ПЕТРОЛОГИЯ, ГЕОХИМИЯ И МИНЕРАЛОГИЯ

УДК 552.323.5
DOI: 10.23671/VNC.2019.2.31976

Умеренно щелочные андезибазальты и андезиты Эльбрусского вулканического района (Северный Кавказ): вопросы петрогенезиса, геодинамической типизации и геохимической специализации

В. М. Газеев[1, 2], к. г.-м. н., А. Г. Гурбанов[1, 2], к. г.-м. н., О. А. Гурбанова[3], к. х. н.

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

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

[3]ФГБОУВО Московский государственный университет имени М. В. Ломоносова, Россия, 119991, г. Москва, Ленинские горы, д. 1

Аннотация: В Центральной части Большого Кавказа в верховьях рек Баксана, Малки, Кубани расположены плейстоцен – голоценовые вулканические постройки Эльбрусского вулканического района, сложенные игнимбритами, лавами и туфами разнообразного состава от трахиандезитов, андезитов, до дацитов и риолитов. Преобладающей разновидностью являются лавы дацитового состава. Проведено изучение наиболее основных по составу вулканитов, представленных трахиандезибазальтами и трахиандезитами. Эти вулканиты образуют самостоятельные постройки в северной части вулканического района, а в дацитовых лавовых потоках вулкана Эльбрус они встречаются в виде ксенолитов. В статье дано краткое петрографическое описание этих разновидностей и приведены результаты RFA, ICP-MS, $^{87}Sr/^{86}Sr$ анализов. Рассмотрены петрохимические и геохимические характеристики этих пород. Показано, что на дискриминационных диаграммах фигуративные точки группируются в полях характерных для внутриплитных и постколлизионных образований, а также островных дуг и зон активных континентальных окраин. Предполагается, что возникновение исходного расплава было обусловлено декомпрессионными явлениями в связи с «синколлизионным» рифтингом, проявившимся в пределах Транскавказской поперечной зоны. Спектры распределения редкоземельных элементов, нормированные к хондриту, у трахиандезибазальтов и трахиандезитов существенно не различаются. Они имеют вид наклонной линии, близкий к профилю *OIB*, с заметной негативной европиевой аномалией. Отмечается обогащение пород *LILe*, *LREE,* а также высокозарядными (*Zr, Hf, U, Th)* элементами. На фоне профиля *OIB*, в изученных породах заметен существенный трог по *Nb, Ta* и негативные аномалии *Ti и Yb.* На основе вариаций *La/Sm и Sm/Yb* отношений, с использованием модели равновесного плавления гранатовоо и шпинелевого перидотита, предполагается, что исходный расплав образовался при частичном (≤ 1%) плавлении метасоматизированных пород литосферной мантии. Эволюционные преобразования первичного расплава связаны с процессом фракционирования, при участии плагиоклаза, оливина, титан содержащего минерала и его контаминации нижнекоровым материалом. При формировании дацитов имело место смешение этого эволюционировавшего мантийного расплава с более кислым коровым расплавом. Показано, что для трахиандезибазальтов и трахиандезитов, как и для всех пород Эльбрусского вулканического района, характерна халькофильно-литофильная (полиметально-редкометальная) геохимическая специализация. Это подтверждается тем,

что в вулканитах установлены участки с аномально повышенными концентрациями свинца, цинка, сурьмы, молибдена, ассоциирующими с зонами разрывной тектоники и маломощными зонами аргиллизации.

Ключевые слова: петрография, геодинамическая типизация, геохимическая специализация, Эльбрусский вулканический район, расплав.

Благодарности. Работа поддержана госзаданием ИГЕМ РАН «Петрология и минерагения магматизма внутриплитных и посторогенных обстановок: роль литосферных и астеносферных источников в формировании расплавов» и подготовлена при поддержке гос. темы НИОКТР: АААА-А17-117060910044-5 в КНИО ВНЦ РАН.

Для цитирования: Газеев В. М., Гурбанов А. Г., Гурбанова О. А. Умеренно щелочные андезибазальты и андезиты Эльбрусского вулканического района (Северный Кавказ): вопросы петрогенезиса, геодинамической типизации и геохимической специализации. *Геология и Геофизика Юга России*. 2019; 9 (2): 40-55. DOI: 10.23671/VNC.2019.2.31976.

Введение

Начиная с позднего миоцена, магматическая активность на территории Большого Кавказа и Закавказья проявлялась только в пределах Транскавказской поперечной зоны, рассматриваемой рядом исследователей в качестве коллизионной структуры типа континент-континент. Геодинамика этого региона во многом обусловлена активным север-северо-восточным продвижением Аравийской плиты, с последующим «вдавливанием» в Черноморско-Закавказский микроконтинент, с передачей напряжений в южную часть Скифской плиты (*СП*). Тектонические нагрузки, возникшие в результате интенсивного тангенциального сжатия, привели к формированию здесь серии зон субмеридиональных разломов, пересекающих и часто смещающих складчатые структуры северо-западного простирания, и контролирующих проявления магматизма и вулканизма в пределах континентальных массивов. Одной из областей такого проявления вулканизма является Эльбрус – Чегемская вулканическая область. Ее западная, и наиболее молодая по времени проявления вулканизма, часть представлена Эльбрусским вулканическим районом (ЭВР). В составе ЭВР выделяют позднеплиоцен-средненеоплейстоценовый вулкан Кюкюртли и надстраивающий его средненеоплейстоцен-голоценовый вулкан Эльбрус, а также останцы вулканических построек (ОВП), расположенные к северо-востоку и к востоку от Эльбруса (рис. 1).

ОВП ЭВР присутствуют в трех структурно-формационных зонах: Бечасынской (БСФЗ), Передового (СФЗПх) и Главного хребта (СФЗГх) и сложены лавами разного состава. В СФЗГх постройка вулкана «Кюкюртли» и его сателлиты сложены риолитами, риодацитами, дацитами; Кыртык-Сылтранская постройка – дацитами; вулкан Эльбрус – дацитами, трахидацитами. В лавах встречаются редкие ксенолиты андезитов. В БСФЗ: ОВП г. Таш-Тебе и останцы потока, распространившегося по долинам рек Тохана-су и Худес, сложены трахиандезитами; а ОВП в верховьях р. Тызыл – трахиандезибазальтами. В СФЗПх известны мелкие останцы игнимбритов и туфов кислого состава. По вопросам о происхождении вулканитов ЭВР точки зрения исследователей существенно различаются. Так, В. М. Молявко, И. М. Остафийчук, рассмотрев проблемы глубинности магмаобразования и условия кристаллизации кислых расплавов ЭВР, пришли к выводу, что первичный магматический очаг возник в результате анатексиса в нижней части гранитно-метаморфического слоя на глубине 23-28 км. [Молявко, Остафийчук, 1980]. Исследовав вулканиты Эльбруса В. С. Попов считает, что они являются гибридными образованиями, возникшими в результате смешения основных и кислых расплавов в промежуточных

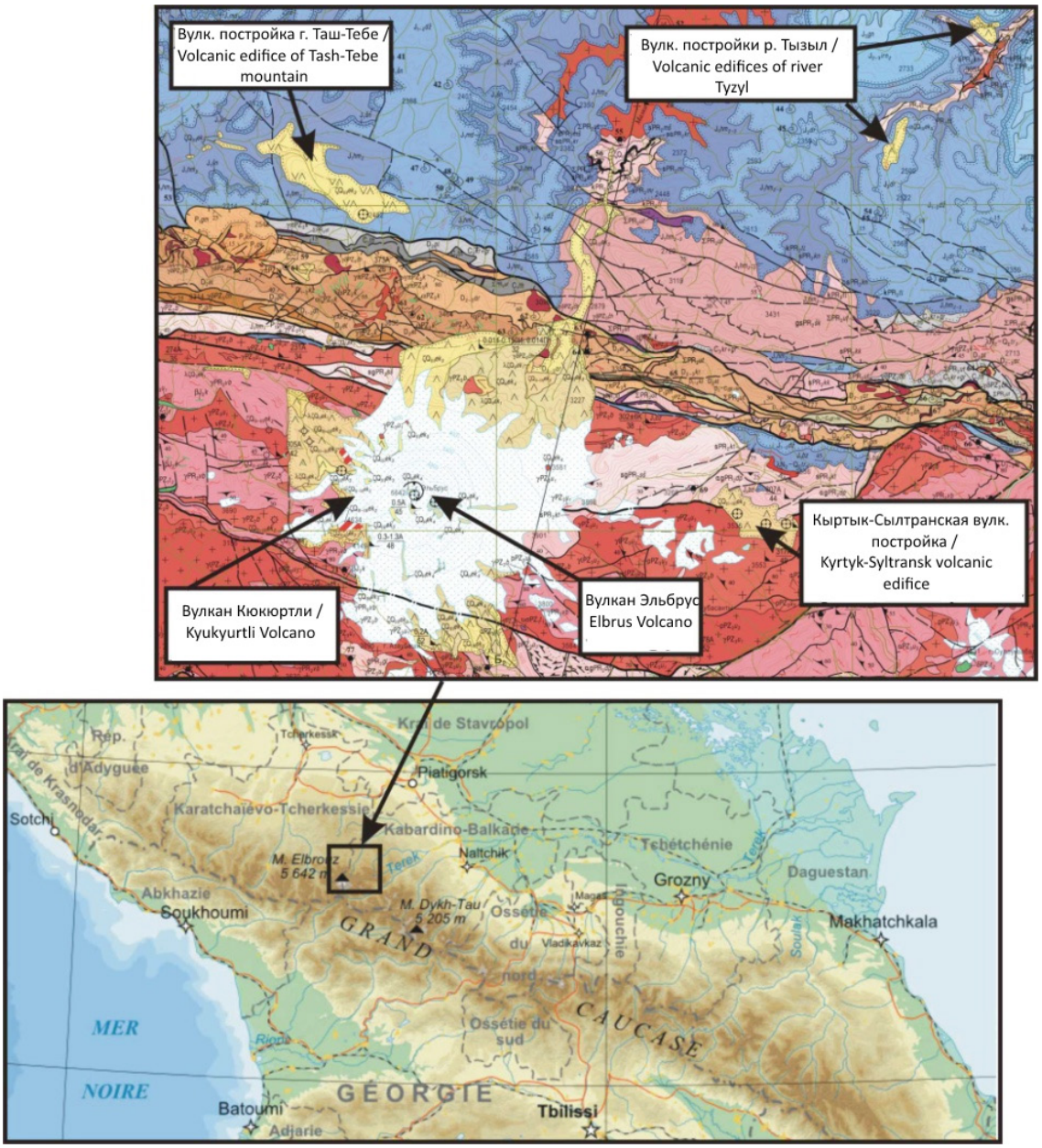


Рис. 1. Геологическая карта Эльбрусского вулканического района (по материалам ФГУГП «Кавказгеолсъемка», листки К-38-I, К-38-VII. 2004 г.) /

Fig. 1. Geological map of the Elbrus volcanic area (according to the materials of the FSUE «Kavkazgeolslovka», sheets K-38-I, K-38-VII. 2004)

магматических камерах, расположенных на небольшой глубине [Попов, 1980]. Участие мантийного вещества в генезисе вулканитов ЭВР выявлено исследованиями *Sr-Nd* изотопных данных [Бубнов, Гольцман, 2005].

В настоящей публикации рассматриваются результаты геохимического изучения трахиандезибазальтов и трахиандезитов ЭВР.

Фактический материал и методы его исследования

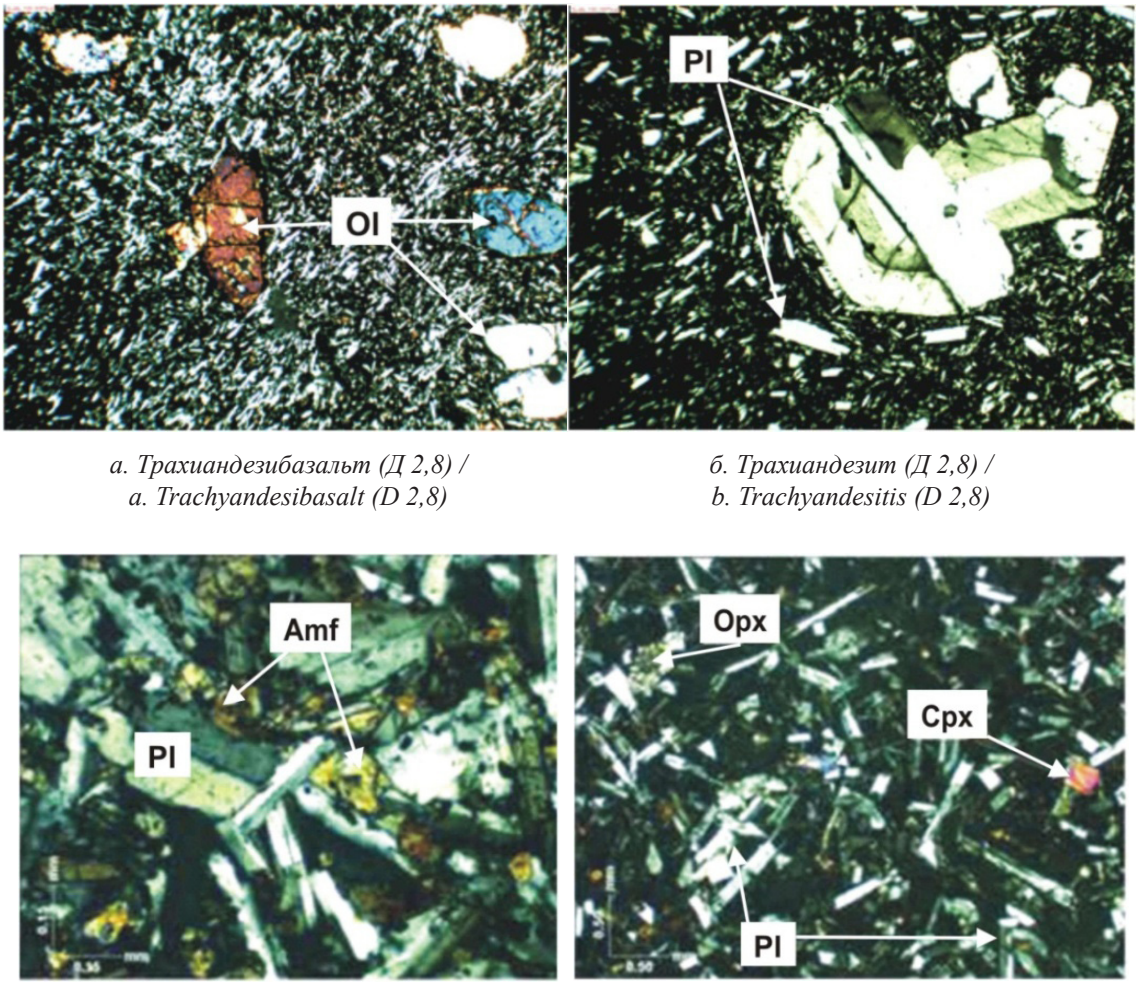
Материалом для исследования послужила коллекция образцов лав Эльбрусского вулканического района (ЭВР), собранная авторами этой статьи на рубеже

XX-XXI веков и дополненная в 2017 г. Интерес представляли наиболее основные разновидности лав из ОВП расположенных в северной части ЭВР в долинах рек Тызыл, Худес, Тохана-су, на горе Таш-Тебе, а также ксенолиты из лавовых потоков вулкана Эльбрус. Аналитические работы выполнены в 2017 г., в ЦКП «ИГЕМ-Аналитика»: Проведены определения концентраций петрогенных и микроэлементов рентгенофлюоресцентным анализом (*XRF*) на спектрометре «Респект-100»; а рудных, редких и редкоземельных элементов – методом спектроскопии с индукционно-связанной плазмой с масс-спектрометрическим окончанием (*ICP-MS*) на масс-спектрометре *X-SeriesII*. Точность анализа контролировалась путем измерения российских и международных стандартных образцов. Дополнительно использованы результаты наших предыдущих исследований, проведенных в 1998-2003 годах, и включавших: 1) определения содержаний петрогенных и малых элементов (*XRF*) на рентгеновском анализаторе *VRA-20R* в ЦХЛ ОИГГМ СО РАН, г. Новосибирск; 2) определение содержания редкоземельных элементов инструментальным нейтронно-активационным методом (*INNA*) в Лаборатории ядерно-физических исследований ИГЕМ РАН; 3) определение величин $^{87}Sr/^{86}Sr$ в породе на многоколлекторном термоионизационном масс-спектрометре *Sector 54 Micromass* в Лаборатории изотопной геохимии и геохронологии ИГЕМ РАН. Использованы методики и условия анализов принятые в ЦКП «ИГЕМ – Аналитика» ФГБУН ИГЕМ РАН.

Краткая петрографическая характеристика пород

Трахиандезибазальт – буровато-серая порода с вкрапленниками темноцветного минерала размером до 1 мм. Микроструктура микропорфировая и олигофировая, основная масса пилотакситовая и аллотриаморфная. Вкрапленники представлены преимущественно субизометричными, либо незначительно удлиненными кристаллами оливина, и их обломками (рис. 2а). Иногда отмечаются единичные удлиненные кристаллы андезина размером до 0,4×0,15 мм. Основная масса представлена агрегатом микролитов олигоклаза, ромбического пироксена и рудного минерала, к которым местами добавляются амфибол, биотит, калиевый полевой шпат и карбонат.

Трахиандезит – стекловатая, темно-серая порода с вкрапленниками плагиоклаза, темноцветного минерала и редко, кварца. Микроструктура сериально-порфировая и гломеропорфировая, основная масса гиалопилитовая. Плагиоклаз первой генерации присутствует в виде зональных широкотаблитчатых и ситовидных кристаллов лабрадора и андезин-лабрадора размером до 2,0×1,0 мм, обычно в срастании с ромбическим пироксеном. Вторая генерация – удлиненные кристаллы андезина размером 0,8×0,2 мм. Ромбический пироксен – призматические кристаллы размером до 0,5×0,2 мм. Редкие кристаллы кварца окружены пироксеновой каемкой. Основная масса состоит из микролитов олигоклаза, пироксена, рудного минерала, реже амфибола, сцементированных бурым стеклом, встречаются они в виде округлых полнокристаллических включений часто с криптовой микроструктурой. Они состоят из относительно крупных кристаллов плагиоклаза (андезин-лабрадор), ромбического пироксена и базальтической роговой обманки, промежутки между которыми заполнены агрегатом, состоящим из микролитов плагиоклаза, клинопироксена, амфибола, апатита, рудного минерала. **Ксенолиты в голоценовых лавовых потоках Эльбруса** встречаются в виде угловатых обломков размером до 15-20 см.



а. Трахиандезибазальт (Д 2,8) /
a. Trachyandesibasalt (D 2,8)

б. Трахиандезит (Д 2,8) /
b. Trachyandesitis (D 2,8)

в. Ксенолит андезибазальта из плейстоценового потока (Д 1,5) /
c. Xenolith andesibasalt from the Pleistocene flow (D 1,5)

г. Ксенолит андезита из голоценового потока (Д 1,5) /
d. Xenolith andesite from the Holocene flow (D 1,5)

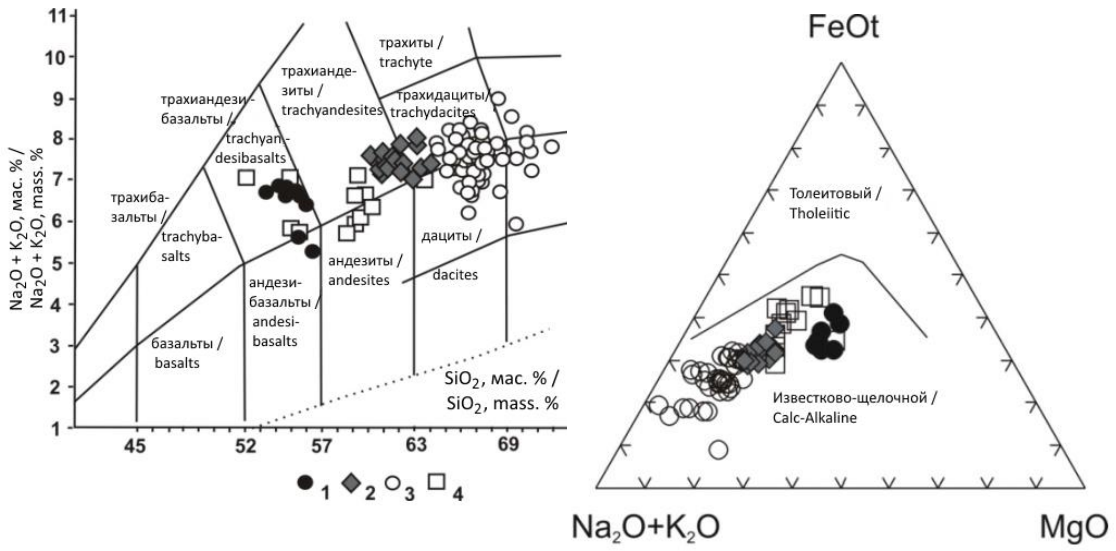
Рис. 2. Микрофотографии пород. (Д – диагональ снимка в мм.) /

Fig. 2. Micrographs of rocks. (D – diagonal picture in mm.)

Внешне это темно-серые тонкокристаллические, мелкопористые породы. Микроструктура олигофировая, основная масса гиаломикролитовая. Порода состоит из плагиоклаза (андезин) размером до 4 мм, более мелких кристаллов базальтической роговой обманки, ромбического и моноклинного пироксенов и редко кварца с клинопироксеновой каемкой. Основная масса состоит из микролитов плагиоклаза, амфибола, клинопироксена и рудного минерала погруженных в бурое стекло.

Петрохимические и геохимические характеристики пород

На классификационной диаграмме вулканических пород (Na_2O+K_2O) – SiO_2 (рис. 3а) фигуративные точки составов пород ЭВР группируются в поле нормально- и умеренно щелочных пород (от трахиандезибазальтов до трахидацитов, дацитов и риолитов), а на диаграмме *AFM* (рис. 3б) они расположены в поле пород известково-щелочной серии, где образуют тренд Боуэновского типа, указывающий на магматическую дифференциацию с последовательным накоплением щелочей в конечных дифференциатах.



a. $(Na_2O+K_2O) – SiO_2$ *b. (Na_2O+K_2O) – FeOt-MgO*

Рис. 3. Составы пород ЭВР на классификационных диаграммах.
Примечание: Места опробования вулканитов: 1 – Тызыл; 2 – Таш-Тебе, Худес, Тахана-су; 3 – Кюкюртли, Эльбрус, Кыртык-Сылтранская постройка; 4 – ксенолиты в лавах Эльбруса. /

Fig. 3. The compositions of the Elbrus Volcanic Center rocks on the classification diagrams.
Note: Places of testing volcanic rocks: 1 – Tyzyl; 2 – Tash-Tebe, Khudes, Takhana-su; 3 – Küyukyurtli, Elbrus, Kyrtyk-Syltransk edifice; 4 – xenoliths in the lavas of Elbrus.

На диаграммах «Харкера» SiO_2 – петрогенные элементы (рис. 4) заметно уменьшение концентраций TiO_2, Fe_2O_3, CaO, MgO, P_2O_5 при возрастании – SiO_2 и K_2O. При этом содержания Al_2O_3 и Na_2O существенно не изменяются. В целом, это высоко калиевые, высоко титанистые, умеренно глиноземистые, умеренно магнезиальные образования. *Mg#* в трахиандезибазальтах варьирует в пределах 0,55-0,61; в трахиандезитах – 0,43-0,52. Соответственно: AI^I варьирует в пределах 1,1-1,4; 1,5-2,1, Na_2O/K_2O – 1,5-1,7;1,1-1,3. Тип щелочности калиево-натриевый (табл. 1, 2). Величина отношения изотопов $^{87}Sr/^{86}Sr$ в трахиандезибазальтах – 0,705107±13, 0,705109±13; в трахиандезитах – 0,706143±14, в ксенолитах из лавовых потоков ЭВЦ – 0,705265±14, 0,705533±16.

По положению фигуративных точек на петрогенетических диаграммах *Zr/Y – Zr; Zr/4 – Nb×2 – Y* по [Meschede, 1986] (рис. 5а, б) трахиандезибазальты диагностируются как внутриплитные образования. На диаграмме *Nb/Y – Zr/Y* по [Fitton et al., 1997; Condie, 2005] (рис. 5г) точки их составов группируются в полях островных дуг и активных континентальных окраин (*IAB, ACMB*). На диаграмме $(Na_2O+K_2O-CaO) – SiO_2$ по [Frost et al., 2001] трахиандезибазальты и более кислые породы ЭВР расположены в поле постколлизионных образований.

Спектры редкоземельных элементов (рис. 5е) нормированных к хондриту [San, McDonough, 1989] у трахиандезибазальтов и трахиандезитов существенно не различаются. Они имеют вид наклонной линии, близкий к профилю *OIB*, с заметной негативной европиевой аномалией. $La^н/Sm^н$ отношение варьирует в пределах 4,0-4,4; $Gd^н/Yb^н$ – 3,2-3,4; $La^н/Yb^н$ отношение (показатель степени фракционирования *REE)* варьирует в пределах 20,2-22,6. Величина количественного дефицита европия Eu/Eu^* $(Eu^* = (Sm_n+Gd_n)/2)$ составляет 0,69-0,76. $\sum REE$ = 205-254 г/т (табл. 2).Следу-

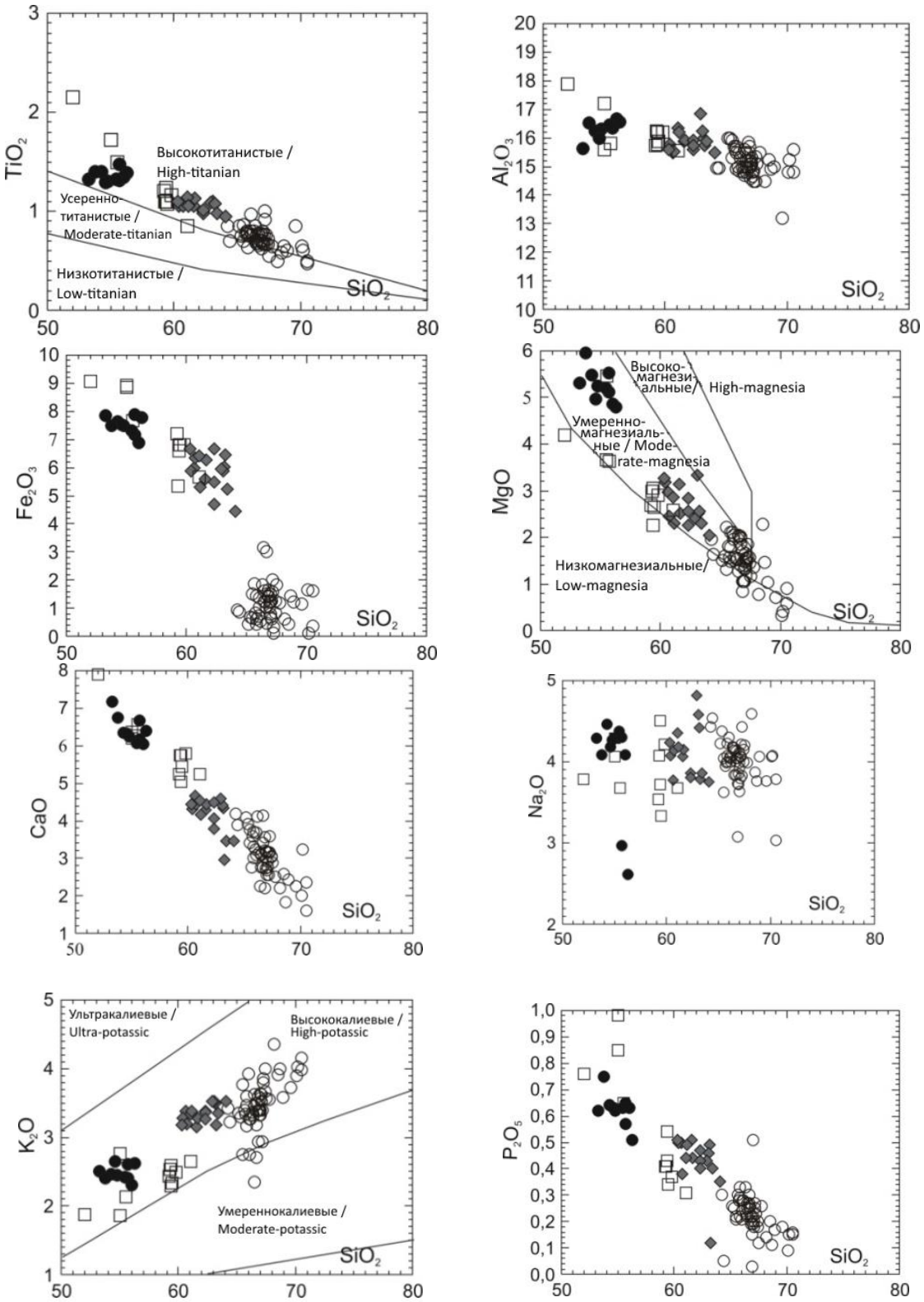


Рис. 4. Диаграммы концентраций петрогенных элементов (в масс. %). Условные обозначения см. на рисунке 3. /

Fig. 4. Diagrams of concentrations of petrogenic elements (in mass. %). The legend is shown in Figure 3.

Таблица 1. / Table 1.

Результаты рентгено-флуоресцентного анализа (XRF) андезибазальтов и андезитов Эльбрусского вулканического района (оксиды в весовых %; элементы в г/т) /

Results of X-ray fluorescence analysis (XRF) of andesibasalts and andesites of the Elbrus volcanic region (oxides in weight percent; elements in g/t)

№ обр. / № sample	**84/17**	**85/17**	**86/17**	**87/17**	**89/17**	**90/17**	**91/17**	**92/17**	**11-/17**	**14/17**	**1-/99**	**5-/17**	**6-/17**	**98/98**	**5-1/99**	**35-1/99**
SiO_2	54,74	54,3	54,57	53,26	55,68	56	55,4	53,78	61,52	60,37	60,65	60,34	61,17	62,32	59,39	55,5
TiO_2	1,3	1,4	1,29	1,32	1,31	1,34	1,32	1,4	1,05	1,06	1,08	1,1	1,06	1,01	1,24	1,5
Al_2O_3	16,3	16,23	15,98	15,62	16,36	16,68	16,44	16,52	15,88	15,78	15,5	15,58	16,21	15,73	15,78	15,8
Fe_2O_3	7,49	7,64	7,55	7,85	7,18	6,88	7,33	7,5	5,61	5,89	6,00	6,65	5,32	6,69	6,81	7,69
MnO	0,12	0,12	0,11	0,12	0,11	0,10	0,11	0,12	0,09	0,09	0,09	0,10	0,08	0,14	0,08	0,13
MgO	5,24	5,48	4,97	5,31	5,11	4,87	5,21	5,95	3,14	3,18	2,96	3,26	2,31	2,85	2,26	5,47
CaO	6,24	6,34	6,32	7,17	6,17	6,05	6,08	6,74	4,28	4,31	4,67	4,43	4,17	4,06	5,05	6,58
Na_2O	4,27	4,46	4,18	4,29	4,3	4,09	4,38	4,09	4,06	4,07	3,77	4,24	4,18	3,81	3,72	3,68
K_2O	2,45	2,46	2,65	2,5	2,41	2,31	2,42	2,4	3,15	3,28	3,38	3,18	3,38	3,27	2,29	2,13
P_2O_5	0,62	0,64	0,63	0,62	0,65	0,63	0,63	0,75	0,51	0,5	0,5	0,51	0,49	0,47	0,54	0,65
nnn	0,91	0,59	1,15	1,62	0,38	0,42	0,35	0,68	0,44	1,45	0,5	0,33	1,34	0,38	-	-
Сумма	99,68	99,66	99,4	99,68	99,66	99,37	99,67	99,93	99,73	99,98	99,1	99,72	99,71	100,73	97,16	99,13
Cr	155	155	153	143	160	168	157	184	98	115	27	120	68	1	47	127
V	126	130	126	120	120	126	127	154	97	103	-	101	96	-	-	-
Co	30	27	26	24	26	23	27	32	13	12	15	15	11	6,5	21	26
Ni	106	105	102	106	102	98	111	146	29	31	56	37	18	63	51	63
Cu	17	26	36	34	31	33	21	37	<10	<10	8	17	<10	4	39	29
Zn	90	91	87	90	92	88	89	93	87	95	84	98	88	51	87	64
Pb	17	21	21	16	19	22	21	16	24	23	10	23	24	8	8	8
Rb	56	63	67	66	68	66	65	56	114	110	101	110	121	117	92	84
Sr	688	735	690	681	731	746	756	901	465	460	513	467	478	257	576	952
Ba	538	546	543	524	565	531	514	567	562	581	583	539	542	431	508	485
Nb	26	26	26	24	29	25	26	30	17	18	-	16	18	-	-	-
Zr	276	282	278	277	282	277	271	258	332	332	339	342	338	100	176	159
Y	26	26	26	24	29	25	26	30	22	23	10	22	20	8	21	13
Al^I	1,1	1,2	1,2	1,1	1,3	1,4	1,3	1,2	1,8	1,7	1,7	1,5	1,8	1,6	1,7	1,2
Mg#	0,58	0,58	0,56	0,57	0,58	0,58	0,58	0,61	0,52	0,51	0,49	0,49	0,46	0,45	0,40	0,58

Примечание: Тызыл – 84/17, 85/17, 86/17, 87/17, 89/17, 90/17, 91/17, 92/17; Худес – 11/17, 14/17, 1/99; Таш-Тебе – 5/17, 6/17, 98/98; Ксенолиты в лавах Эльбруса – 5-1/99, 35-1/99.

Таблица 2. / Table 2.

Результаты ICP-MS анализа андезибазальтов и андезитов ЭВР / The results of ICP-MS analysis of andesibasalts and andesines EVR

Элементы (г/т) / Elements (g/t)	Номера проб / Sample numbers				
	5/17	6/17	11/17	14/17	84/17
Li	26,3	31,2	20,3	24,0	18,4
Be	2,21	2,72	2,74	2,25	1,89
Sc	13,65	12,3	14,47	13,1	17,54
Ti	6200	6238	6274	6184	7208
V	96,62	92,66	101,4	100,7	110,8
Cr	114,2	58,66	106,8	109,3	139,6
Mn	702,2	624,1	675,9	696,6	801
Co	15,05	11,25	13,68	14,15	23,74
Ni	36,01	16,76	31,09	31,82	96,64
Cu	24,41	13,72	15,56	16,2	23,62
Zn	98,56	92,79	90,7	94,97	80,86
Rb	112,3	124,1	115,4	115,6	24,97
Sr	495,3	491,5	499,5	481,9	617,4
Y	19,18	19,47	19,76	19,08	12,36
Zr	318,6	312,5	319,9	315,6	263,1
Nb	15,67	16,39	16,11	16	16,84
Mo	2,17	1,62	1,44	1,65	1,42
Ag	0,75	0,74	0,81	0,77	0,69
Cd	0,29	0,27	0,20	0,36	0,3
Sn	0,64	0,72	0,56	3,44	1,66
Sb	0,14	0,15	0,1	0,14	<0,2
Cs	2,69	4,39	2,03	3,14	0,33
Ba	541,3	570,1	559,4	534,7	508,6
La	54,19	53,46	54,44	51,17	42,98
Ce	110,9	111,6	112,7	105,8	88,34
Pr	13,05	12,97	12,94	12,62	10,45
Nd	47,52	46,68	46,97	45,93	39,85
Sm	7,83	7,66	8,15	7,83	6,88
Eu	1,74	1,80	1,79	1,74	1,68
Gd	6,98	7,01	7,21	6,92	6,29
Tb	0,90	0,87	0,87	0,85	0,78
Dy	4,11	4,13	4,17	3,99	3,77
Ho	0,79	0,81	0,78	0,77	0,70
Er	2,09	2,17	2,12	2,06	1,90
Tm	0,28	0,29	0,29	0,28	0,25
Yb	1,72	1,76	1,73	1,67	1,52
Lu	0,26	0,28	0,27	0,26	0,23
Hf	7,14	7,51	7,17	7,15	6,28
Ta	0,98	1,11	1,05	0,99	1,15
W	1,40	1,98	1,45	1,31	1,08
Tl	0,92	0,95	0,82	0,91	0,18
Pb	17,77	19,43	17,2	17,35	14,7
Bi	0,17	0,18	0,12	0,16	0,09
Th	17,76	18,14	18,06	17,56	8,95
U	3,71	4,09	3,61	3,62	2,38
∑*REE*	252,35	251,49	254,42	241,88	205,61

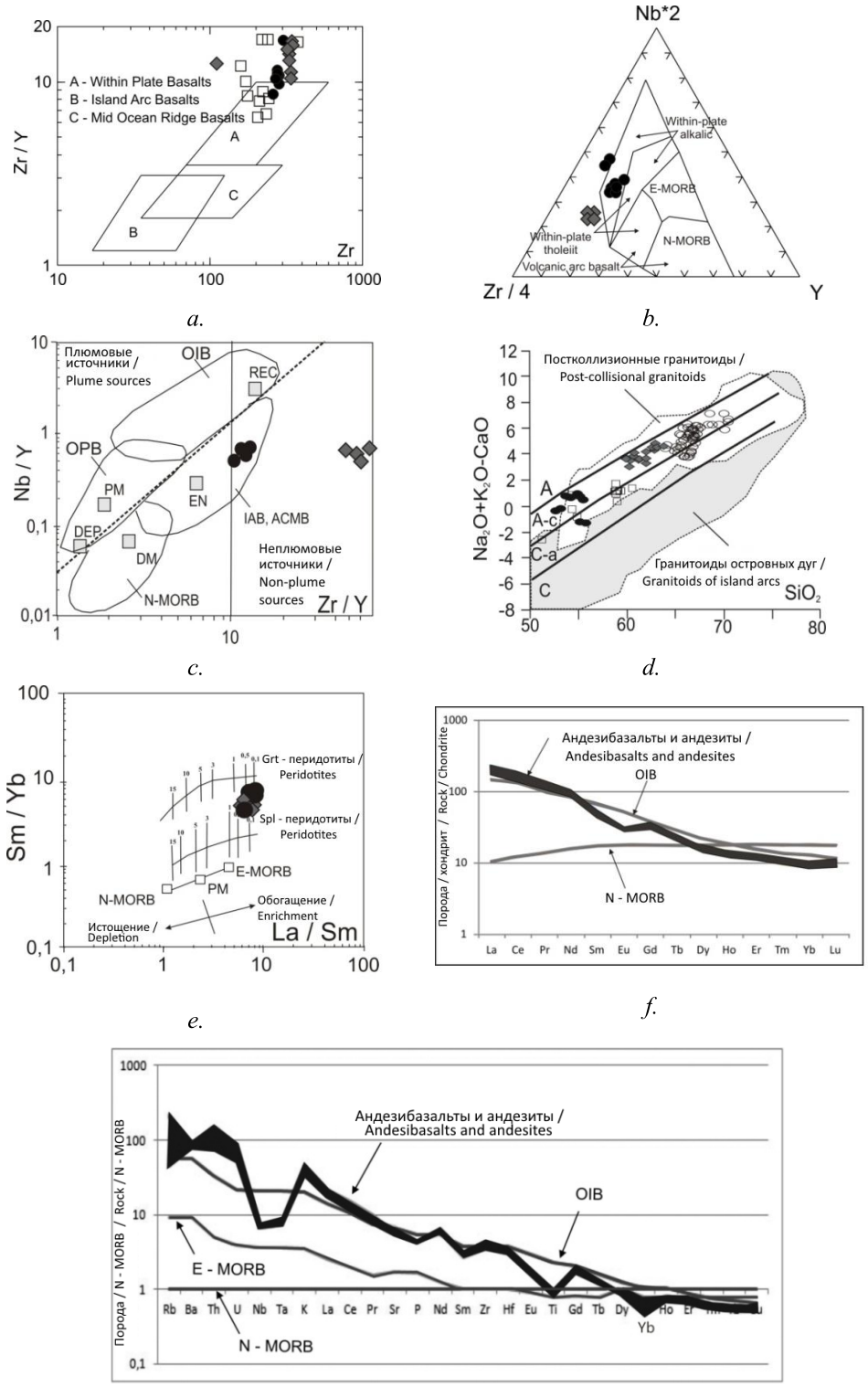


Рис. 5. Составы пород на петрогенетических и спайдер диаграммах:
*a – Zr/Y-Zr; b – Zr/-Nb*2-Y; c – Nb/Y-Zr/Y; d – (Na2O+K2O-CaO)-SiO2; e – Sm/Yb-La/Sm;*
f – концентрации REE нормированные к хондриту; g – концентрации несовместимых элементов нормированные к N-MORB. /

Fig. 5. Compositions of rocks on petrogenetic and spider diagrams:
*a – Zr/Y-Zr; b – Zr/-Nb*2-Y; c – Nb/Y-Zr/Y; d – (Na2O+K2O-CaO)-SiO2; e – Sm/Yb-La/Sm;*
f – Concentrations of REE normalized to chondrite; g – Concentrations of incompatible elements normalized to N-MORB.

ет отметить, что по сравнению с *OIB* (базальты океанических островов) в нашем случае концентрации *MREE-HREE* понижены. На модели равновесного плавления гранатового и шпинелевого перидотита *Sm/Yb-La/Sm,* [Школьник и др. 2009] (рис. 5д) точки составов группируются между трендами плавления гранатового и шпинелевого перидотита в диапазоне значений частичных выплавок ≤ 1%. Концентрации несовместимых элементов нормированные к *N-MORB* [San, McDonough, 1989] в исследованных породах имеют однотипный профиль, близкий к *OIB.* При этом, отмечается обогащение пород *LILe*, *LREE,* а также высокозарядными элементами – *Zr, Hf, U, Th.* На фоне профиля *OIB*, в изученных породах заметен существенный трог по *Nb, Ta* и негативные аномалии *Ti и Yb* (рис. 5ж).

Для выявления формул геохимической специализации изучаемых пород составлены ранжированные ряды кларков концентрации (Кк>1,5), при расчете которых использованы эталоны главных типов горных пород [Гусев и др. 1999]. Так, для трахиандезибазальтов она выражена следующим образом: – $Ag_{40}Se_{25}W_{3,0}\mathbf{Zr_{2,5}Hf_{2,4}Sr_{2,0}}Ni_{2,0}Cr_{1,8}\mathbf{Nb_{1,8}Ba_{1,6}Th_{1,6}}Mo_{1,5}$; для трахиандезитов – $Ag_{45}Se_{18}\mathbf{Zr_{2,7}Hf_{2,4}Th_{2,2}}Cd_{2,1}Cs_{2,1}U_{1,8}\mathbf{Nb_{1,8}}Tl_{1,8}Mo_{1,7}W_{1,7}$.

Сравнение полученных формул с геохимией пород, близких петрогеохимических типов (12-ти геодинамических обстановок [Гусев и др. 1999]) показало, что изученные вулканиты сопоставимы с аналогичными по составу породами коллизионных поясов и вулкано-плутонических поясов тыловых рифтов активных континентальных окраин, а их геохимическая специализация халькофильно-литофильная или полиметалльно-редкометалльная.

Обсуждение результатов аналитических исследований

Изученные породы (умеренно щелочные андезибазальты и андезиты ЭВР) являются высоко калиевыми, умеренно глиноземистыми, умеренно магнезиальными образованиями, с величинами изотопных отношений $^{87}Sr/^{86}Sr$ варьирующими в пределах 0,705107±13-0,706143±14. Они обогащены *LILe*, *LREE* и высоко зарядными элементами *Zr, Hf, U, Th.* В них спектры несовместимых элементов и *REE* имеют профиль близкий к *OIB* с характерными негативными аномалиями *Eu, Nb, Ta*, *Ti, Yb*.

По данным сейсмотомографии в верхней мантии ЭВР известна обширная, радиусом 45-60 км от вулкана, зона замедления скорости поперечных (Vs) сейсмических волн, считающаяся «астенолинзой» [Милановский и др., 1989]. Активное участие мантийного вещества в генезисе вулканитов подтверждается исследованиями величин изотопных отношений гелия ($^{3}He/^{4}He$), в котором источником ^{3}He служат магматические резервуары, связанные с астенолинзой [Яковлев, Поляк, 1997]. Еще одним подтверждением этой точки зрения являются величины изотопных отношений $^{87}Sr/^{86}Sr$ в вулканитах ЭВР (0,70506-0,70590), которые гораздо ближе к изотопным характеристикам современной мантии, чем к изотопным меткам древней коры. Изотопный состав неодима колеблется от +1,3 до –3,5 не выходя за пределы значений характерных для пород мантийного генезиса [Бубнов, Гольцман, 2005].

На модели равновесного плавления гранатового *(Ol55Opx25Cpx10Grt10)* и шпинелевого *(Ol55Opx25Cpx15Sp15)* перидотита (рис. 5д) точки составов изученных пород группируются между трендами плавления гранатового и шпинелевого перидотита в диапазоне значений частичных выплавок ≤1%. На низкую степень плавления исходных пород в литосферной мантии указывают обогащение расплава *LILe* и высокие значения $La^{н}/Yb^{н}$ отношения равные 20,2-22,6. Пониженные кон-

центрации *HREE* и отрицательная аномалия *Yb* говорят о возможном присутствии в рестите остаточного граната. Высокое содержание K_2O в трахиандезибазальтах, допускает наличие флогопита в источнике. А положение фигуративных точек составов вблизи с точкой *EN* – обогащенный компонент на рисунке 5г, и близость с составом эталона *OIB* (рис. 5е, ж), возможно свидетельствуют о более ранних явлениях мантийного метасоматизма.

Известно, что особенности поведения ряда петрогенных и редких элементов являются косвенным доказательством фракционной кристаллизации. Умеренная магнезиальность трахиандезибазальта в сочетании с негативными аномалиями *Eu, Nb, Ta*, *Ti,* свидетельствуют, на наш взгляд, о том, что этот расплав уже предварительно эволюционировал. Считается, что негативная европиевая аномалия в базитовых магмах преимущественно связана с процессами плагиоклазового фракционирования или частичного плавления, при котором плагиоклаз остается в источнике, а содержания таких элементов как *Ti, Nb, Ta* контролируются такими минеральными фазами как ильменит, рутил или сфен. Уменьшение концентраций *Mg*, *Fe, Ti, Sr, Cr, Ni, Co* в ряду пород от трахиандезибазальта к трахиандезиту указывает на продолжающееся фракционирование плагиоклаза, оливина, титан содержащего минерала и возможно пироксена.

При контаминации расплава материалом континентальной коры происходит его обогащение SiO_2, *Ba, Th, U* и *LREE.* Одним из наиболее надежных индикаторов роли осадочного компонента в магмогенезисе является концентрация в породах не мобильного в водном флюиде *Th* [Мартынов, 2010]. Аномально высокие концентрации *Th* (в г/т) в: трахиандезибазальтах – 9-14; трахиандезитах – 17-18, с большой вероятностью, указывают на существенную контаминацию расплава нижнекоровым материалом.

На основании положения фигуративных точек трахиандезибазальтов на петрогенетических диаграммах и их сравнения с геохимией близких по составу петро-геохимических типов пород из 12-ти геодинамических обстановок [Гусев и др. 1999] их можно рассматривать как: 1) внутриплитные образования (рис. 5а, б); 2) образования коллизионных поясов, либо 3) вулкано-плутонических поясов тыловых рифтов активных континентальных окраин (рис. 5в, г). Не останавливаясь на рассмотрении всех существующих представлений о геодинамическом режиме позднемиоцен – четвертичного этапа развития Кавказского региона, отметим, что исходный расплав, эволюционировавший, и, в конечном счете, образовавший изученные породы, формировался в тыловой части зоны коллизии, а его возникновение было обусловлено, по-видимому, декомпрессионными явлениями, проявившимися в связи с «синколлизионным» рифтингом, имевшим место в пределах Транскавказской поперечной зоны [Имамвердиев, 2000].

Геохимическая специализация трахиандезибазальтов и трахиандезитов по аналогии с геохимией пород близких петро-геохимических типов – халькофильно-литофильная (полиметалльно-редкометалльная) [Гусев и др. 1999]. В пределах Эльбрус-Кюкюртлинской вулканической постройки нами были выявлены субинтрузивные тела и зоны вторичных изменений вулканитов и получены данные о близких температурах формирования постмагматической судьфидной минерализации (170–213°С) и гидротермально-метасоматических образований (110–199°С). Установлена связь аномально повышенных концентраций, в первую очередь *Pb* и *Zn,* с разрывной тектоникой и зонами аргиллизации. На основании изучения составов акцессорных апатитов установлено, что содержания летучих элементов (*F, Cl,*

S) в расплавах, на ранних стадиях, сопоставимы с концентрациями аналогичного набора летучих элементов в магмах молибден- и медно-порфировых систем. Это позволило предполагать наличие соответствующей потенциальной рудоносности изученных пород, и предположить, что на глубине в несколько сотен метров от современного эрозионного среза, в зоне монтмориллонит-гидрослюдистых изменений возможно обнаружение свинцово-цинкового, а на более глубоких уровнях Cu-Mo-порфирового типов оруденения [Газеев, 2003].

Заключение

Плейстоценовые умеренно щелочные андезибазальты и андезиты ЭВР являются высоко калиевыми, умеренно глиноземистыми и магнезиальными образованиями, с величинами изотопных отношений $^{87}Sr/^{86}Sr$, варьирующими в пределах 0,705107±13-0,706143±14. Породы имеют повышенный уровень концентрации *LILe*, *LREE* и высокозарядных элементов *Zr, Hf, U, Th.* Спектры несовместимых элементов, нормированные по *N-MORB* и спектры *REE* нормированные по хондриту, имеют однотипный профиль, близкий к *OIB* с характерными негативными аномалиями *Eu, Nb, Ta*, *Ti, Yb.* Андезибазальты и андезиты ЭВР являются производными расплава, образовавшегося при частичном (≤ 1%) плавлении метасоматизированых пород литосферной мантии. Образование изученных пород обусловлено декомпрессионными процессами, проявившимися в связи с «синколлизионным» рифтингом, проявившимся в пределах Транскавказской поперечной зоны. В процессе эволюционных преобразований первичного расплава отмечаются явления фракционирования с участием плагиоклаза, оливина, титан содержащего минерала, а также контаминация расплава нижнекоровым материалом. В последующий период, при формировании дацитов, происходило смешение трахиандезибазальтового расплава с более кислым коровым расплавом [Попов, 1980; Газеев, 2004]. Геохимическая специализация трахиандезибазальтов и трахиандезитов – халькофильно-литофильная (полиметалльно-редкометалльная).

Литература

1. 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.

2. Газеев В. М. Петрология и потенциальная рудоносность Эльбрусского вулканического центра (Северный Кавказ) // Автореф. дисс. на соиск. уч. ст. к. г.-м. н. – М.: ИГЕМ РАН, 2003. – 24 с.

3. Газеев В. М., Носова А. А., Сазонова Л. В., Гурбанов А. Г., Докучаев А. Я. Петрогенетическая интерпретация неравновесных ассоциаций минералов вкрапленников плейстоценовых-голоценовых вулканитов Эльбруса // Вулканология и сейсмология. – 2004. – № 1. – С. 25-40.

4. Гусев Г. С., Кудрявцев Ю. К., Гущин А. В., Сурин Т. Н. и др. Геохимическая и металлогеническая специализация структурно-вещественных комплексов // С. – Пб.: ВСЕГЕИ, 1999. – 514 с.

5. Имамвердиев Н. А. Геохимия позднекайнозойских вулканических комплексов Малого Кавказа // Баку: «Nafta-Press», 2000. – 188 с.

6. Мартынов И. А. Основы магматической геохимии. – Владивосток: Дальнаука, 2010. – 218 с.

7. Милановский Е. Е., Расцветаев Л. М., Кухмазов С. У. и др. Новейшая геодинамика Эльбрусско-Минераловодской области Северного Кавказа // Геодинамика Кавказа. – М.: Наука, 1989. – С. 99-105.

8. Молявко В. Г., Остафийчук И. М., Короновский Н. В. Эволюция, химизм и генезис эффузивов Эльбруса // Изв. АН СССР. Сер. геол. – 1980. – № 6. – С. 31-46.

9. Школьник С. И., Резницкий Л. З., Беличенко В. Г., Бараш И. Г. Геохимия, вопросы петрогенеза и геодинамическая типизация метавулканитов Тункинского террейна (Байкало-Хубсугульский регион) // Геология и геофизика. – 2009. – Т. 50. № 9. – С. 1013-1024.

10. Яковлев Л. Е., Поляк Б. Г. Природа изотопно-гелиевой аномалии в Северном Приэльбрусье // Вулканология и сейсмология. – 1997. – № 6. – С. 3-14.

11. Condie K. C. High field strength element ratios in Archean basalts: a window to evolving sourcesof mantle plumes. // Lithos. – 2005. – Vol. 79. – Pp. 491-504.

12. Fitton J. G. Saunders A. D. Norry M. J. et al. Thermal and chemical structure of the Iceland plume // Earth Planet. Science Letter. – 1997. – Vol. 153. – Pp. 197-208.

13. Frost B. R., Barnes G. G., Collins W. J., Arculus R. J., Ellis D. J., Frost C. D. A geochemical classification for granitic rocks // Journ. Petrology. – 2001. – Vol. 42. – No. 11. – Pp. 2033-2048.

14. Meschede M. A. Metod of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeites with the Nd-Zr-Y diagram. // Chemical. Geol. – 1986. – Vol. 56. – Pp. 207-218.

15. Sun S. S., McDonough W. F. Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts. Geol. Spec. Publ. – 1989. – No. 42. – Pp. 313-345.

PETROLOGY, GEOCHEMISTRY AND MINERALOGY

DOI: 10.23671/VNC.2019.2.31976

Temperate-alkaline andesibasalts and andesites of the Elbrus volcanic region (Northern Caucasus): questions of petrogenesis, geodynamic typisation and geochemical specialization

V. M. Gazeev[1, 2], Cand. Sci. (Geol.-Min.), A. G. Gurbanov[1, 2], Cand. Sci. (Geol.-Min.), O. A. Gurbanova[3], Cand. Sci. (Chem.)

[1]Institute of geology of ore deposits, petrography, mineralogy and geochemistry RAS, 35 Staromonetny Lane, Moscow 119017, Russia;

[2]Vladikavkaz Scientific Center of the Russian Academy of Sciences, 22 Markusa Str., Vladikavkaz 362027, RNO-Alania, Russia
e-mail: gurbanov@igem. ru;

[3]Lomonosov Moscow State University, 1 Leninskie Gory, Moscow 119991, Russia

Abstract: In the central part of the Greater Caucasus, in the upper reaches of the Baksan, Malka and Kuban rivers, there are Pleistocene – Holocene volcanic structures of the Elbrus volcanic region, composed of ignimbrites, lavas and tuffs of various composition from trachiandesites, andesites to dacites and rhyolites. The predominant type is lava of dacite composition. The most basic in composition volcanic rocks, represented by trachyandesibasalts and trachyandesites were investigated. These volcanic rocks form independent structures in the northern part of the volcanic region, and in the dacitic lava flows of Elbrus volcano they are found in the form of xenoliths. The article provides a brief petrographic description of these facies and the results of RFA, ICP-MS, $^{87}Sr/^{86}Sr$ analysis. Petrochemical and geochemical characteristics of these rocks are considered. It is shown that in discriminatory diagrams, figurative points are grouped in fields characteristic of intraplate and postcollisional formations, as well as island arcs and zones of active continental margins. It is assumed that the occurrence of the primitive liquid was conditioned by decompression phenomena in connection with the "syncollisional" rifting, which appeared within the Transcaucasian transverse zone. The distribution spectra of rare-earth elements normalized to chondrite are not significantly different for trachyandesibasalts and trachyandesites. They have the form of an inclined line close to the *OIB* profile, with a noticeable negative europium anomaly. The enrichment of *LILe*, *LREE* rocks, as well as highly-charged (*Zr, Hf, U, Th)* elements is noted. Against the background of the *OIB* profile, a significant *Nb, Ta* trot and negative anomalies of *Ti* and *Yb* are noticeable in the investigated rocks. Based on variations of the *La/Sm* and *Sm/Yb* ratios, using the model of equilibrium melting of garnet and spinel peridotite, it is assumed that the primitive liquid was formed during partial ($\leq 1\%$) melting of metasomatized lithospheric mantle rocks. The evolutionary transformations of the primitive liquid are associated with the process of fractionation, the participation of plagioclase, olivine, titanium-containing mineral and its contamination by lower crust material. During the formation of dacites, this evolved mantle melt was mixed with a more acidic crust melt. It is shown that chalcophilic-lithophilic (polymetal-raremetallic) geochemical specialization is characteristic for trachiandesibasalts and trachyandesites, as well as for all rocks of the Elbrus volcanic region. This is confirmed by the fact that areas with abnormally elevated concentrations of lead, zinc, antimony, and molybdenum, associated with zones of fault tectonics and low-power zones of argilization, have been established in volcanics.

Keywords: petrography, geodynamic typisation, geochemical specialization, Elbrus volcanic district.

Acknowledgements: The work was supported by the state assignment of the IGEM RAS "Petrology and minerageny of magmatism of intraplate and post-born environments: the role of lithospheric and asthenospheric sources in the formation of melts" and was prepared with the support of the state theme: AAAA-A17-117060910044-5 in the Complex Research and Development Department of VSC RAS.

For citation: Gazeev V.M., Gurbanov A.G., Gurbanova O.A. Temperate-alkaline andesibasalts and andesites of the Elbrus volcanic region (Northern Caucasus): questions of petrogenesis, geodynamic typisation and geochemical specialization. *Geology of the South of Russia*. (in Russ.). 2019; 9 (2): 40-55. DOI: 10.23671/VNC.2019.2.31976.

References

1. Bubnov S.N., Gol'tsman Yu.V. Model of the newest volcanism of the Caucasian sector of the Alpine fold belt. Evolution of petrogenesis and differentiation of the Earth's matter. Apatity: KSC RAS, 2005. Pp. 25-28. (in Russ.)
2. Gazeev V.M. Petrology and potential ore-bearance of the Elbrus Volcanic Center (Northern Caucasus). Ph.D. Abstract. M.: IGEM RAS, 2003. 24 p. (in Russ.)
3. Gazeev V.M., Nosova A.A., Sazonova L.V., Gurbanov A.G., Dokuchaev A.Ya. Petrogenetic interpretation of nonequilibrium associations of Fossil-Pleistocene-Holocene volcanic rocks of Elbrus. Volcanology and Seismology. 2004. No. 1. Pp. 25-40. (in Russ.)
4. Gusev G.S., Kudryavtsev Yu.K., Gushchin A.V., Surin T.N. et al. Geochemical and metallogenic specialization of structural-material complexes. St. Petersburg, VSEGEI, 1999. 514 p. (in Russ.)
5. Imamverdiev N.A. Geochemistry of Late Cenozoic volcanic complexes of the Lesser Caucasus. Baku: Nafta-Press, 2000. 188 p. (in Russ.)
6. Martynov I.A. Fundamentals of magmatic geochemistry. Vladivostok: Dalnauka, 2010. 218 p. (in Russ.)
7. Milanovskii E.E., Rastsvetaev L.M., Kukhmazov S.U. et al. Recent geodynamics of the Elbrus-Mineralovodsk region of the North Caucasus. Geodynamics of the Caucasus. M.: Nauka, 1989. Pp. 99-105. (in Russ.)

8. Molyavko V. G., Ostafiichuk I. M., Koronovskii N. V. Evolution, Chemism, and Genesis of Elbrus Effusives, Izv. Academy of Sciences of the USSR. Ser. geol. 1980. No. 6. Pp. 31-46. (in Russ.)

9. Shkol'nik S. I., Reznitskii L. Z., Belichenko V. G., Barash I. G. Geochemistry, issues of petrogenesis and geodynamic typification of metavolcanites of the Tunkinsky terrane (Baikal-Khubsugulsk region). Geology and Geophysics. 2009. Vol. 50. No. 9. Pp. 1013-1024. (in Russ.)

10. Yakovlev L. E., Polyak B. G. Nature of the isotope-helium anomaly in the Northern Elbrus region. Volcanology and seismology. 1997. No. 6. Pp. 3-14. (in Russ.)

11. Condie K. C. High field strength element ratios in Archean basalts: a window to evolving sourcesof mantle plumes. // Lithos. 2005. Vol. 79. Pp. 491-504.

12. Fitton J. G. Saunders A. D. Norry M. J. et al. Thermal and chemical structure of the Iceland plume // Earth Planet. Science Letter. 1997. Vol. 153. Pp. 197-208.

13. Frost B. R., Barnes G. G., Collins W. J., Arculus R. J., Ellis D. J., Frost C. D. A geochemical classification for granitic rocks // Journ. Petrology. 2001. Vol. 42. No. 11. Pp. 2033-2048.

14. Meschede M. A. Metod of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeites with the Nd-Zr-Y diagram. // Chemical. Geol. 1986. Vol. 56. Pp. 207-218.

15. Sun S. S., McDonough W. F. Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts. Geol. Spec. Publ. 1989. No. 42. Pp. 313-345.