

ISSN 2221-3198

ГЕОЛОГИЯ И ГЕОФИЗИКА ЮГА РОССИИ

№ 2 / 2017



УДК 552.32

DOI: 10.23671/VNC.2017.2.9488

КЕЛЬСКИЙ ВУЛКАНИЧЕСКИЙ РАЙОН (РЕСПУБЛИКА ЮЖНАЯ ОСЕТИЯ): ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПОРОД И ИХ ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ

© 2017 В. М. Газеев^{1,2}, к.г.-м.н., А. Г. Гурбанов^{1,2}, к.г.-м.н., А. Б. Лексин¹, А. Я. Докучаев¹, к.г.-м.н., О. А. Гурбанова³, к.х.н.

¹ФГБУН Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Россия, 119017, г. Москва, Старомонетный пер., 35;

²ФГБУН Федеральный научный центр «Владикавказский научный центр РАН», Россия, 362027, РСО-Алания, г. Владикавказ, ул. Маркуса, 22, e-mail: gazeev@igem.ru;

³ФГБОУВО Московский государственный университет им. М. В. Ломоносова, Россия, 119991, г. Москва, Ленинские горы, 1

В юго-западной части восточного сегмента мегантиклинория Большого Кавказа расположены четвертичные вулканы Кельского вулканического района. Проведено петрографическое и геохимическое изучение вулканитов, приведены результаты РФА, ICP-MS, INAA анализов и их обсуждение. Впервые показано, что породы обладают адакитоподобными характеристиками и по геохимическим параметрам они близки к вулканитам, формирующимся в субдукционных геодинамических обстановках (условиях). Сделано предположение, что геохимические особенности этого вулканизма следует связывать с «шоловой тектоникой» и с деформационными процессами, развивающимися при взаимодействии Черноморско-Закавказского микроконтинента с Большим Кавказом.

Ключевые слова: Кельский вулканический район, геохимические особенности лав, четвертичные вулканы, петрография, субдукционная обстановка, геодинамические реконструкции.

Введение

Вулканические районы Казбекской неовулканической области (КНВО), как и весь позднемиоцен-голоценовый магматизм Большого Кавказа (БК) приурочены к зоне Транскавказского поперечного поднятия (ТПП) – крупнейшей поперечной структуре, пересекающей с юга на север весь Кавказский регион. Возникновение и формирование зоны ТПП обусловлено коллизией, с последующим «вдавливанием» Аравийской плиты в Черноморско-Закавказский микроконтинент (ЧЗМК) с передачей напряжений в южную часть Скифской плиты (СП). Тектонические нагрузки, возникшие в результате интенсивного тангенциального сжатия, привели к формированию серий зон кулисообразно расположенных разломов субмеридионального простирания, к которым приурочены очаговые зоны землетрясений и центры вулканической активности на территориях Закавказья и БК.

Магматическим объектам КНВО посвящены многочисленные публикации, в которых рассматриваются возраст, химизм слагающих пород, эволюция магматизма и история развития регионов. Однако необходимо отметить недостаточную геохимическую (включая и изотопную) изученность магматических пород, что не позволяет проводить полноценные региональные сопоставления вулканитов по содержаниям и характеру распределения в них редких, редкоземельных элементов,

на основе чего обычно проводятся геодинамический анализ и реконструкции тектонических обстановок. Сейчас имеются различные представления о геодинамических режимах, существовавших в период позднемиоцен-четвертичного этапа развития Кавказского региона: континентальная коллизия [Phillip et al., 1989]; смена коллизионной обстановки синколлизийным рифтингом [Имамвердиев, 2000]; проявления микроплитной шоловой тектоники [Абрамович и др., 1997; Гиоргобиани, 2016]; обстановка совмещения континентальной коллизии и «горячей точки» [Бубнов, Гольцман, 2005]. Все это свидетельствует о многообразии взглядов на происхождение плиоцен-четвертичных магматических комплексов. Основой, для геодинамического анализа обычно служат: геологические; геофизические; петрохимические и геохимические (включая изотопные) данные. В настоящей статье приведены результаты петрографического и геохимического изучений пород Кельского вулканического района (КВР), проведенных на территории республики Южная Осетия.

Геологическое строение Кельского вулканического района

Кельский вулканический район, совместно с Казбекским, Джавским, и Кабардин-Сакохетским, входит в состав Казбекской неовулканической области. Территориально КВР расположен в приводораздельной части южного склона БК, в истоках рек Арагви, Большой Лиахви и Ксани, т.е. на территории Грузии и Южной Осетии. В тектоническом плане он приурочен к юго – западной части восточного сегмента мегантиклинория БК, и находится в северной части субширотно ориентированной Абхазо – Рача – Кахетинской зоны (Чиатурский флишевый синклиниорий), вблизи от поперечных глубинных разломов (Казбек – Цхинвальского, Мнадонского) сочленяющих зону длительного прогибания (Восточный сегмент БК) со структурой устойчивого поднятия (Центральный сегмент БК). В КВР насчитывается до 35 центров вулканической активности сосредоточенных, в основном, между районом Крестового перевала на востоке и истоками р. Бол. Лиахвы на западе. Здесь выделяют несколько участков, на которых сгруппированы близко расположенные вулканы и экструзии. **Восточный участок** образуют вулканы в районе Крестового перевала, **центральный** – сложен группой вулканов Непискало, **южный** – представлен группой вулканов Нарван-Хох, а **западный** – представлен Эрман – Ахубатской группой вулканов. На основании геоморфологических методов (соотношение вулканических образований с датированными ледниковыми [вюрмскими] или иными элементами рельефа, считается, что вулканическая активность здесь началась в среднем плейстоцене (Q_{II}) и интенсивно проявилась в позднем плейстоцене (Q_{III}) и голоцене (Q_{IV}) [Станкевич, 1976]. По радиологическим данным (К-Аг метод) вулканическая активность длилась около 225 тыс. лет. Выявлены временные рамки трех главных фаз вулканической активности: 225-170, 130-60 и менее 30 тыс. лет назад [Лебедев и др., 2004]. По данным микросейсмического зондирования (ММЗ) практически под всей структурой БК на глубинах от 9-10 до 45-50 км выделяется низкоскоростное тело с выдержанной пологой кровлей. По Осетинскому профилю ММЗ южнее зоны Главного Кавказского разлома – в «Джавском вулканическом районе» отмечена апофиза низкоскоростного включения, прослеживающаяся до приповерхностных горизонтов континентальной коры, с падением в сторону осевой части БК [Рогожин и др., 2015].

Фактический материал и методы его исследования

В 2009 и 2010 годах, благодаря поддержке министра образования и науки Республики Южной Осетии д.ф.-м.н. А.Г. Кусраева, нами были проведены рекогносцировочные полевые работы для оценки потенциальной рудоносности юрских и новейших вулканитов, развитых на территории Республики Южная Осетия (рис. 1). В эти годы было проведено опробование вулканитов в центральной и северо-западной части КВР. При финансовой поддержке НИР (тема № 1) ВНЦ РАН из собранных образцов были изготовлены шлифы и проведено их петрографическое изучение. Аналитические исследования выполнены в ЦКП «ИГЕМ – Аналитика»: определены концентрации петрогенных и микроэлементов рентгено-флуоресцентным методом (XRF); рудных, редких и редкоземельных элементов – методом спектроскопии с индукционно-связанной плазмой с масс-спектрометрическим окончанием (ICP-MS) на масс-спектрометре X-Series II и методом инструментального нейтронно-активационного анализа (INNA) в группе ядерно-физических методов лаборатории Радиогеологии и радиогеоэкологии ИГЕМ РАН. При производстве анализов использовались отраслевые и международные стандарты, методики и условия анализов принятые в ИГЕМ РАН. Результаты этих исследований приведены в табл. 1, 2, 3.

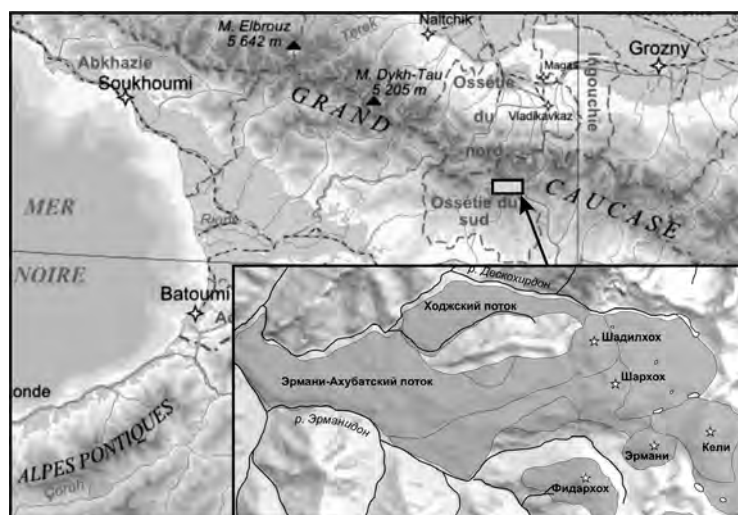


Рис. 1. Местоположение вулканитов КВР на территории Южной Осетии (В нижней части фрагмент карты из публикации [Лебедев и др., 2004]).

На основе результатов аналитических исследований построены классификационные, петрогенетические диаграммы и графики, используемые для расшифровки геодинамических условий образования вулканитов. На некоторых диаграммах, для сравнения, показаны результаты XRF анализов вулканитов Казбекского центра, проведенные в университете г. Гизена в ФРГ в 1990 г. [15].

Петрографическая характеристика вулканитов

На обследованной территории КВР присутствуют разновозрастные лавовые потоки сложенные андезитами, дацитами, риодацитами (рис. 2, 3) и экструзивные тела дацитового состава.



Рис. 2. Положение пород КВР на классификационной диаграмме $(Na_2O+K_2O) - SiO_2$

Андезиты – породы темно-коричневого цвета с редкими вкрапленниками полевого шпата. Микроструктура сериально- и гломеропорфировая. Вкрапленники сложены плагиоклазом 2-х генераций, пироксеном и их сростками, погруженными в интерсертально-пилотакситовую основную массу, состоящую из лейст плагиоклаза, промежутки между которыми заполнены стекловатым мезостазином. Плагиоклаз первой генерации (размер зерен до $1,5 \times 2,5$ мм) представлен несколькими разновидностями. Наиболее часто встречаются: пятнисто зональные кристаллы, ядерные части которых представлены олигоклазом, а периферийные – андезином; кристаллы андезина, со следами скелетного роста, содержащие включения пироксена и стекла. Плагиоклаз второй генерации (основной андезин – лабрадор) присутствует в виде удлинённых таблитчатых кристаллов размером до $0,3 \times 0,7$ мм. Микролиты основной массы сложены андезином. Ромбический пироксен по оптическим свойствам близок к энстатиту. Иногда отмечаются кристаллы с незначительным косым погасанием – клиноэнстатит. Гомеогенные включения образованы существенно пироксеновыми либо плагиоклазовыми и плагиоклаз – пироксеновыми агрегатами.

Дацинты – светло – серые породы с вкрапленниками полевого шпата или темноцветного минерала и иногда кварца. Микроструктура сериально- и гломеропорфировая или мелкопорфировая. Основная масса микролитовая и пилотакситовая. Вкрапленники представлены плагиоклазом (две генерации), амфиболом, ромбическим пироксеном и редко кварцем с пироксеновой каемкой. Плагиоклаз первой генерации – зональные кристаллы олигоклаз-андезина размером до $1,0 \times 2,0$ мм, а второй – кристаллы лабрадора размером до $0,2 \times 0,8$ мм. Микролиты представлены олигоклазом. В случаях мелкопорфирового сложения вкрапленники имеют размеры до $0,3 \times 0,6$ мм и представлены андезином, а микролиты – олигоклаз – андезином. Ромбический пироксен по оптическим свойствам близок к гиперстену. Амфибол – опациitized кристаллы базальтической роговой обманки размером до $0,7 \times 2,6$ мм. Гомеогенные включения представлены как мономинеральными сростками вкрапленников, так и плагиоклаз-пироксеновыми и плагиоклаз-амфиболовыми агрегатами. Иногда в них присутствует зеленая шпинель. В некоторых шлифах отмечается внутри поровая минерализация серы.

Дацинты экструзивных тел имеют тот же набор вкрапленников, что и в лавах: зональный плагиоклаз – андезин, амфибол, ромбический пироксен. Микроструктура пород сериально- и гломеропорфировая. Основная масса полностью раскристаллизована, за исключением приконтактных участков и изменяется от аллотриаморфной до аллотриаморфно-пилотакситовой и микропойкилитовой.

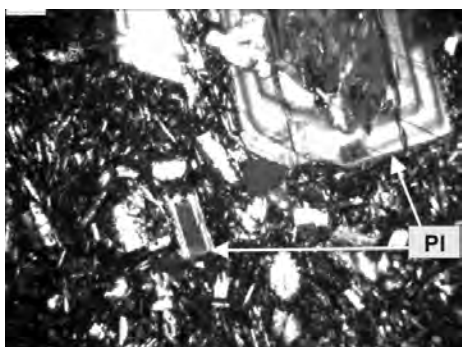


Рис. 3.1. Серийно-порфировая структура андезитов. Диагональ снимка (Д 1,5 мм)

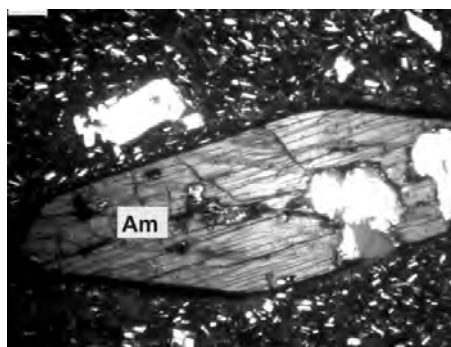


Рис. 3.2. Вкрапленник базальтической роговой обманки (Д 2,9 мм)

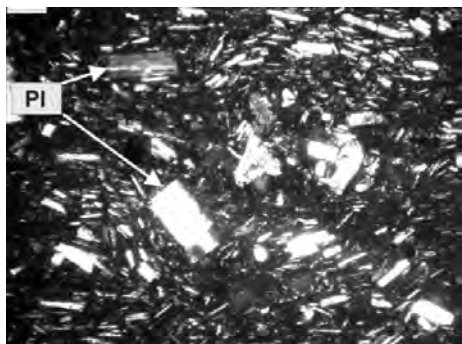


Рис. 3.3. Мелкопорфировая структура дацитов. (Д 1,5 мм)

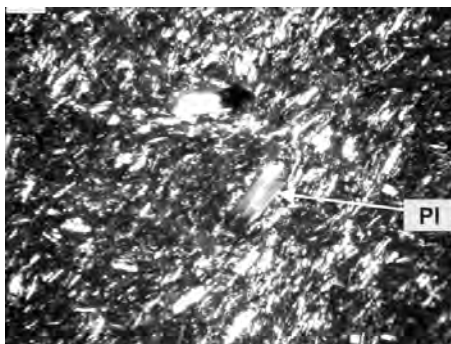


Рис. 3.4. Мелкоредкопорфировая структура риодацитов (Д 1,5 мм)

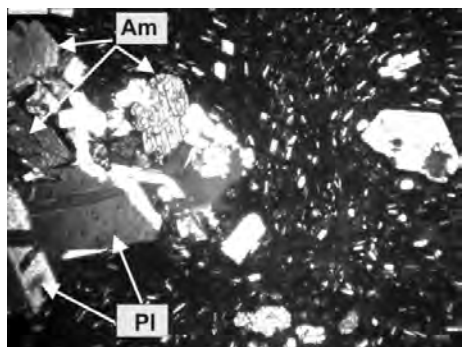


Рис. 3.5. Гломеропорфировая структура. Сrostки индивидов плагиоклаза и амфибола (Д 1,5 мм)

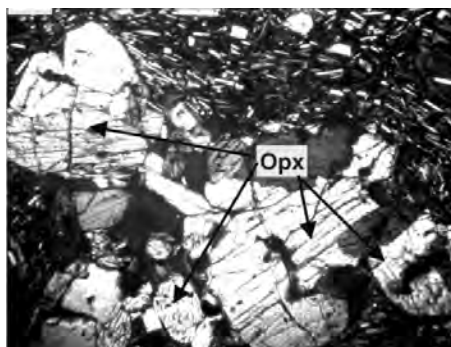


Рис. 3.6. Сrostки индивидов ромбического пироксена (Д 2,9 мм)

Рис. 3. Микрофотографии вулканитов

Риодациты – тонкоплитчатые, афонитовые породы темно-серого цвета. Микроструктура мелко и редко порфировая. Вкрапленники размером до 0,2×0,5 мм представлены ромбическим пироксеном и олигоклазом. Основная масса пилотакситовая и микропйкилитовая и состоит из микролитов олигоклаза, биотита и рудного минерала.

Петрохимические, геохимические характеристики пород

На классификационной диаграмме вулканических пород ($Na_2O + K_2O$) – SiO_2 (рис. 2) построенной по результатам XRF (табл. 1) фигуративные точки составов исследованных образцов сгруппированы в полях андезитов, дацитов и риодацитов.

Это нормально щелочные ($Na_2O + K_2O = 5-7$ мас. %), низкотитанистые ($TiO_2 < 1\%$), умеренно калиевые образования, в которых отношение Na_2O/K_2O варьирует от 1,5 до 3,0 (рис. 4). В большинстве случаев оно >2 и <3 , и не выходит за пределы калиево-натриевой серии. На вариационных диаграммах SiO_2 – петрогенные элементы, отмечается обратная корреляция содержаний TiO_2 , Al_2O_3 , MgO , CaO , FeO с SiO_2 (рис. 4), незначительное увеличение Na_2O и отсутствие какой либо корреляции содержаний K_2O с SiO_2 .

На петрогенетических диаграммах (рис. 5) фигуративные точки составов сгруппированы: в поле вулканитов (SSZ) зон субдукции ($K_2O - SiO_2/15 - MgO$); частично в поле базальтов (IAB, ACMB) островных дуг и активных континентальных окраин, формирующихся без участия плюмовой компоненты (Nb/Y) – (Sr/Y); в поле адакитов и известково-щелочных пород (Sr/Y) – Y; в поле высокоглиноземистых адакитов (*Adakites high-Al TTD*), где они группируются вдоль тренда плавления гранатового амфиболита ($(La/Yb)_N - Yb_N$); на рис. 5д фигуративные точки сгруппированы вдоль тренда слэбовых расплавов (*Slab melts*). По геохимическим данным, полученным методом ICP-MS (табл. 2), построены мультиэлементные спектры и спектры распределения REE. На спайдер диаграмме (рис. 5е) при нормировании по хондритовому стандарту [Sun, McDonough, 1989] отмечается фракционирование редких земель с обогащением легкими редкоземельными элементами (LREE) и обеднением тяжелыми (HREE). La^N/Lu^N отношение варьирует: в андезитах в пределах 10-15, в дацитах в пределах – 13-18, в риодацитах в пределах – 18; La^N/Yb^N отношение – в пределах 14–16, 15-18, 18; La^N/Sm^N – в пределах 4-4,2, 3,9-4,2, 3,7; Gd^N/Yb^N – в пределах 2,2-2,6, 2,6, соответственно. Величина количественного дефицита европия, используемая для оценки степени дифференциации расплава, обычно характеризуется коэффициентом Eu/Eu^* . Где $Eu^* = \sqrt{(Sm_{ноп}/Sm_{хонд} \times Gd_{ноп}/Gd_{хонд})}$. Eu/Eu^* составляет в: андезитах 0,9-1,0, дацитах 0,94-1,0, риодацитах – 1,0, что указывает на отсутствие заметной дифференциации, со значительной ролью фракционирования плагиоклаза. Высокая (14–18) величина La^N/Yb^N отношения указывает на наличие граната в источнике данных пород [Емельянова, 2016], что подтверждается низкими содержаниями Y и HREE. Мультиэлементные спектры, нормированные по N-MORB, свидетельствуют о заметном обогащении пород LILE и обеднении HFSE. Отмечается негативная аномалия тугоплавких элементов (Nb, Ta) и заметные минимумы в содержании P и Ti, Y и Sm, и слабая положительная аномалия Sr в андезитах и дацитах. В вулканитах различных геодинамических обстановок часто рассматриваются поведения Ti, Nb, Ta, Zr, Hf и величин Nb/Ta и Zr/Nb отношений. Для хондрита характерно $Nb/Ta = 17,6$; $Zr/Nb = 35-37$. В открытой плавящейся системе, при наличии флюидов, температура фракционирования Ta в расплав в два раза ниже, чем Nb, что обуславливает значительные вариации Nb/Ta в породах островных дуг и активных континентальных окраин. В закрытом источнике Ta и Nb переходят в расплав при одинаковой температуре и значения Nb/Ta варьируют в узком диапазоне (15–19) [Емельянова, 2016]. Для КВР Nb/Ta в: андезитах = 6-24, дацитах = 8-23, риодацитах = 13-56. Это, в совокупности с низкими концентрациями Ti, содержание которого понижается при обводненности среды [Абрамович и др., 1997], служит указанием на присутствие флюида при формировании исходных расплавов. Сравнение содержаний (табл. 1, 2, 3) с кларками средних по составу пород (по А. П. Виноградову и С. Р. Тейлору) показало незначительное превышение концентрации Ag, Sc, Se, U, Cs, Bi.

Таблица 1.

**Результаты RFA пород Кельского вулканического нагорья
(оксиды в мас. %; элементы в г/т)**

№ обр	105/09	106/09	107/09	109/09	110/09	112/09	115/09	117/09	119/09	124/09	125/09	126/09	127/09
<i>SiO₂</i>	61,38	63,85	63,75	62,51	68,63	65,44	64,48	64,01	64,54	62,71	63,64	68,66	67,77
<i>TiO₂</i>	0,81	0,79	0,79	0,80	0,52	0,70	0,77	0,74	0,71	0,96	0,73	0,66	0,53
<i>Al₂O₃</i>	15,62	16,93	16,78	17,02	16,03	16,53	15,91	17,13	16,53	18,15	16,94	15,40	15,30
<i>Fe₂O₃</i>	5,10	5,08	5,13	5,18	3,55	4,44	4,65	4,94	4,59	4,60	4,44	3,48	3,39
<i>MnO</i>	0,15	0,14	0,15	0,15	0,15	0,12	0,14	0,14	0,12	0,13	0,13	0,07	0,07
<i>MgO</i>	1,96	2,14	2,18	2,03	1,13	1,35	1,75	2,07	3,07	1,59	1,57	1,32	1,59
<i>CaO</i>	5,28	4,97	4,98	5,05	3,85	4,48	4,56	4,52	4,17	5,53	4,76	4,16	3,95
<i>Na₂O</i>	3,40	4,49	4,26	4,12	4,33	4,51	4,04	4,26	4,02	4,51	4,15	5,04	4,61
<i>K₂O</i>	1,94	2,00	1,94	1,90	1,88	1,86	1,91	1,93	2,06	2,00	2,24	1,80	1,67
<i>P₂O₅</i>	0,15	0,20	0,14	0,15	0,11	0,17	0,15	0,17	0,18	0,19	0,20	0,17	0,15
<i>S</i>	0,04	0,02	0,04	0,03	0,02	0,04	0,06	0,04	0,06	0,01	0,04	0,01	0,02
ппп	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
<i>Сумма</i>	95,83	100,61	100,14	98,94	100,2	99,64	98,42	99,95	100,05	100,38	98,84	100,77	99,05
<i>Cr</i>	123	117	129	114	40	66	107	112	108	52	90	50	60
<i>V</i>	96	103	105	96	65	83	90	97	85	76	85	60	65
<i>Co</i>	12	19	12	10	12	13	14	7	6	5	5	6	13
<i>Ni</i>	34	39	42	35	16	24	26	27	31	7	14	11	22
<i>Cu</i>	42	32	33	54	36	82	42	23	19	8	14	29	16
<i>Zn</i>	79	68	69	79	64	82	70	62	55	62	58	57	53
<i>Pb</i>	24	14	16	16	12	18	19	12	23	17	22	16	18
<i>Rb</i>	64	64	61	64	72	66	67	70	75	67	73	61	56
<i>Sr</i>	479	501	501	494	362	518	453	454	425	529	476	445	424
<i>Ba</i>	370	375	397	370	364	410	364	395	361	440	435	400	378
<i>Nb</i>	7	7	8	8	9	8	7	9	9	6	11	3	1
<i>Zr</i>	162	175	170	172	172	178	170	174	161	184	180	195	172
<i>Y</i>	12	13	16	16	16	13	11	15	14	19	19	15	12

№ обр	112/10	113/10	114/10	115/10	116/10
<i>SiO₂</i>	68,69	66,12	63,50	62,42	64,18
<i>TiO₂</i>	0,62	0,67	0,73	0,73	0,71
<i>Al₂O₃</i>	14,87	15,41	16,12	16,38	15,87
<i>Fe₂O₃</i>	3,64	3,96	4,95	5,96	5,02
<i>MnO</i>	0,06	0,07	0,13	0,13	0,09
<i>MgO</i>	1,01	1,23	3,89	3,49	2,34
<i>CaO</i>	3,97	4,67	4,22	4,47	4,61
<i>Na₂O</i>	4,31	4,24	3,75	3,76	3,81
<i>K₂O</i>	1,85	1,97	1,92	1,78	2,27
<i>P₂O₅</i>	0,14	0,16	0,16	0,18	0,14
<i>S</i>	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02
ппп	0,55	1,21	0,3	0,4	0,66
<i>Сумма</i>	99,73	99,73	99,56	99,72	99,72
<i>Cr</i>	42	40	137	103	68
<i>V</i>	65	73	107	96	101
<i>Co</i>	8	5	5	5	9
<i>Ni</i>	8	7	13	24	24
<i>Cu</i>	10	10	10	21	12
<i>Zn</i>	44	43	48	48	53
<i>Pb</i>	20	10	21	19	17
<i>Rb</i>	69	56	66	59	57
<i>Sr</i>	439	465	451	503	448
<i>Ba</i>	456	447	447	448	371
<i>Nb</i>	5	6	9	5	4
<i>Zr</i>	178	188	169	172	159
<i>Y</i>	13	14	16	17	16

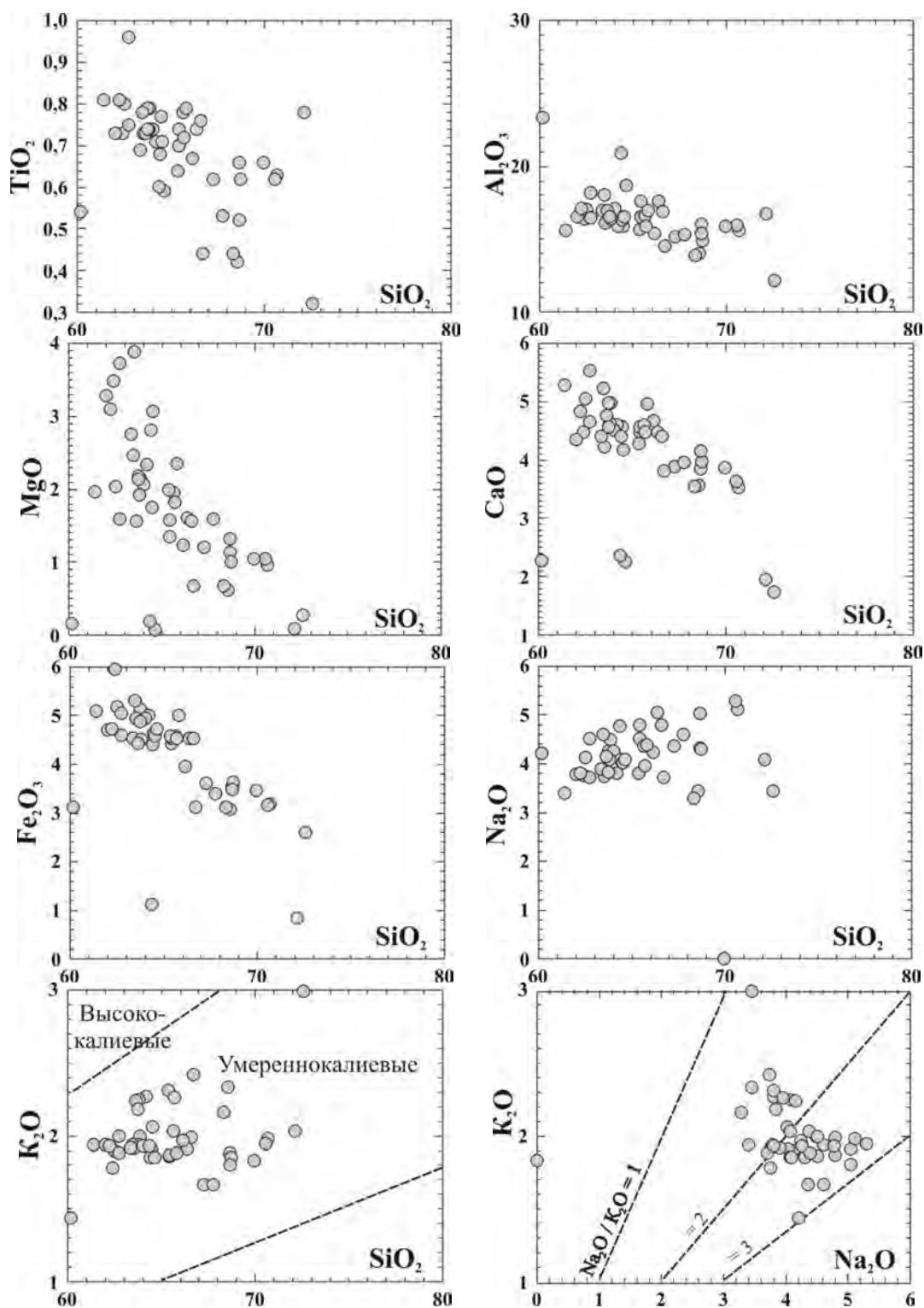
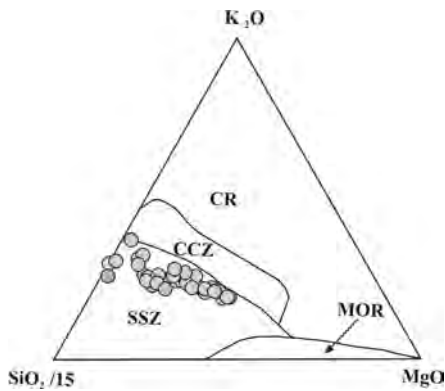
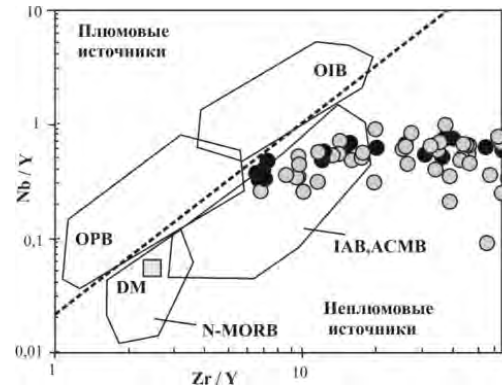


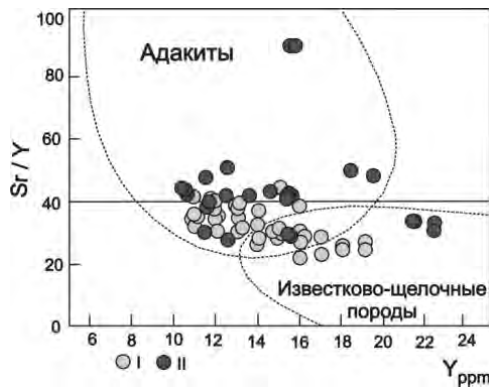
Рис. 4. Составы вулканитов на вариационных диаграммах SiO_2 – петрогенные элементы



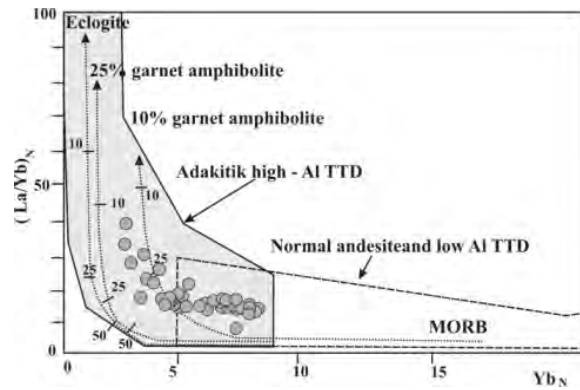
5а. $K_2O - SiO_2 - MgO$



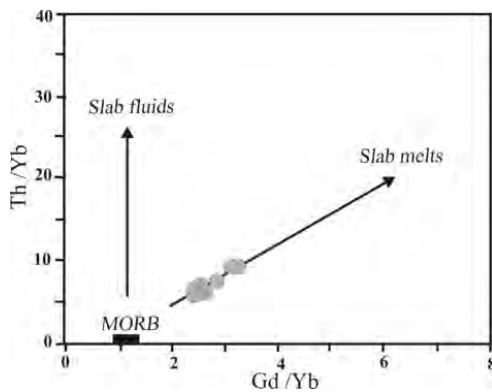
5б. $(Nb/Y) - (Zr/Y)$



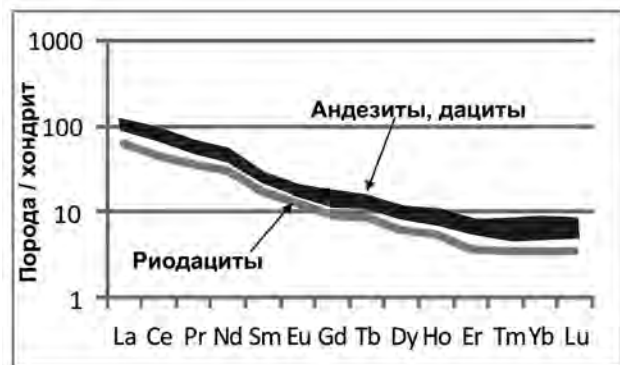
5в. $(Sr/Y) - Y$



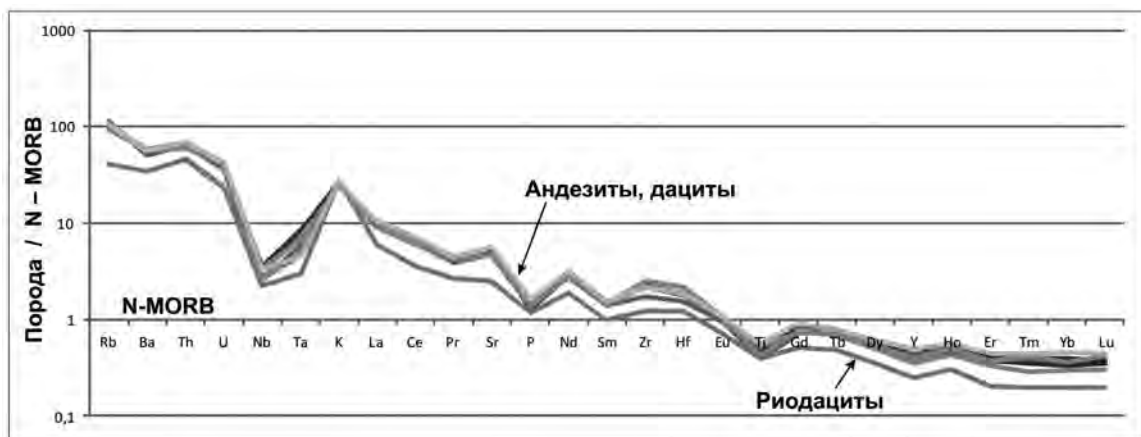
5г. $(La/Yb) - Yb$



5д. $(Th/Yb) - (Gd/Yb)$



5е. Спектры РЗЭ (Порода/хондрит)



5ж. Мультиэлементные спектры (Порода/N – MORB)

Рис. 5. Составы вулканитов КВР на петрогенетических диаграммах

Таблица 2.

**Результаты ICP-MS анализа пород Кельского вулканического нагорья
(содержания элементов в г/т)**

Элементы	Номера проб							
	105/09	109/09	111/09	117/09	122/09	113/10	115/10	126/10
<i>Li</i>	33	35	20	37	26	22	27	36
<i>Be</i>	1,5	1,8	1,9	1,4	2,4	1,6	1,7	1,7
<i>Sc</i>	20,9	14,8	10,3	22,6	<ПО	24	17,7	1,2
<i>Ti</i>	3990	4221	3535	3047	2969	3313	3984	4267
<i>V</i>	103	106	86	81	47	68	102	97
<i>Cr</i>	131	133	83	98	28	31	121	81
<i>Mn</i>	927	967	724	727	289	482	916	875
<i>Co</i>	14	15	12	9,7	6,7	8,6	15	10
<i>Ni</i>	50	50	30	27	12	16	50	21
<i>Cu</i>	41	56	37	24	22	12	36	12
<i>Zn</i>	69	108	66	62	52	57	58	76
<i>Rb</i>	61	64	56	63	23	53	60	60
<i>Sr</i>	492	503	501	431	231	426	512	516
<i>Y</i>	12	13	11	12	6,9	10	11	14
<i>Zr</i>	160	168	165	130	90	190	161	163
<i>Nb</i>	8,3	9,4	6,5	6,0	5,3	6,1	8,0	8,0
<i>Mo</i>	1,9	4,2	1,2	1,5	1,1	1,2	1,5	0,66
<i>Ag</i>	1,7	5,4	1,1	1,0	0,42	1,31	1,3	0,80
<i>Cd</i>	0,26	0,47	0,38	0,27	0,13	0,33	0,37	0,28
<i>Cs</i>	4,1	3,9	2,6	4,3	2,2	2,6	2,7	3,7
<i>Ba</i>	348	343	363	320	220	363	357	355
<i>La</i>	24	25	25	23	15	23	25	26
<i>Ce</i>	51	51	51	47	27	45	50	54
<i>Pr</i>	5,3	5,5	5,5	5,1	3,5	5,5	5,4	6,0
<i>Nd</i>	21	21	21	20	14	21	21	23
<i>Sm</i>	3,8	3,9	3,8	3,7	2,6	3,8	3,8	4,1
<i>Eu</i>	1,0	1,1	1,0	1,0	0,74	1,1	1,1	1,1
<i>Gd</i>	3,0	3,3	2,8	2,7	1,9	2,9	2,7	3,4
<i>Tb</i>	0,49	0,60	0,46	0,49	0,32	0,46	0,50	0,53
<i>Dy</i>	2,7	2,7	2,4	2,3	1,6	2,3	2,5	2,8
<i>Ho</i>	0,53	0,60	0,47	0,51	0,31	0,44	0,51	0,57
<i>Er</i>	1,2	1,3	1,1	1,1	0,6	1,0	1,1	1,3
<i>Tm</i>	0,18	0,27	0,16	0,18	0,09	0,13	0,19	0,20
<i>Yb</i>	1,2	1,3	1,0	1,1	0,6	0,9	1,1	1,4
<i>Lu</i>	0,17	0,27	0,16	0,19	0,09	0,14	0,19	0,20
<i>Hf</i>	3,8	4,5	3,9	3,2	2,5	4,5	3,7	3,9
<i>Ta</i>	1,1	1,5	0,62	0,75	0,40	0,66	0,91	0,60
<i>W</i>	2,5	4,1	1,6	2,3	0,81	1,4	2,2	0,87
<i>Pb</i>	15	16	15	14	16	15	14	16
<i>Bi</i>	0,44	1,3	0,10	0,23	<ПО	0,05	0,33	0,027
<i>Th</i>	7,5	7,8	7,4	7,9	5,6	8,3	7,2	8,2
<i>U</i>	1,9	2,0	1,9	1,7	1,1	2,0	1,9	2,0

Таблица 3.

Результаты IААА пород Кельского вулканического нагорья (элементы в г/т)

обр	105	106	107	108	109	110	111	112	113	114	115	116	117	118	119	121	123	124	125	126
Sc	12,3	13,3	12,1	12,0	13,9	9,9	11,0	11,1	11,4	11,7	13,2	13,2	13,8	13,9	14,2	10,4	6,0	11,7	11,0	6,6
Cr	137,9	138,3	122,7	141,2	140,1	47,4	72,7	77,3	75,0	96,5	104,2	102,6	125,1	140,9	125,2	64,8	31,1	73,6	74,0	38,7
Co	13,9	15,7	14,9	14,1	15,4	9,2	11,6	12,2	12,6	12,8	13,5	14,5	13,8	15,2	14,6	1,4	6,8	6,9	8,4	7,5
Ni	234	362	231	231	376	209	218	220	227	228	365	365	375	367	375	186	172	224	219	175
Zn	2,9	4,6	2,8	2,9	4,8	2,6	2,6	3,0	2,8	2,9	4,6	4,6	4,7	4,6	4,5	1,8	2,2	2,7	2,6	2,3
As	0,5	0,5	5,2	5,4	0,6	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	7,6	0,3	0,6	5,8	2,3	0,5	7,2	0,4
Se	0,4	0,7	0,4	0,4	0,7	0,4	0,4	0,4	0,4	0,4	0,7	0,7	0,7	0,7	0,7	0,4	0,3	0,4	0,4	0,3
Rb	72,3	66,4	58,6	66,1	75,1	68,7	56,1	63,4	68,1	65,5	62,2	67,5	76,2	57,5	76,6	62,2	52,3	57,9	71,8	53,0
Sr	743	491	634	545	465	509	625	777	741	591	770	370	748	436	400	434	573	745	428	490
Zr	175	132	134	129	53	164	220	193	203	142	168	51	214	224	207	113	170	202	225	216
Mo	2,3	2,1	4,7	8,8	2,2	2,1	10,7	2,1	2,1	10,8	6,0	2,2	2,2	2,2	2,3	3,1	2,0	2,4	2,2	2,2
Sb	0,11	0,10	0,11	0,10	0,11	0,09	0,10	0,10	0,10	0,10	0,12	0,10	0,10	0,11	0,10	0,09	0,07	0,10	0,10	0,08
Te	2,3	2,3	2,3	2,3	2,3	2,1	2,2	2,2	2,2	2,3	2,2	2,3	2,3	1,1	2,4	2,2	2,1	2,4	2,3	1,9
Cs	4,30	3,71	3,87	4,77	3,93	3,75	2,64	3,48	2,97	3,33	4,94	6,20	5,26	4,85	6,06	4,28	2,02	3,84	4,34	1,98
Ba	320	333	336	373	394	313	342	330	371	382	385	409	419	263	394	246	316	346	361	326
La	26,1	26,0	27,4	27,1	27,3	22,9	27,6	29,2	29,0	28,9	25,7	27,0	29,4	12,2	29,8	20,1	22,3	29,4	29,3	26,6
Ce	50,8	51,4	54,3	52,9	52,7	46,9	54,8	56,9	56,6	56,4	49,3	53,6	55,5	52,7	57,5	37,6	45,2	58,7	58,1	52,4
Nd	19,2	22,5	20,8	19,6	24,4	18,3	21,6	22,0	21,1	24,6	20,8	22,7	22,6	22,4	24,1	14,2	18,5	22,5	23,4	18,8
Sm	3,97	4,24	4,16	4,24	4,35	4,08	4,52	4,44	4,49	4,65	4,33	4,45	4,43	3,71	4,59	2,18	3,45	4,85	4,51	4,05
Eu	1,11	1,19	1,15	1,17	1,22	1,08	1,18	1,22	1,27	1,26	1,22	1,28	1,30	1,25	1,28	0,66	0,97	1,29	1,17	1,08
Tb	0,35	0,81	0,38	0,40	0,46	0,36	0,50	0,40	0,33	0,40	0,38	0,12	0,54	0,30	0,40	0,06	0,36	0,40	0,51	0,30
Yb	1,24	1,14	1,20	1,28	1,39	1,26	1,07	1,17	1,20	1,22	1,15	1,32	1,41	1,20	1,45	0,43	0,72	1,41	1,41	0,73
Lu	0,16	0,17	0,17	0,19	0,20	0,18	0,15	0,14	0,16	0,18	0,17	0,18	0,21	0,14	0,21	0,05	0,09	0,21	0,19	0,11
Hf	3,84	3,94	4,09	4,08	4,20	4,24	4,26	4,32	4,58	4,36	4,33	4,78	4,51	4,61	4,70	3,47	4,14	4,46	4,31	4,19
Ta	0,52	0,53	0,52	0,58	0,57	0,48	0,47	0,54	0,54	0,51	0,58	0,59	0,61	0,58	0,67	0,34	0,41	0,54	0,56	0,34
Au	0,003	0,003	0,003	0,003	0,003	0,002	0,003	0,003	0,003	0,003	0,003	0,003	0,003	0,003	0,003	0,003	0,002	0,003	0,003	0,002
Th	1,82	1,65	1,74	1,55	1,56	1,51	1,84	1,57	1,97	2,13	2,13	2,28	2,43	1,81	2,19	1,65	2,07	2,02	2,13	1,88
U	9,43	9,60	9,15	7,16	6,92	9,35	9,87	10,20	10,61	7,66	10,25	6,42	10,74	10,29	9,14	7,60	7,32	7,33	8,21	7,79

Обсуждение результатов

Для вулканитов *КВР* установлены следующие петрохимические показатели: SiO_2 ($\geq 60\%$); $Al_2O_3 = 15,3-18,15$, Ср. = $16,5\%$; $Sr = 360-529$, Ср. = 460 г/т; $La^n/Yb^n = 14-18$; $Y = 11-19$, Ср. = $14,6$ г/т; $Yb = 0,6-1,4$, Ср. = $1,0$ г/т; низкие содержания *HFSE*, *Nb*, *Ta*, *Ti*, *P*. Для вулканитов Казбекского района по [15] характерны: $SiO_2 \geq 56,8\%$; $Al_2O_3 = 15-18,4$, Ср. = $16,7\%$; $Sr = 350-1400$, Ср. = 660 г/т; $Y = 11-19$, Ср. = $15,6$ г/т. На петрогенетических диаграммах составы пород *КВР* группируются в полях вулканитов формирующихся в субдукционных условиях, образованных при плавлении слэба и адакитов, что подтверждается значениями Nb/Ta отношения = $6-56$, низкими концентрациями *Ti*, *Nb*, *Ta*. Уточним, что в связи с дефицитом содержаний *Sr* и *Mg*, мы не считаем вулканиты *КВР* классическими адакитами, тем не менее, некоторые из адакитовых характеристик в исследованных породах явно присутствуют. Петрологический термин «адакиты» предложенный для определения средних и кислых по составу магматических пород, образовавшихся путем непосредственного плавления базальтов молодой (≤ 25 млн. лет), относительно горячей субдукционной плиты [Defant, Drummond, 1990]. Большое число проявлений адакитового магматизма связано с дополнительным разогревом и плавлением слэба в субдукционных окнах [Авдеенко и др., 2011; Thorkelson, Breitspacher, 2005]. Для адакитов характерны: **а)** SiO_2 ($\geq 56\%$), Al_2O_3 ($\geq 15\%$), $Sr > 800$, высокие содержания *LILE*, *V*; **б)** низкие содержания *Y* (< 18 г/т), *Yb* ($< 1,8$ г/т), *HFSE*, *Nb*, *Ta*; **в)** высокие величины отношений: Sr/Y и La^n/Yb^n ($> 8-16$), указывающие на сильно дифференцированный тип распределения *REE* в породах; **г)** низкие величины отношений K/La , Rb/La , Ba/La .

Появление адакитоподобных пород, на наш взгляд, не противоречит представлениям о смене собственно коллизионного режима синколлизионным рифтингом [Имамвердиев, 2000], или о совмещении континентальной коллизии и «горячей точки» [Бубнов, Гольцман, 2005]. По-видимому, это свидетельствует о том, что на периферии зон коллизии, или на отдельных ее участках, свою долю в формирующиеся магматические расплавы вносят унаследованные от предшествующих обстановок реликты «слэбов». Отметим особенность коллизионной обстановки типа континент – континент (КК), заключающуюся в том, что в областях столкновения типа КК прекращается действие механизма субдукции и начинается поддвиг континентальной коры под континентальную кору, отслоение континентальной мантии и отрыв от нее пластины океанической литосферы, т. е. происходит субдукция А (Амштуца) [Мережковский и др., 1995].

В начале неогена в условиях субмеридионального сжатия и субширотного растяжения, БК, протяженностью 1150 км, был рассечен субмеридиональными крупными разломами на Северо – Западный, Центральный, Восточный и Юго-Восточный сегменты, а ЧЗМК – на одноименные наноплиты шириной от 90 до 435 км. Интенсивное тангенциальное субмеридиональное сжатие, происходящее в обстановке жесткой коллизии, вызвало расчленение самих наноплит, на поперечные мелкие и узкие клавишеподобные блоки – «шоли» размером от 25 до 75 км в поперечнике. Поэтому на позднеорогенном этапе развития на БК воздействовал не единый ЧЗМК, а к нему в субмеридиональном направлении придвигался и вдвигался в него целый ансамбль блоков ЧЗМ различных размеров. Это вызвало проявление в системе блоков ЧЗМК – БК различных деформационных процессов. Одни шоли и наноплиты придвигались к разломной границе и внедрялись в складчатую струк-

туру БК, а другие поддвигались под нее. Внедрение разновеликих блоков ЧЗМК в складчатую систему БК путем придвиговых и поддвиговых перемещений, резко изменившее морфологию первичной складчатости, происходило в результате проявления шоловой тектоники [Гиоргобиани, 2016].

Рассуждения о дополнительном источнике температуры, обусловившем плавление пород в этой локальной части Восточного сектора БК, результатом чего являлись дискретные проявления сравнительно небольшого по объемам вулканизма, выходят за пределы нашего исследования. Однако, существенные различия по концентрациям K , Rb , Zr , Y , Sr и величинам Na_2O/K_2O , отмеченные [Газеев и др., 2011] для близких по возрасту и составу пород Казбекской и Эльбрус – Чегемской неовулканических областей БК, на наш взгляд, обусловлены плавлением различного по составу субстрата. В одном случае, в Эльбрус-Чегемской области плавился субстрат фундамента Скифской плиты, а в другом (в КНВО) – плавился фрагмент ЧЗМК, что согласуется с представлениями о шоловой тектонике.

Заключение

Проведено изучение геохимических особенностей вулканитов КВР, распространенных на территории республики Южной Осетии и вулканитов Казбекского района – в Грузии. Установлено, что вулканиты КВР характеризуются следующими петрохимическими и геохимическими особенностями: $SiO_2 (\geq 60\%)$; $Al_2O_3 = 16,5\%$; $Sr = 460$ г/т; $La^u/Yb^u = 4-18$; $Y = 14,6$ г/т; $Yb = 1,0$ г/т; низкими содержаниями $HFSE$, Nb , Ta , Ti , P . $Nb/Ta = 6-56$; а для вулканитов Казбекского района [Trager, 1990] характерны: $SiO_2 \geq 56,8\%$; $Al_2O_3 = 16,7\%$; $Sr = 660$ г/т; $Y = 15,6$ г/т.

На петрогенетических диаграммах составы пород КВР группируются в полях вулканитов, образовавшихся в субдукционных условиях при плавлении слэба и адакитов. В связи с некоторым дефицитом содержаний Sr и Mg изученные вулканиты не являются классическими адакитами, хотя им присущи некоторые их характеристики.

Вулканиты КВР и КВО по содержанию K , Rb , Zr , Na_2O/K_2O заметно отличаются от близких по возрасту и составу пород Эльбрус – Чегемской неовулканической области БК. Эти отличия обусловлены плавлением разного по составу субстрата, что согласуется с современными геологическими представлениями о деформационных процессах, развивающихся при взаимодействии ЧЗМК и БК на позднеорогенном этапе развития, а именно, с проявлением шоловой тектоники.

Литература

1. Авдеенко Г.П., Палуева А.А., Кувикас О.В. Адакиты в зонах субдукции Тихоокеанского кольца. Обзор и анализ геодинамических условий образования // Вестник КРАУНЦ. Науки о земле. – 2011. – Вып. 17. – С. 45-58.
2. Абрамович И.И. и др., Основы геодинамического анализа при геологическом картировании // Серия методических руководств по геодинамическому анализу при геологическом картировании. – Санкт – Петербург: Карт., фабрика ВСЕГЕИ, 1997. – 498 с.
3. Бубнов С.Н., Гольцман Ю.В. Модель новейшего вулканизма Кавказского сектора Альпийского складчатого пояса. // Эволюция петрогенеза и дифференциация вещества Земли. – Апатиты: КНЦ РАН, 2005. – С. 25-28.

4. Газеев В.М., и др., Зональность новейших вулканитов Большого Кавказа и варианты ее геодинамической интерпретации // Тез. V Всерос. Симпоз. по вулканологии и палеовулканологии. – Екатеринбург, 21-27 ноября 2011. – С. 365-367.
5. Гиоргобиани Т. В Условия формирования складчатой системы Большого Кавказа: этапы, механизмы и геодинамика тектогенеза // Четвертая тектонофизическая конференция в ИФЗ. РАН. Тектонофизика и актуальные вопросы наук о Земле. – М.: ИФЗ, 2016. – Т. 1. – С. 40-47.
6. Емельянова Т. А. Петролого – геохимические критерии эволюции позднемезозойско – кайнозойского вулканизма и геодинамики Японского и Охотского морей // Автореф. дисс. д г-м.н. ТОИ ДВО РАН. – Владивосток. – 2016. – 43 с.
7. Имамвердиев Н. А. Геохимия позднекайнозойских вулканических комплексов Малого Кавказа. – Баку: Nafta-Press, 2000. – 188 с.
8. Лебедев В. А., и др., Хронология извержений четвертичных вулканов Кельского нагорья (Большой Кавказ) по данным К – Аг изотопного датирования // ДАН. – 2004. – Т. 399. №3. – С. 378-383.
9. Мережковский и др., Петрологическое изучение магматических ассоциаций коллизионных обстановок. – М: Роскомнедра, Геокарт, ВСЕГЕИ, 1995. – 213 с.
10. Рогожин и др. Структура и современная геодинамика мегантиклинория Большого Кавказа в свете новых данных о глубинном строении // Геотектоника. – 2015. – №2. – С. 36-49.
11. Станкевич Е. К. Новейший магматизм Большого Кавказа. – Л.: Недра, 1976. – 232 с.
12. Defant M. J., Drummond M. S. Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere // Nature. – 1990. – V. 347, №4. – P. 662-665.
13. Phillip H. et al. The Caucasus: an actual example of initial stage of continental collision // Tectonophysics. – 1989. – V. 161. – P. 1-21.
14. Sun S. S., McDonough W. F. Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts // Geol. Spec. Publ. – 1989. – №42. – P. 313-345.
15. Susanne Trager. Der quartare kalkalkali – magmatismus der Grossen Kaukasus. Geochmie und petrographie der Elbrus – und Kazbek – magmatite // Diplomarbeit vorgelegt Cand. Min. aus Munzenberg – Gambach. Institut fur Geowissenschaften und Lithospharenforschung der Justus, Liebig Universitat Gieben. – 1990. – 67 с.
16. Thorkelson D. J., Breitsprecher K. Partial melting of slab window margins genesis of adakitic and non-adakitic magmas // Lithos. – 2005. – V. 79. – P. 25-41.

DOI: 10.23671/VNC.2017.2.9488

KELSKY VOLCANIC AREA (THE SOUTHERN OSSETIYA REPUBLIC): GEOCHEMICAL FEATURES OF ROCKS AND ITS GEODYNAMIC INTERPRETATION

© 2017 V. M. Gazeev^{1,2}, A. G. Gurbanov^{1,2}, A. B. Lexin¹, A. Ya. Dokuchaev¹,
O. A. Gurbanova³

¹Institute of geology of ore deposits, petrography, mineralogy and geochemistry Russian Academy of Sciences (IGEM RAS), Russia, 119017, Moscow, Staromonetny Lane, 35;

²Federal scientific centre «Vladikavkazsky scientific centre of Russian Academy of Sciences (VSC RAS), Russia, 362027, Vladikavkaz, Markov Str., 22, e-mail: gazeev@igem.ru;

³Federal State Budget Educational Institution of Higher Education M. V. Lomonosov Moscow State University (MSU), Russia, 119991, Moscow, Leninskie Gory, 1

At the south-western part of the eastern segment of the Big Caucasus meganticlinorium the quaternary volcanoes of Kelsky volcanic area are situated. Results of petrography and geochemistry investigation of these volcanic rocks have been done. The results of RFA, ICP MA and INAA were presented and discussed. It was shown firstly, that this volcanic rock having of adakite-similar characteristics and according of geochemical conditions its very close to the volcanites which have been origin in subduction geodynamic conditions. The supposition that geochemical peculiarities of these volcanism should connect with a «sholean» tectonic and with a deformational processes, which are developing on interaction between Black Sea-Lesser Caucasus microcontinent and Big Caucasus, was done.

Keywords: Kelsky volcanic area, geochemical features of lava flows, quaternary volcanoes, petrography, subduction situation, geochemical features of rocks and its geodynamic interpretation geodynamic interpretation