изотопная характеристика позднекайнозойских основных вулканитов Кавказа. По [13].

Такая идея принимается многими учеными и для позднекайнозойских вулканитов Малого Кавказа. О.А.Богатилов и др. [5], А.В.Ершов, А.М.Никишин [8], В.В.Ярмолук и др. [17], М.Кескин [19] считают, что латеральное течение вещества плюма верхней мантии из рифтового района Восточной Африки явилось причиной образования позднекайнозойских вулканитов на Кавказе. По их мнению, расположенная под горами Малого Кавказа и выделенная М.Е.Артемовым [4], большая положительная изостатическая аномалия продолжена к северу от Аравийской плиты и эта аномалия связана с поднятием мантийного плюма. Очень вероятно, что на образование позднекайнозойского умеренно щелочного магматизма Малого Кавказа было влияние компонента мантийного плюма.

Вероятно, что как отметили А.Зиндлер и др. [25] обогащение может

произойти до плавления умеренно щелочной магмы за счет метасоматических процессов, подвергших перидотитовый источник. Присутствие водных минеральных фаз (например, флогопита или амфибола) как глубинные включения в умеренно щелочных базальтах может быть признаком такого метасоматизма. По нашему мнению, геохимические особенности умеренно щелочных оливиновых базальтов могут указать на то, что источником магмы может служить метасоматизированная флогопит-гранат-рутил содержащая литосферная мантия. Вероятно, при плавлении такого источника рутил остается в рестите и является причиной обеднения первичной магмы Nb и Ta-ом. Как указано выше, плавление литосферной мантии под действием мантийного плюма возможно принять и для центральной части Малого Кавказа.

Для плавления литосферной мантии альтернативным механизмом является теплота, выделяемая в результате поднятия астеносферной мантии за счет деляминации литосферной плиты. В результате проведенных исследований можно предполагать, что для начала плавления нужной теплотой может стать кипящая астеносферная часть метасоматизированной мантии. А для образования этого процесса ведущую роль играют отделяемые в результате древнего субдукционного процесса флюидные компоненты, которые метасоматически изменяют литосферную мантию. Эта мысль находит свое подтверждение вышеуказанными геохимическими сведениями (Nb-Ta-Zr-P-Ti минимумы, обогащение некогерентными элементами и др.).

С другой стороны, объединив обе модели, можно предположить роль каждой. Другими словами, в позднеколлизийное время в результате действия глубинного плюма происходит частичное плавление мантийной литосферы, обладающими надсубдукционными геохимическими характеристиками. Полученный расплав подвергается фракционированию и первичный состав соответствует умеренно щелочной оливин базальтовой магме. Этот расплав в условиях земной коры подвергался очередному фракционированию и контаминировались (или смешивались) с материалом верхней коры.

Проблемы образования риолитовой формации

Как показали результаты экспериментальных работ И.Д.Рябчикова (1987) расплав кислого состава (гранит-риолит) может образоваться в результате фракционирования андезитов. Для разъяснения этих или других задач была приготовлена геохимическая модель выплавления. Геохимическое моделирование парциального плавления осуществлялось на основе комбинированного коэффициента распределения микроэлементов для каждого элемента в системе минерал-расплав по формулам [22];

$$C_L = C_O(D_O + F \cdot [1 - D_O]) \text{ и } C_R = (C_O - F \cdot C_L)(1 - F)$$

здесь C_L -концентрация элемента в выплавке, C_O -концентрация элемента в исходной породе, F -степень плавления, C_R -концентрация элемента в рестите, D_O -комбинированный коэффициент распределения элементов в исходной породе по отношению к расплаву.

В качестве источника принят средний состав земной коры андезитового состава, предложенный С.Р.Тейлором и С.М.МакЛенноном [16], а в качестве расплава - риолит. При расчете использовались степени плавления: 5, 15 и 30%, которые можно принять реальными для выплавления риолитов из андезитового субстрата. В результате расчетов установлено, что распределение редкоземельных элементов, рассчитанное для отделяющегося риолитового расплава, достаточно точно соответствует такому в изученном риолите при степени плавления источника 15% [1, 2].

Таблица 1

Коэффициенты распределения, рассчитанные содержания элементов в расплавах и реститах

	La	Ce	Sm	Eu	Tb	Yb	Lu	Y	Zr	Rb	Sr	Ba	Th
Коэффициенты распределения													
D_0	0,5 1	1,4 0	0,5 9	1,6 8	1,0 7	1,2 2	1,0 1	0,9 0	0,6 7	0,05 6	2,9 9	0,7 3	0,0 4
Содержания элементов													
Степень плавления 5%													
C_L	35, 5	86, 4	6,1	0,6 7	0,6 0	1,8	0,3 0	24	146	406	138	471	54
C_R	17, 2	33, 6	3,4	1,0 7	0,6 1	2,1	0,2 8	20, 8	93	21,6	377	326	0,1
Степень плавления 15%													
C_L	32, 6	77, 6	5,7	0,7	0,6 0	1,8 5	0,3 0	23, 8	139	213	149	454	26, 1
C_R	14, 1	26, 4	2,8	1,0	0,5 4	1,9	0,2 6	18, 4	79	10,1	378	281	0,9
Степень плавления 30%													
C_L	28, 9	65, 5	5,2	0,7 4	0,6 1	1,9	0,3 0	23, 5	130	123	167	432	14, 6
C_R	10, 3	18, 3	2,1	0,8 8	0,4 6	1,6	0,2 1	15, 0	61	4,8	350	220	0,4 1

D_0 – комбинированный коэффициент распределения в андезитах, C_L , C_R – содержание элементов в расплавах и реститах. Коэффициенты распределения по [21].

Таблица 2

**Сопоставление характерных отношений редкоземельных элементов
в риолитах риолитовой формации, вероятном исходном субстрате
(андезитовая модель коры) и рестите (нижняя кора)**

Предполагаемый источник	(Ce/Yb) _N	(Tb/Yb) _N	Eu/Eu*
Андезитовая кора [16]	4,8	1,3	0,71
Расчетные выплавки, при степени плавления			
5%	13,3	1,5	0,41
15%	11,7	1,5	0,45
30%	9,6	1,5	0,51
Наблюдаемый состав выплавленного риолита			
Riolit	7,3	1,2	0,63
Расчетные реститы, процент остатка			
95%	4,4	1,3	0,95
85%	3,9	1,3	1,1
70%	3,2	1,3	1,17
Ожидаемый рестит			
Нижняя кора [16]	2,9	1,3	1,11

Остающийся после удаления расплава рестит в целом удовлетворительно соответствует валовому составу нижней земной коры континентов. Характерные отношения редкоземельных элементов подтверждают эти совпадения. Близость состава рестита к составу нижней коры достигается для SiO₂, K₂O, Rb, PЗЭ, Th - вследствие выноса в расплаве, а для TiO₂, FeO*, CaO, P₂O₅ – в результате накопления в остатке.

Геохимический состав исследуемых кислых вулканитов отражают их тектоно-магматическую природу. Так, на предложенной Дж.А.Пирсом и др. [21] дискриминационных диаграммах Ta-Yb, Rb-(Yb+Ta) фигуративные точки исследуемых вулканитов попадают в поля синколлизии, на границе и внутри островных дуг и синколлизии, а также в поле поздней и постколлизии. Размещение на диаграммах некоторых фигуративных точек в поле островных дуг объясняется тем, что в этих вулканитах сохраняются некоторые черты химизма, присущих породам предшествующей коллизии субдукционной обстановке.

Таким образом, этап плиоцен-четвертичного периода континентальной коллизии Афро-Аравийской и Аравийской плит отличался тектонической и термальной активностью источника мантии. В обстановке тектонического поднятия (uplift) под действием мантийного диапира образовался локальный анатексис кислый вулканизм и охватил восточной части Малого Кавказа в небольшом интервале (2,8-0,10 млн. лет). В условиях интенсивного сжатия сдвиги запад-северо-запад – восточного направления контролировал распределение центров кислого вулканизма.

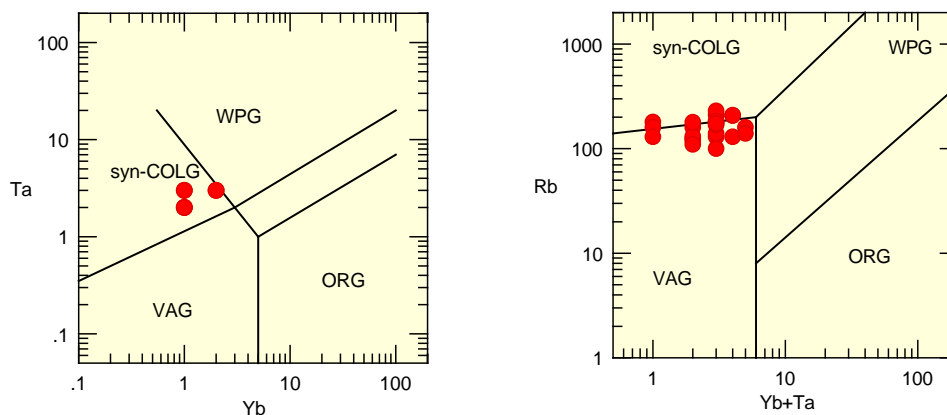


Рис. 4. Положение фигуративных точек верхнеплиоцен- четвертичных кислых вулканитов на диаграммах Ta-Yb и Rb-(Yb+Ta). Тектонические поля по [21]. VAG-вулканическая дуга; syn-COLG-синколлизийная; WPG-внутриплитная; ORG-орогенная.

Петрогеохимическая модель. Указанные фактические материалы, модельные расчеты говорят о различных источниках образования мафических и салических расплавов. Так, генерация мафического расплава (умеренно щелочного оливин базальтового состава) происходила из дифференцированного мантийного протолита, образование же салического расплава происходит во время поднятия базитовой магмы, за счет плавления субстрата земной коры. С другой стороны, салический расплав собирается в верхней части магматического резервуара и препятствует поднятию более тяжелой мафической магмы и за короткий срок в промежуточных очагах расплав подвергается дифференциации. Во время последующей эволюции дифференцированный мафический расплав вступает в реакцию с риолитовым расплавом, что влечет за собой образование пород среднего состава.

Таким образом, образование бимодально-контрастного вулканизма в центральной части Малого Кавказа в позднеплиоцен-четвертичный период можно представить следующим образом (рис.5).

Временная пространственная сопряженность корового и мантийного магматизма обусловила внедрение мантийных расплавов, в условиях растяжения, в нижнюю кору, что приводило к ее плавлению и образованию кислых вулканитов, обогащенных радиогенными Sr и Nd (риолитовая формация). Одновременно в данной ситуации смена обстановки сжатия на растяжение способствовала развитию рифтоподобных впадин, сводообразованию и проявлению слабо дифференцированного и недифференцированного вулканизма (трахибазальт-базальтовый трахиандезит-трахиандезитовая и базанит-тефритовые серии). При этом, при эволюции расплава в условиях земной коры доминирующую роль играл единый процесс AFC (ассимиляция и фракционная кристаллизация) и в промежуточных очагах стало необходимым смешивание мафического (трахиба-

зальт) и салического (риолит) расплавов и создались условия для образования средних пород. Однако в виду различной плотности и вязкости мафических и салических расплавов такое смешивание произошло в небольших количествах.

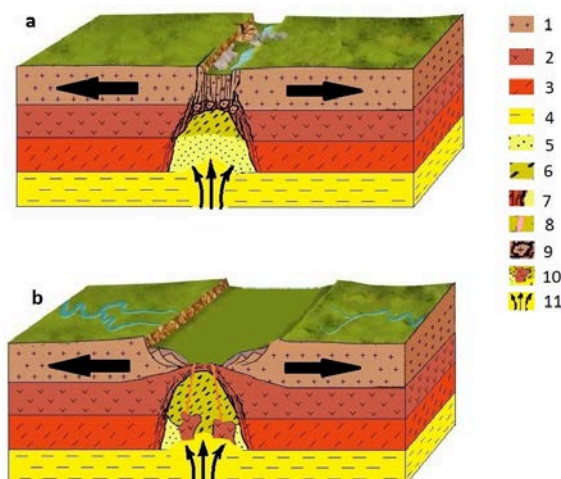


Рис.5. Схема тектонического развития и вулканизма областей магматического образования на верхнеплиоцен-четвертичном этапе развития Малого Кавказа. а-верхнеплиоценовая стадия; б-верхнеплиоцен-четвертичная стадия - стадия общего растяжения. 1-гранитный слой; 2-базальтовый слой; 3-мантия; 4-астенесфера; 5-метасоматизированная мантия; 6-область анатексиса; 7-частично расплавленный базальтовый слой; 8-дайки; 9-частично расплавленный гранитно-метаморфический слой; 10-частично расплавленный материал верхней мантии; 11-восходящая потоки мантийных флюидов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Vəliyev A.Ə. Kiçik Qafqazın gec Pliosen-Dördüncü Dövr turş vulkanizminin geokimyəvi xüsusiyyətləri // Gənc alimlərin əsərləri, 2010, №3, s. 83-89.
2. Vəliyev A.Ə. Kiçik Qafqazın Üst Pliosen-Dördüncü Dövr kolliziya vulkanizminin petrogeokimyəvi modeli. Yer elmləri üzrə fəlsəfə doktoru elmi dərəcəsi almaq üçün təqdim edilmiş dissertasiyanın avtoreferatı. Bakı, 2013, 30 s.
3. Həsənzuliyeva M.Y. Kiçik Qafqazın mərkəzi hissəsinin Neogen vulkanizminin petrogeokimyəvi modeli. Yer elmləri üzrə fəlsəfə doktoru elmi dərəcəsi almaq üçün təqdim edilmiş dissertasiyanın avtoreferatı. Bakı, 2014, 30 s.
4. Артемьев М.Е. Некоторые особенности глубинного строения впадин Средиземноморского типа по данным об изостатических аномалиях силы тяжести // Бюлл. МОИП. Отд. геол., 1971, т. XLVI, №4, с.39-52.
5. Богатиков О.А., Коваленко В.И., Шарков Е.В. Магматизм, тектоника, геодинамика Земли. М.: Наука, 2010, 606 с.
6. Бубнов С.Н., Лебедев В.А., Гольцман Ю.В. "Caucasus" – региональный нижнемантийный источник вещества неоген-четвертичных магматических пород Кавказского сектора Альпийского складчатого пояса: изотопно-геохимические характеристики / Материалы IV Российской конференции по изотопной геохронологии. Т.1, С.-Пб: ИП Каталкина, 2009, с.85-87.
7. Гасангулиева М.Я., Велиев А.А., Имамвердиев Н.А. и др. Вопросы петрогенезиса позднекайнозойского коллизионного вулканизма Малого Кавказа // Отечественная

- геология, 2010, № 6, с.33-42.
8. Ершов А.В., Никишин А.М. Новейшая геодинамика Кавказско-Восточно-Африканского региона // Геотектоника, 2004, №2, с.55-72.
 9. Имамвердиев Н.А. Геохимия позднекайнозойских вулканических комплексов Малого Кавказа. Баку: Nafta-Press, 2000, 192 с.
 10. 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.
 11. Исмаил-заде А.Д. Эволюция кайнозойского базитового вулканизма Малого Кавказа / Автореф. дисс. док. геол.-мин. наук, Тбилиси: 1990, 50 с.
 12. Кокс К.Г., Белл Дж.Д., Панкхерст Р.Дж. Интерпретация изверженных горных пород. М.: Недра, 1982, 414 с.
 13. Лебедев В.А., Бубнов С.Н., Чернышев И.В. и др. Геохронология и особенности генезиса субщелочных базальтов лавовых рек Джавахетского нагорья, Малый Кавказ: К-Аг и Sr-Nd изотопные данные // Геохимия, 2007, №3, с.243-258.
 14. Попов В.С. Смешение магм при формировании новейших вулканитов Кавказа // Вулканонология и сейсмология, 1981, № 1, с. 3-13.
 15. 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.143-231.
 16. Тейлор С.Р., Мак-Леннан С.М. Континентальная кора: ее состав и эволюция. Пер. с англ., М.: Мир, 1988, 384 с.
 17. Ярмолук В.В., Коваленко В.И., Кузьмин М.И. Северо-Азиатский суперплюм в фанерозое: Магматизм и глубинная геодинамика // Геотектоника, 2000, №5, с.3-29.
 18. Brandshaw T.K., Hawkesworth C.J., Gallagher K. Basaltic Volcanism in the Southern Basin and Range: No Role for a Mantle Plume // Earth and Planetary Sci. Lett., 1993, v.116, p.45-62.
 19. Keskin M. Magma Generation by Slab Steepening and Breakoff Beneath a Subduction-Accretion Complex: An Alternative Model of Collision Related Volcanism in Eastern Anatolia, Turkey // Gephys. Res. Lett. 2002, 30(24), 8046, doi:10.1029/2003GL018019.
 20. Pearce J.A., Bender J.F., De Long, Kidd W.S.F. et al. Genesis of Collision Volcanism in Eastern Anatolia, Turkey // J. Volcanol. Geotherm. Res. 1990, v.44, p.189-229.
 21. Rollinson H. Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation. London: 1994, 352 p.
 22. Shaw D.M. Trace Element Fractionation During Anatexis // Geochem. Cosmochim. Acta, 1970, v.34, p.237-243.
 23. Yildirim Dilek, Nazim Imamverdiyev, Şafak Altun-kaynak Geochemistry and Tectonics of Cenozoic Volcanism in the Lesser Caucasus (Azerbaijan) and the Peri-Arabian region: Collision-induced Mantle Dynamics and its Magmatic Fingerprint // International Geology Review, volume 52, issue 4-6 2010, p.536-578.
 24. Wilson M. Igneous Petrogenesis. A Global Tectonic Approach. Harper Collins Academic, 1991, 466 p.
 25. Zindler A., Hart S. Chemical Geodynamics // Annu. Rev. Earth Planet. Sci. 1986, No.14, p.493-571.

KIÇİK QAFQAZIN ÜST PLİOSEN-DÖRDÜNCÜ DÖVR KOLLİZİYA VULKANİZMİNİN PETROGEOKİMYƏVİ MODELİ

N.A. İMAMVERDİYEV, A.Ə. VƏLİYEV, M.Y. HƏSƏNQULİYEVA

XÜLASƏ

Məqalə Kiçik Qafqazın Üst Pliosen-Dördüncü dövr kolliziya vulkanizminin petrogeokimyəvi xüsusiyyətlərinə həsr olunmuşdur. Modelləşmə nəticəsində müəyyən olunmuşdur ki, traxibazalt-traxiandezit formasiya süxurları üçün ilkin mantiya ərintisi hesab edilən mülayim qələvilə

olivinli bazaltların təkamülü baş süxurəmələgətirən və aksesor mineralların tərkiblərinin dəyişməsi hesabına, nisbətən daha turş süxurların (orta süxurların) əmələ gəlməsi isə kifayət qədər turş ərintinin assimilyasiya olunması hesabına baş vermişdir. Mülayim qələvili olivinli bazaltların geo-kimyəvi xüsusiyyətləri maqmanın mənbəyinin metasomatitləşmiş floqopit-qranat-rutil saxlayan litosfer mantiyasının olmasına dəlalət edə bilər. Hesablamalar nəticəsində müəyyən olunmuşdur ki, andezit substratından ayrılan riolit ərintisinin ərimə payı 15%-ə yaxındır. Ərinti uzaqlaşdıqdan sonra qalan restit bütövlükdə götürüldükdə kontinentlərin aşağı yer qabığının ümumi tərkibinə uyğun gəlir. Nadir torpaq elementlərinin səciyyəvi nisbətləri bu uyğunluğu təsdiq edir. Göstərilən faktiki materiallar, model hesablamaları mafik və salik ərintilərin müxtəlif mənbələrdən əmələ gəlməsinə dəlalət edir. Belə ki, mafik ərintinin (mülayim qələvili olivinli bazalt tərkibli) generasiyası diferensiasiyaya uğramış mantiya təbiətli protolitinin, salik ərintinin əmələ gəlməsi isə bazit maqmasının qalxması zamanı yer qabığı protolitinin əriməsi hesabına baş verir. Digər tərəfdən, salik təbiətli ərinti maqmatik rezervuarın yuxarı hissəsində toplanır və daha ağır olan mafik təbiətli maqmanın yuxarı qalxmasına maneçilik törədir və kifayət qədər qısa bir zamanda aralıq ocaqlarda ərinti diferensiasiyaya məruz qalır. Növbəti təkamül zamanı isə diferensiasiyaya uğramış mafik ərinti riolit ərintisi ilə reaksiyaya girərək orta tərkibli süxurların əmələ gəlməsinə səbəb olur.

Açar sözlər: petrogeokimyəvi model, Kiçik Qafqaz, Üst Pliosen-Dördüncü dövr kolliziya vulkanizmi

PETROGEOCHEMICAL MODEL OF LATE PLIOCENE-QUATERNARY COLLISION VOLCANISM OF THE LESSER CAUCASUS

N.A.IMAVERDIYEV, A.A.VALIYEV, M.Y.HASANGULIYEVA

SUMMARY

The article is devoted to the petrogeochemistry of the late Pliocene-Quaternary collision volcanism in the Lesser Caucasus. The simulation revealed that the evolution of moderately alkaline olivine basalts (considered a primary mantle melt the rocks trachybasalt-trachyandesite formation) occurs due to changes in the composition of the main rock-forming and accessory minerals. Average rock formations formed by the assimilation of poorly differentiated primary magma acidic melt. Geochemical features of moderately alkaline olivine basalts indicate that the source of magma is a metasomatized, phlogopite-garnet-rutile containing lithospheric mantle. The calculations have shown that the proportion of melting rhyolitic melt separated from andesite substrate is close to 15%. After removal of the remaining melt, the restite becomes entirely consistent with the composition of the lower crust. The typical ratio of rare earth elements confirms this. These fact sheets, model calculations indicate various sources of education of salic and mafic melts. Thus, the generation of mafic melt (moderately alkaline olivine basalt composition) comes from a differentiated mantle protolith and the formation of a salic melt occurs during lifting mafic magma by melting of crustal substrate. On the other hand, the salic concentrates on the top of the magma reservoir and prevents lifting a heavier mafic magma, and in a short time the melt is subjected to differentiation. During subsequent evolution the differentiated mafic melt reacts with rhyolitic melt, which entails the formation of secondary rocks.

Key words: petrogeochemical model, Late Pliocene-Quaternary collision volcanism, Lesser Caucasus

Поступила в редакцию: 12.03.2015 г.

Подписано к печати: 21.04.2015 г.