ВЫСОКОКАЛИЕВЫЕ ЛАВЫ ХОЛЗУНСКОГО АПАТИТ-МАГНЕТИТОВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

А.А. Кременецкий, А.И. Гусев [1], Н.И. Гусев [2], С.И. Федак [3], В.И. Крупчатников [3]

Институт минералогии и геохимии редких элементов, г. Москва

[1] Бийский педагогический государственный университет, г. Бийск

[2] Всероссийский геологический институт, г. Санкт-Петербург

[3] ОАО Горно-Алтайская экспедиция, с. Малоенисейское

Введение

Холзунское месторождение расположено в приграничной полосе Республики Алтай и Казахстана, на водоразделе рек Хайдун и Таловый Тургусун на абсолютных отметках 1700-2000 м. На месторождении выделены участки: Тургусунский в бассейне р. Таловый Тургусун, Перевальный на водоразделе рек Хайдун и Таловый Тургусун и Северный в верховьях р. Хайдун.

Район месторождения приурочен к Северо-Восточной зоне смятия, по которой проходит граница каледонид Алтае-Саянской складчатой области с герцинидами Зайсанской (Кузнецов, 1963). С мобильностью этой зоны связываются большие мощности слагающих её девонских вулканогенных отложений, более разнообразное и широкое развитие в их составе, по сравнению со смежными железоносными районами, карбонатных, глинисто-кремнистых отложений и основных вулканических пород, интенсивность динамотермального метаморфизма, широкое развитие гранитных интрузий верхнепалеозойского возраста, высокая насыщенность железными рудами (Калугин, 1964).

Рудовмещающая толща Холзунского ванадийсодержащего апатит-магнетитового месторождения сложена вулканогенно-осадочными образованиями коргонской свиты (D_{1-2} krg). В составе холзунского рудоносного горизонта выделяются две толщи: нижняя, осадочно-вулканогенная с эффузивными породами существенно трахитового, пантеллеритового, риолитового, реже трахиандезитового и трахибальтового составов, и верхняя, вулканогенно-осадочная с эффузивными породами преимущественно умеренно-щелочного риолитового состава с редкими комендитами. Обе толщи содержат горизонты и линзы магнетитовых, апатит-магнетитовых, магнетит-гематитовых руд, а также марганценосные горизонты и слои. Главный рудный горизонт, включающий Холзунское апатит-магнетитовое месторождение, локализуется в основании верхней толщи, почти на границе с нижней. Суммарные запасы руд промышленных категорий по месторождению составляют 680, 1 тыс. тонн со средним содержанием железа 28,9% и являются резервной базой Новокузнецкого и Кемеровского металлургических комбинатов (Гусев, 2007). Основным материалом для статьи послужили результаты комплексных геолого-съёмочных, специализированных металлогенических и геохимических исследований авторов при проведении ГДП-200, выполненные в 2004-2008 годах (Гусев и др., 2006; Гусев, 2007; Кременецкий, Гусев, 2008). Этими и ранними работами установлено, что рудоносный горизонт, вмещающий Холзунское месторождение, протягивается в пределах одноименного рудного поля более чем на 9 км (рис. 1, 2). В региональном плане рудоносный горизонт приурочен к наиболее прогнутой части Коргонского прогиба, вытянутого более чем на 70 км в север-северо-западном направлении. Прогиб располагается среди метаморфизованных пород терехтинского высокобарического позднерифейско-раннекембрийского мегакомплекса. К востоку от Холзунского рудного поля на российской территории в верховьях р. Хайдун и его притоков выявлено прогнозируемое Верхне-Хайдунс-

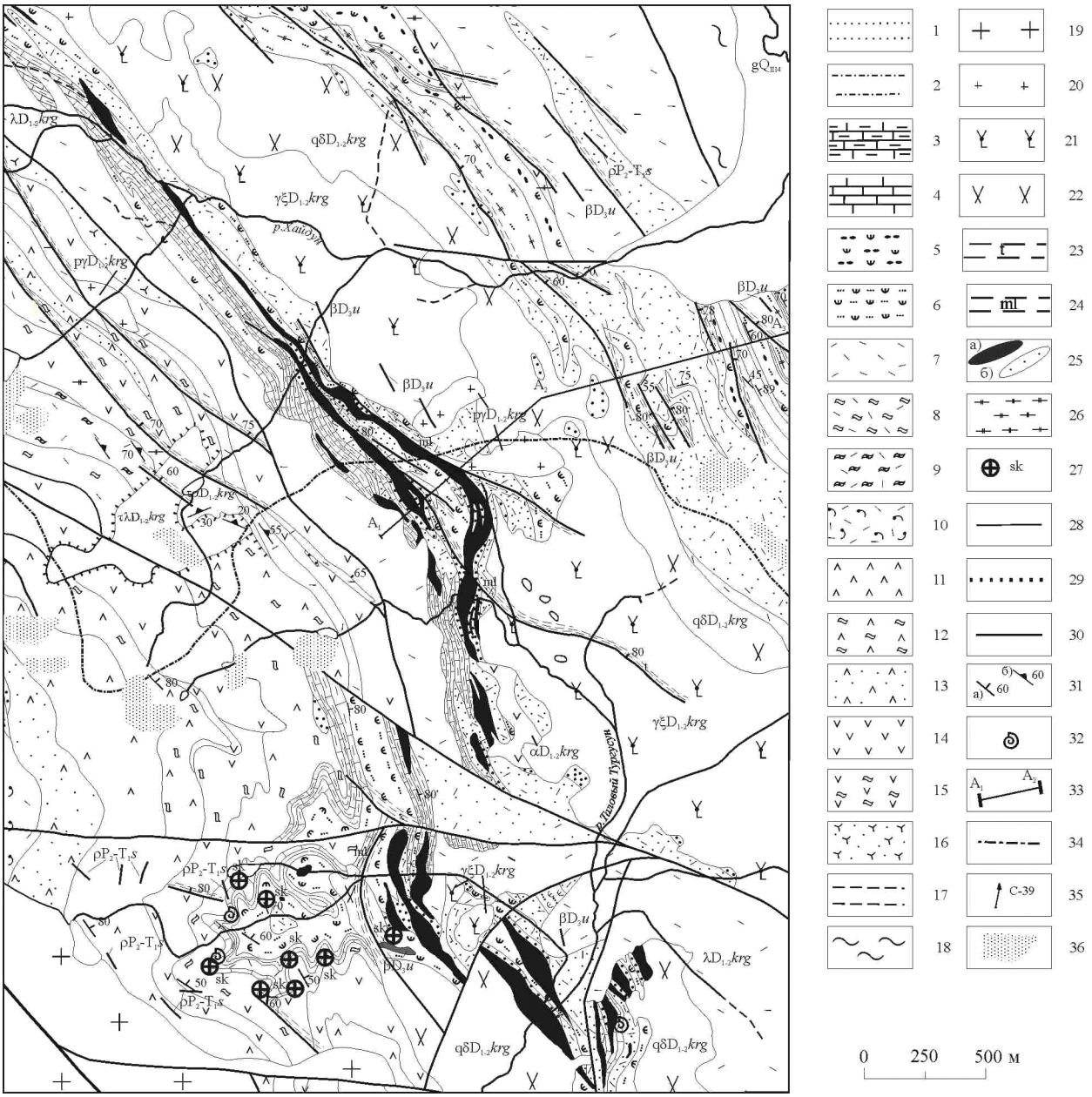

Рис. 1. Геологическая карта района Холзунского железорудного месторождения

1 - песчаники; 2 - алевролиты; 3 - известково-кремнистые сланцы; 4 - известняки мраморизованные; 5 - туфогравелиты; 6 - туфопесчаники; 7 - трахириолиты; 8 - туфолавы риолитов; 9 - спекшиеся туфы риолитов; 10 - спекшиеся псефитовые туфы, агглютинаты риолитов; 11 - трахидациты; 12 - туфолавы дацитов; 13 - псаммитовые туфы дацитов; 14 - трахиандезиты, андезиты; 15 – туфолавы андезитов и трахиандезитов; 16 - псефитовые туфы смешанного состава; 17 - кварц-альбит-биотитовые сланцы; 18 - хлоритовые сланцы; 19 - граниты; 20 - плагиограниты; 21 - граносиениты; 22 - кварцевые диориты; 23 - тектониты нерасчленённые; 24 - милониты; 25 - а) пласты, линзы апатит-гематит-магнетитовых и апатит-магнетитовых руд; б) оруденелые гематит-магнетитовые и магнетитовые туфопесчаники и туфы (содержание Feобщ. более 10%); 26 - гематитсодержащие породы (содержание Feобщ от 2 до 10%); 27 - скарны; 28 - геологические границы между разновозрастными подразделениями; 29 - геологические границы между фациально разными образованиями; 30 - разрывные нарушения, выходящие на поверхность, достоверные; 31 - элементы залегания: а- слоистости, б- флюидальности; 32 - места находок морских беспозвоночных; 33 - линия разреза; 34 - Государственная граница; 35 - скважины на разрезе и их номера; 36- ледники.

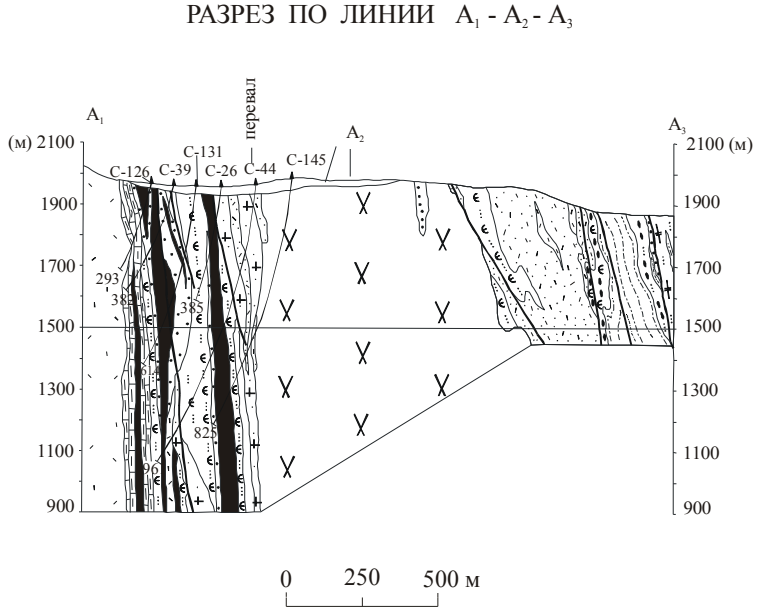

Рис. 2. Геологический разрез коргонской свиты в районе Холзунского месторождения
Условные обозначения см. на рис. 1.

кое рудное поле площадью 32 кв. км, сопровождаемое интенсивной магнитной аномалией, сопоставимой с аналогичной аномалией на Холзуне.

Актуальность проведенных исследований определяется необходимостью выявления петрогеохимических и петрологических особенностей высококалиевой серии рудовмещающих пород одного из крупнейших ванадийсодержащих апатит-магнетитовых месторождений Горного Алтая, а также геодинамической реконструкции обстановки магмо- и рудогенеза.

Петрогеохимическая характеристика эффузивных пород Холзунского месторождения

Среди эффузивов и пирокластов выделяются следующие породные группы (объёмные %): трахибазальтовые, трахиандезибазальтовые порфириты (2), трахиандезитовые порфириты, их кластолавы и туфы (8), трахитовые порфиры, трахириодацитовые порфириты, трахириолитовые порфиры, их кластолавы и туфы (37), пантеллериты, комендиты, фельзиты (2), их кластолавы и туфы (51). На площади Холзунского месторождения лавы преобладают над туфами, составляя в среднем 40% от общей мощности разреза, равной 3560 м, туфы 26,5%, туффиты 31%, известняки 0,7%, руды 1,8%. За пределами Холзунского месторождения в составе рудоносного горизонта до 80% его мощности составляют кислые пирокластические породы с участием палеоигнимбритов (коэффициент эксплозивности составляет около 80%).

Трахибазальтовые порфириты встречены нами в низах нижней толщи. Это зеленовато-серые до чёрных породы, местами миндалекаменные. Количество вкрапленников варьирует от 10 до 20%. Основная ткань породы апогиалопилитовая, в значительной степени раскристаллизована и представлена зёрнами эпидота, хлорита, серпентина с включениями оливина, титан-авгита. Интрателлурическая фаза представлена плагиоклазом, калиевым полевым шпатом, авгитом. Плагиоклаз вкрапленников представлен лабрадором №52-58. Трахибазальтовые порфириты по соотношениям суммы щелочей и кремнекислоты попадают в поле фонотефрита (рис. 3) и характеризуются самыми высокими концентрациями из всех

1. Представительные анализы лав Холзунского месторождения

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO_2	51,36	55,29	63,8	64,10	67,5	71,9	72,1	71,67	74,19	74,26
TiO_2	1,63	1,95	1,01	0,96	0,58	0,62	0,45	0,41	0,13	0,15
Al_2O_3	15,77	11,14	14,3	14,10	14,4	12,40	14,0	12,03	12,22	12,21
Fe_2O_3	11,15	13,75	6,05	4,96	2,68	3,86	2,06	2,88	0,46	0,46
FeO	3,38	3,30	1,67	2,65	2,09	0,7	0,98	0,75	2,37	2,34
MnO	0,64	0,33	0,07	0,06	0,14	0,05	0,01	0,12	0,02	0,03
MgO	2,40	1,32	1,56	1,29	1,04	0,33	0,5	0,25	0,04	0,05
CaO	2,21	2,94	0,60	0,57	0,8	0,42	0,34	0,07	0,06	0,06
Na_2O	1,22	0,43	0,78	0,57	2,45	0,21	3,05	0,77	0,19	0,19
K_2O	8,41	8,55	9,08	9,46	7,06	8,76	5,5	11,27	9,77	9,71
P_2O_5	0,33	0,68	0,29	0,28	0,13	0,13	0,08	0,5	0,04	0,11
П.п.п.	1,15	1,0	0,68	0,53	0,8	0,56	0,82	0,13	0,42	0,32
Сумма	99,83	99,43	100,0	99,9	99,9	100,0	100,0	100,4	99,71	99,88
Cr	29,6	26,7	24,4	13,2	63	67,6	21,2	12,7	9,4	9,5
V	40,2	35,8	20,3	20,3	47,7	28,3	16,1	9,6	8,5	8,4
Cu	4,8	4,2	3,64	12,0	7,65	4,79	17,9	4,8	3,6	3,7
Zn	95,7	91,3	88,1	71,1	53,7	15,5	28,8	14,5	12,2	12,4
Pb	3,7	3,2	2,62	6,14	3,48	<1	<1	2,52	2,0	2,01
Sr	45,3	44,4	24,3	25,9	40,3	24,2	23,5	25,1	25,1	24,2
Mo	1,16	1,18	2,31	1,54	7,17	6,96	1,99	7,1	6,9	6,6
Sb	0,95	1,02	1,29	1,94	1,62	2,06	1,84	2,1	1,9	1,8
Ba	307	318	377	462	717	652	262	660	323	326
Sc	13,7	13,1	12,9	7,91	7,67	5,74	6,25	5,11	4,4	4,5
Sn	2,05	2,11	2,21	3,26	1,5	1,67	2,15	1,62	1,31	1,33
Be	4,18	4,02	2,51	2,4	2,27	2,62	2,39	2,94	2,09	2,15
Rb	134	146	209	187	210	190	158	131	159	156
Nb	42,6	43,8	53,6	40,4	34,2	33,6	21,6	36,6	32,7	32,3
La	21,5	22,4	40,8	33,5	17,5	33	22,3	28,5	26,2	26,1
Ce	37,7	41,2	90,0	73,9	38,0	73,4	54,2	63,1	35,3	35,2
Pr	10,4	11,1	11,5	9,31	4,61	8,98	6,99	7,62	6,7	6,8
Nd	35,5	42,6	45,8	38,5	18,3	35,7	29	28,8	18,4	18,2
Sm	10,9	11,1	11,3	8,44	3,91	8,02	7,65	6,11	2,4	2,3
Eu	3,14	2,56	2,42	2,03	1,04	1,95	2,14	1,11	0,64	0,65
Gd	12,6	11,2	10,8	9,26	4,15	8,35	7,26	5,91	3,55	3,54
Tb	2,03	1,82	1,79	1,66	0,74	1,31	1,08	0,85	0,78	0,77
Dy	13,6	12,1	11,0	10,1	5,01	7,49	6,24	6,11	4,76	4,75
Ho	3,1	2,45	2,31	2,15	1,07	1,63	1,32	1,3	1,20	1,21
Er	8,26	7,21	7,13	6,19	3,23	4,3	4,15	3,8	3,25	3,27
Tm	1,23	1,11	1,05	0,91	0,51	0,69	0,58	0,6	0,56	0,55
Yb	8,14	7,5	7,0	6,24	3,53	4,46	4,18	4,4	3,3	3,4
Lu	1,22	1,03	0,99	0,97	0,49	0,63	0,6	0,65	0,50	0,51
Y	75,6	70,7	69,7	60,2	31,5	45	37,8	37,5	35,4	35,1
Ga	22,1	21,5	20,0	18,3	15,9	13,2	17,5	14,1	13,8	13,7
Zr	375	372	371	362	283	241	282	305	287	283
Hf	10,3	9,6	9,54	8,96	6,38	6,11	6,71	7,33	7,28	7,31
Ta	1,85	1,75	1,62	1,43	0,95	1,18	1,16	1,2	1,8	1,9
W	0,69	0,71	0,73	0,64	2,18	1,25	0,86	1,1	1,3	1,2
Th	12,1	11,9	11,3	11,3	7,72	8,79	8,76	9,7	11,6	11,5
U	3,75	4,02	3,92	3,72	2,02	2,44	3,31	3,3	4,7	4,6
Co	15,6	12,6	11,8	10,5	9,98	6,16	3,78	5,0	3,1	3,0
Ni	7,5	3,5	2,9	5,4	4,6	6,0	2,5	3,2	2,1	2,2
Cs	0,9	1,2	1,4	1,7	2,3	1,2	1,6	1,5	1,5	1,4
Li	14,5	21,5	23,7	19,7	18,9	7,57	8,48	7,7	7,6	7,3
As	2,15	2,14	2,75	4,99	2,44	2,16	1,3	1,45	1,41	1,35
Bi	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	0,2	0,22	<0,1	<0,1	0,2	0,1

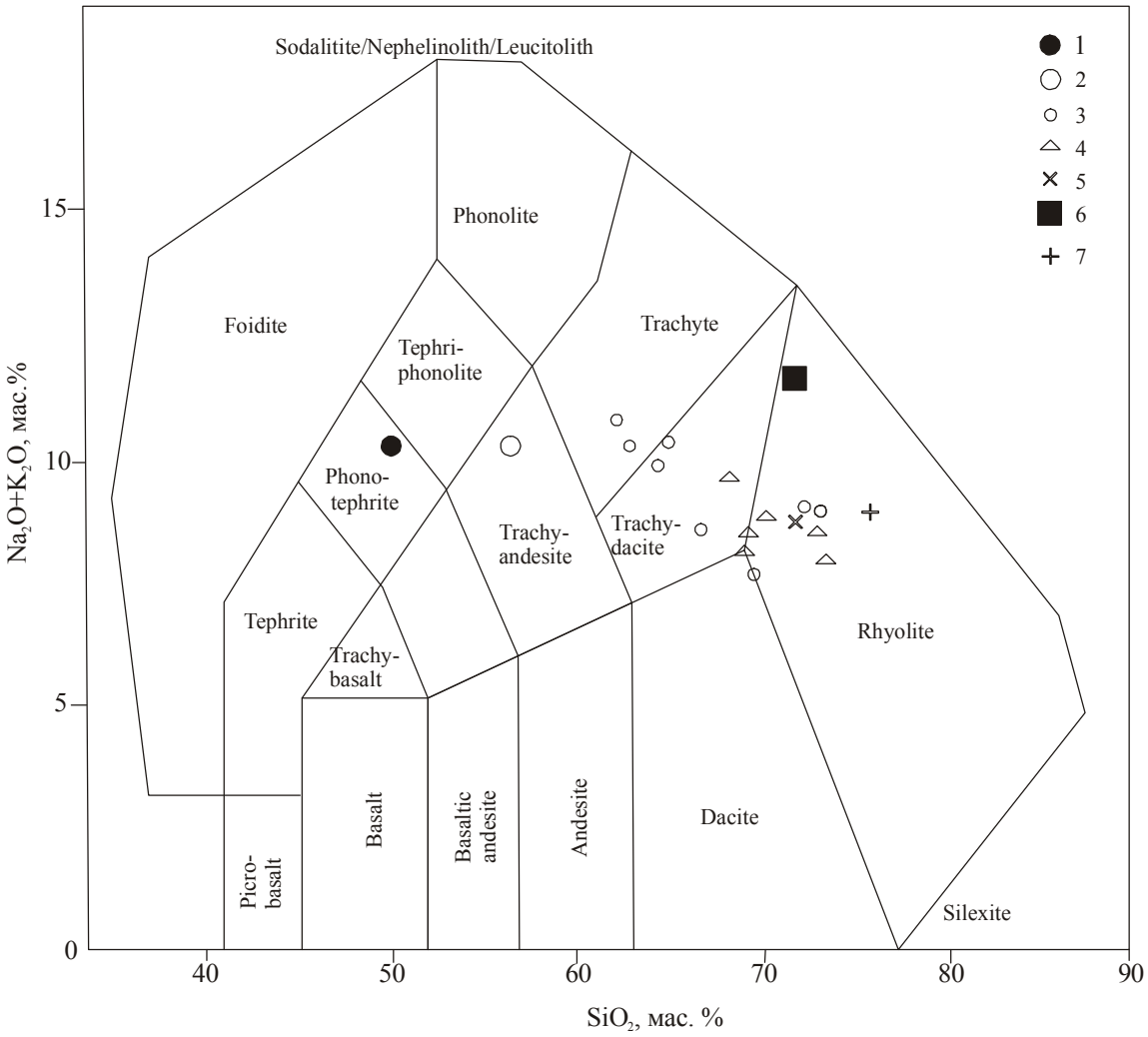

Рис. 3. Диаграмма (Na_2O+K_2O) – SiO_2 по для вулканогенных пород Холзунского месторождения.

1 - трахибазальт, 2 - трахиандезибазальт, 3 - трахит, 4 - трахидацит и трахиандезидацит, 5 - фельзит, 6 - пантеллерит, 7 - комендит.

породных типов участка MnO, Sr, Sc, Be, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu, Y, Ga, Zr, Hf, Ta, Th, Co, Ni. В то же время в них наблюдаются самые низкие отношения лёгких редкоземельных элементов (РЗЭ) к средним и тяжёлым. Низкие отношения $(La/Yb)_N$ указывают на слабое фракционирование РЗЭ в трахибазальтах (табл. 1).

Трахиандезибазальтовые порфириты – это тёмно-серой до чёрной окраски с зеленоватым оттенком породы, ассоциирующие с трахибазальтами. Во вкрапленниках присутствуют плагиоклаз и авгит. Количество интрателлурической фазы 10-14%. Микроструктура основной ткани породы апоинтерсертальная, сложена моноклинным пироксеном, плагиоклазом, магнетитом и продуктами девитрификации вулканического стекла – хлоритом, эпидотом, рудным минералом. Для трахиандезибазальтовых порфиритов отмечаются весьма низкие концентрации глинозёма и максимальные – пентоксида фосфора, оксида титана. Из микроэлементов в них наблюдаются наибольшие концентрации лития (табл. 1).

Примечание к таблице 1. Петрогенные оксиды – в мас. %, редкие элементы – в г/т. Анализы выполнены в Лаборатории ВСЕГЕИ. 1 - трахибазальтовый порфирит, 2 - трахиандезибазальтовый порфирит, 3 - трахит, 4 - трахит щелочной, 5 - трахидацитовый порфирит, 6 и 7 - трахириодацитовые порфиры, 8 - пантеллерит, 9 - фельзит ленточный, 10 - комендит.

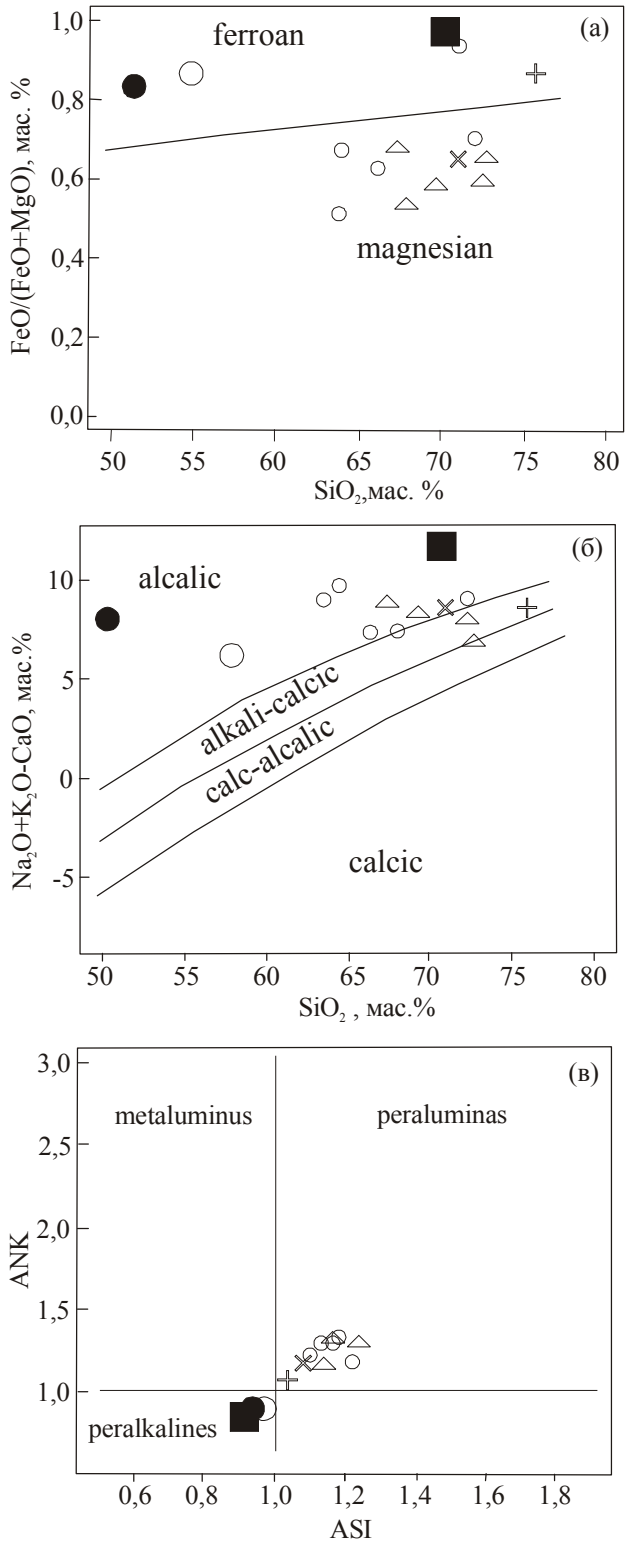

Рис. 4. Соотношения петрогенных компонентов в вулканогенных породах Холзунского месторождения.

Диаграммы (а) и (б) - по (Frost B., Frost C., 2008). Усл. обозн. см. на рис. 3.

Трахиандезитовые порфириты распространены в нижней толще. Это тёмно-серые до стально-серых миндалекаменные и шаровые разности. Микроскопически в них устанавливается пилотакситовая или трахитовая структуры основной массы. Интрателлурические вкрапленники представлены альбитом №2-8, реже калишпатом и псевдоморфозами вторичных минералов (смесь хлорита, эпидота, карбонатов) по темноцветным компонентам. По объёму вкрапленники составляют 10-17%. Основная ткань породы сложена микролитами калиевого полевого шпата и реже альбита №2-10. Интерстиции между полевыми шпатами выполнены магнетитом и гематитом. Миндалины выполнены хлоритом, кальцитом, кварцем, баритом, магнетитом, гематитом, редко - сфеном, апатитом.

Трахитовые порфиры и пантеллериты также встречаются в нижней толще. Это тёмно-серые и лилово-серые породы с микрофельзитовой, реже трахитовой структурой основной массы. Порфировые выделения представлены калишпатом и альбитизированным плагиоклазом (альбит № 1-9), составляющими до 15-18% объёма пород. Первичные темноцветные минералы разложены и замещены кварцем, альбитом, хлоритом, рудным минералом. Для них характерны повышенные концентрации Rb, Nb, лёгких РЗЭ (La, Ce, Pr, Nd).

Трахириодацитовые порфиры присутствуют только в верхней толще. Это зеленовато-светло-серые породы с полосчатой текстурой. Интрателлурическая фаза представлена щелочным полевым шпатом – ортоклазом состава (Ort62-65Ab38-35), редко кварцем и ромбическим пироксеном. Основная масса породы апофельзитовая и состоит из зёрен щелочного полевого шпата, кварца и тонкой сыпи магнетита. В трахириодацитовых порфирах отмечаются минимальные концентрации Pb и повышенные отношения лёгких РЗЭ к тяжёлым и средним.

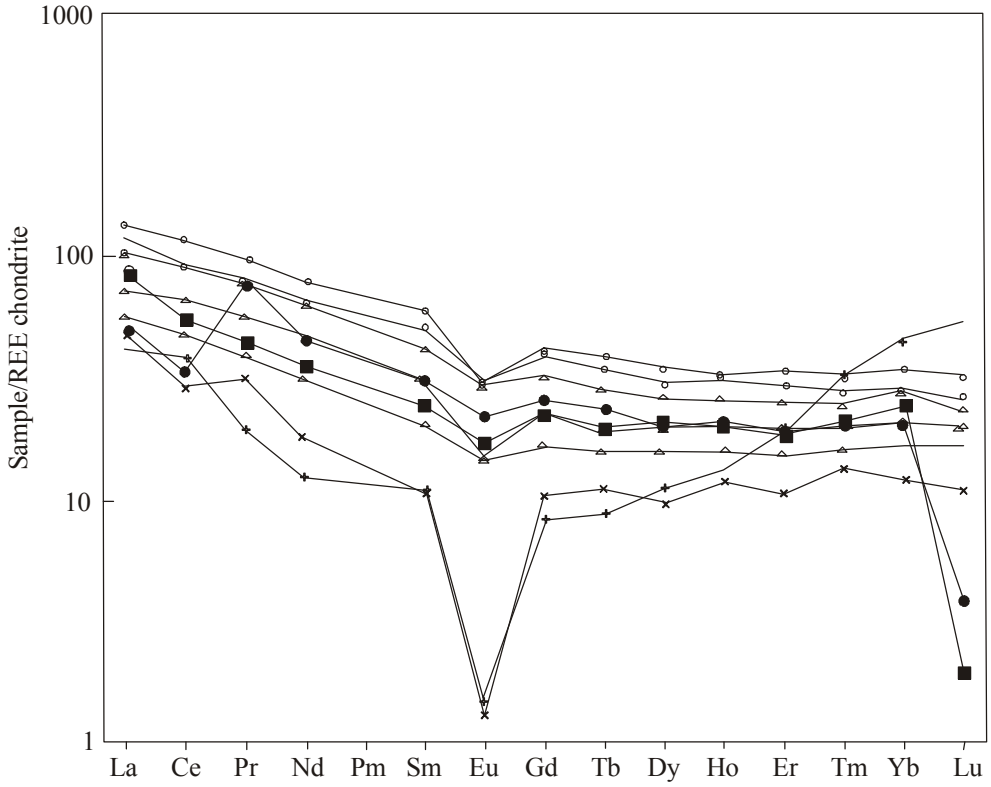

Рис. 5. Диаграмма содержаний РЗЭ в высококалиевых лавах Холзунского месторождения.

Нормализация отношений редкоземельных элементов выполнена относительно хондрита по (Anders, Grevesse, 1989). Условные обозначения см. рис. 3.

Фельзиты образуют потоки мощностью от 140 до 180 м и протяжённостью по простиранию до 6-8 км. Наиболее мощная пачка фельзитов расположена в подошве железорудного горизонта апатит-магнетитовых руд. В пачке присутствуют шаровые и ленточные разности. В подошве и кровле пачки преобладают шаровые разности, а в центральной – ленточные (флюидально-полосчатые), которые петрографически детально описаны Э.Г. Кассандровым и В.И. Ивановым (Кассандров, Иванов, 1979; Кассандров, 1980). Шары образуют эллипсоидальные и лепёшковидные обособления размерами от нескольких миллиметров до 6 см. Распространены они в фельзите неравномерно. Шары сложены кварцем и калиевым полевым шпатом. Внешние каёмки шаров обогащены мельчайшей сыпью гематита, магнетита и титаномагнетита. Связующая масса шаровых фельзитов состоит из калиевого полевого шпата (60-65%), кварца (15-20%, альбита (до 15%, рудных минералов (до 5%), единичных зёрен апатита, циркона, редко флюорита. Ленточные фельзиты характеризуются чередованием полос с различной степенью раскристаллизации вулканического стекла, разной обогащённостью дисперсным рудным веществом и разным минеральным составом. Они состоят из калиевого плевого шпата и кварца, с также подчинённых - альбита, серицита, магнетита, гематита, апатита, циркона, рутила. Структура ленточных фельзитов микроаллотриоморфнозернистая. В фельзитах наблюдаются минимальные содержания оксидов титана и фосфора, Cr, Cu, Ni, Zn, Sc, Sn, Be, Eu, Ho, Er и высокие значения отношений (La/Yb)N и (La/Sm)N, указывающие на более интенсивно проявленный тип дифференциации РЗЭ (табл. 1). В них ярко проявлена негативная аномалия европия (рис. 5).

Пантеллериты распространены в верхней толще и отличаются от трахитов присутствием реликтов эгирин-авгита. Пантеллериты ассоциируют с шаровыми и ленточными

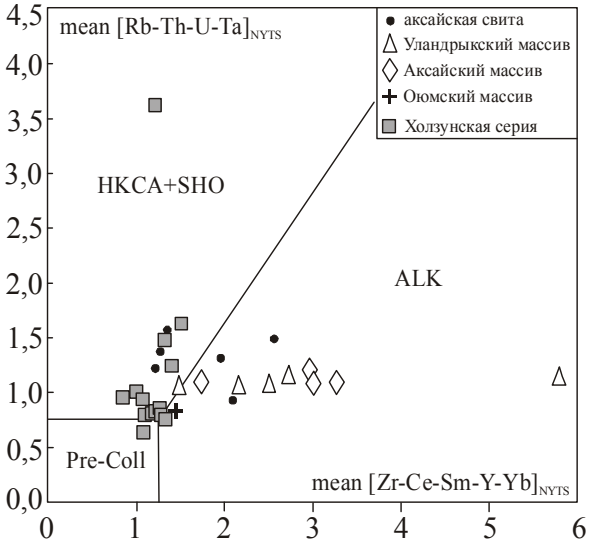

Рис. 6. Щелочной тренд холзунских высококалиевых лав и аксайского вулканического комплекса на диаграмме по (Liegeois et al.,1998*).*

Составы пород аксайского вулканического комплекса и высококалиевые лавы Холзунского месторождения нормализованы по составу пород постколлизионных синсдвиговых высоко-калиевых известково-щелочных серий Yenchichi-Telabit (NYTS – normalization to the Yenchichi-Telabit series). Поля на диаграмме: Pre-Coll - доколлизионного известково-щелочного магматизма, HKCA + SHO – высококалиевого известково-щелочного и шошонитового магматизма, ALK – щелочного магматизма.

фельзитами. Это зеленовато-серые породы. Структура трахитоидная. Основная ткань породы представлена продуктами раскристаллизации стекла (агрегаты кварца, калиевого полевого шпата, хлорита, редко – альбита) с ажурной флюидальностью, подчёркиваемой микролитами калиевого полевого шпата. Во вкрапленниках присутствуют анортоклаз (Ort27Ab64An9), редко кварц и эгирин-авгит. Последний нередко замещён хлоритом, карбонатом и рудным минералом. Количество интрателлурической фазы около 10-12%. В пантеллеритах пониженные концентрации глинозёма, Y, Ta, W, U и максимальные – калия. Повышенные концентрации отмечаются для Ba и минимальные - для Rb.

Комендиты тесно ассоциируют с пантеллеритами и распространены в верхах верхней толще. Они отличаются от них более светлой окраской. Характеризуются флюидальной текстурой. Во вкрапленниках присутствуют кварц, анортоклаз состава (Ort30Ab66An4), эгирин-авгит, местами замещаемый хлоритом и рудным минералом по периферии кристаллов. Основная ткань породы сложена микролитами калиевого полевого шпата, зёрнами пироксена, близкого к авгиту, редко – арфведсонита, эгирин-авгита и флюорита, апатита, скоплений и сыпи рудного минерала (магнетита и гематита). В комендитах весьма близкие концентрации элементов отмечаются для таковых в фельзитах. В них наблюдаются минимальные концентрации Nb, Nd, Sm, Dy, пониженные содержания Eu, Ho, Er, Tm. Им свойственны высокие отношения лёгких РЗЭ к тяжёлым и средним, указывающим на проявленный тип дифференциации редкоземельных элементов. В них, как и в фельзитах, ярко выражена негативная аномалия европия (рис. 5).

На TAS-диаграмме эффузивы Холзунского месторождения образуют тренд от фонотефрита к трахиандезитам, трахитам, трахидацитам и риолитам (рис. 3). На петрохимических диаграммах видно, что в мафических и салических вулканитах наблюдается более железистый состав и существенно магнезиальный в средних по составу эффузивах (рис. 4). Однонаправленный тренд в координатах щёлочности и известковистости проявляется от существенно мафических вулканитов к салическим. Одновременно с этим от мафических к салическим эффузивам тренд проявлен от пералкалиновых разностей к пералюминиевым.

На диаграмме распределения РЗЭ во всех породах, кроме комендита и фельзита, отсутствует ярко выраженный минимум по европию. В пантеллеритах и трахиабазальтах проявлен минимум по лютецию (рис. 5).

На диаграмме соотношений многих рассеянных и редкоземельных элементов (рис. 6) высококалиевые лавы Холзунского месторождения попадают в поле высококалиевых известково-щелочных и шошонитовых серий. Для сравнения на эту же диаграмму нанесены данные по аксайскому комплексу. Из сравнения видно, что на этой диаграмме холзунские высококаливые лавы имею совершенно другой тренд, отличный от аксайского.

Палеогеодинамическая интерпретация обстановки формирования высококалиевых лав Холзунского месторождения

Для девонских лав Холзунского месторождения и в целом Коргонского прогиба существует неоднозначная геодинамическая интерпретация. По данным В.А. Кривчикова, В.И. Тимкина, С.В. Кривчиковой для субщелочных лав предполагается формирование в задуговых и междуговых бассейнах с корой сиалического типа надсубдукционного магматизма (Кривчиков и др., 2007). Указанные авторы сопоставляют коргонские вулканиты с базальт-трахиандезит-трахидацитвой ассоциацией, развитой в Центральной котловине Японского моря (Фролова, Бурикова, 1997). Ю.А. Туркиным, С.И. Федаком лавы Коргонского прогиба отнесены к образованиям активных окраин континентов кордильерского и андийского типов (Туркин, Федак, 2008). По данным А.А. Кременецкого, А.И. Гусева высококалиевые лавы и генетически связанное с ними оруденение Холзунской магмо-рудно-метасоматической системы интерпретируется результатом функционирования плюмтектоники (Кременецкий, Гусев, 2008).

Важное значение для разделения мантийных магм различных геодинамических обстановок имеют содержания и канонические отношения несовместимых элементов в мантийных резервуарах (Коваленко и др., 2007). При этом для деплетированной мантии (ДМ) наблюдаются минимумы Rb, Ba, Pb, Nb, Cl, H_2O и общее повышение нормированных содержаний от высоко- к умереннонесовместимым элементам. Для мантии океанических плюмов (МОП) наблюдаются максимумы Rb, K_2O, Be, Nb, Ta и F и минимумы B, Pb, H_2O и S. Для мантии континентальных плюмов (МКП) отмечаются минимумы Th, K_2O, Pb, Ta и максимумы Ba, Cl, F и слабые минимумы Ti, Li, S. На диаграмме соотношений тантала к ниобию высококалиевые эффузивы месторождения Холзун образуют близкий тренд к линии регрессии континентальных внутриплитных обстановок и мантии континентальных плюмов (рис. 7). Близкое положение тренда наблюдается и на диаграмме соотношений урана к ниобию. Отличие заключается в значительно более высоких концентрациях урана в породах Холзунского месторождения, и тренд для его породных типов перпендикулярен линии регрессии внутриплитных обстановок и мантии континентальных плюмов (рис. 8). На диаграмме Th/Yb – Ta/Yb высококалиевые лавы Холзуна образуют единый тренд от трахитов и трахириодацитов к фельзитам и комендитам и располагаются в поле внутриплитного магматизма (рис. 9). При этом они целиком локализуются в поле базальтовой ассоциации архипелага Кергелен, частично попадая в поле щелочных базальтов Байкальской рифтовой зоны и тяготея к среднему составу щелочных базальтов океанических островов (OIB). На диаграмме соотношений La – Nb в лавах Холзунского месторождения большинство пород вулканического комплекса имеют отношения La/Nb< 2 и фигуративные точки породных типов попадают в поле астеносферного источника (рис. 10).

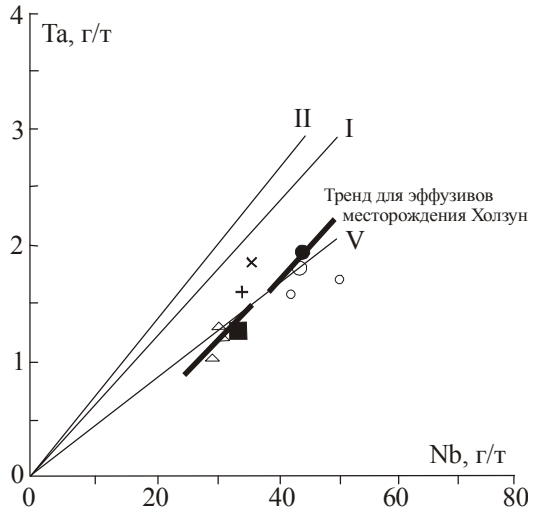

Рис. 7. Диаграмма соотношений концентраций Ta и Nb в породах Холзунского месторождения.

Линии уравнений регрессии по (Коваленко и др., 2007): I - для магм СОХ и деплетированной мантии; II – для океанических островов и мантии океанических плюмов; V – континентальных внутриплитных обстановок и мантии континентальных плюмов. Остальные условные обозначения см. на рис. 3.

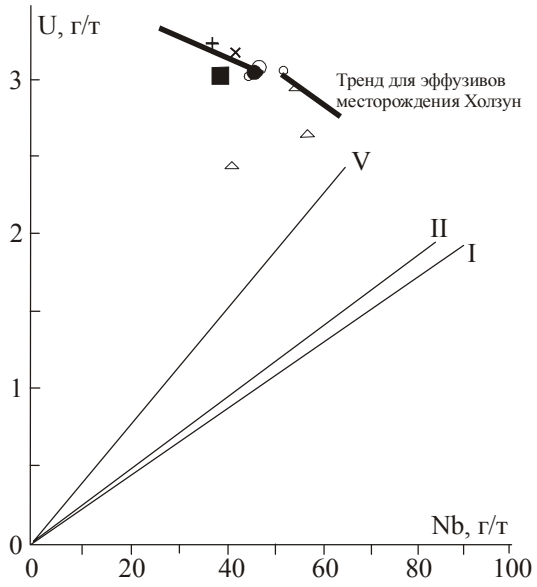

Рис. 8. Диаграмма соотношений концентраций U и Nb для эффузивных пород Холзунского месторождения.
Условные обозначения см. на рис. 3 и 6.

Обсуждение результатов

Полученные результаты показывают, что генерация высококалиевых лав Холзунского месторождения происходила в сложных условиях. Считается, что типичные высококалиевые и шошонитовые магматиты образуются в постколлизионных обстановках (Liegeous et al, 1998). Однако существует и второй астеносферно-нижнелитосферный источник, который по определению близок к своей температуре плавления и может генерировать магмы повсеместно во времени и пространстве. Главными возбудителями плавления являются основные литосферные структуры, которые действуют не только в постколлизионной обстановке, но также в других, таких как внутриплитная.

На многих диаграммах высококалиевые лавы Холзунского месторождения действительно тяготеют к внутриплитной обстановке (рис. 6 и 8) и к полю мантийных континентальных плюмов. На наш взгляд, ближе к действительности для Холзунских высококалиевых лав внутриплитная обстановка, инициированная плюмтектоникой. Об этом говорит и само положение Коргонского прогиба, заложенного во внутриконтинентальной обстановке среди глубокометаморфизованных пород теректинской свиты позднерифейско-раннекембрийского возраста. Такой же, среднедевонский, возраст имеют анорогенные гранитоиды майорского и турочакского комплексов, сформированные в результате функционирования мантийной горячей точки (Тимкин и др., 2007; Дзагоева и др., 2007).

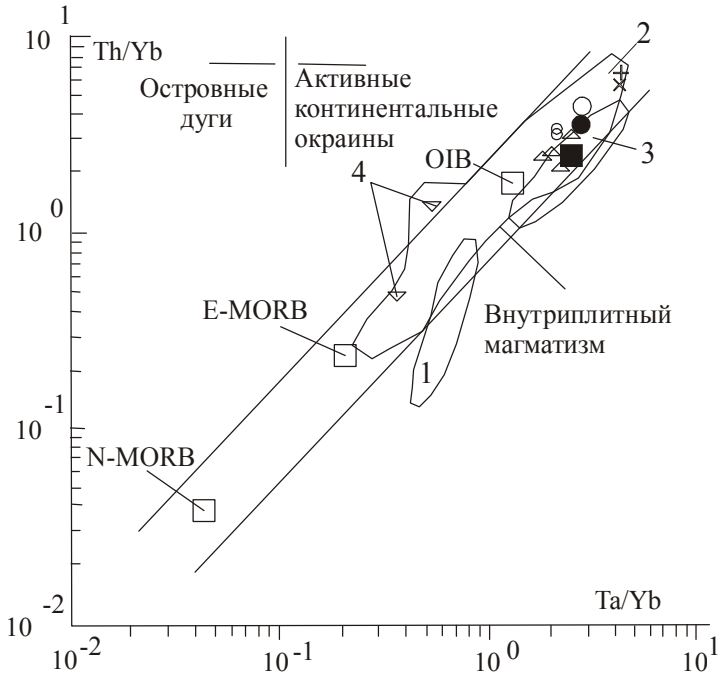

Рис. 9. Диаграмма Th/Yb – Ta/Yb для высокалиевых лав Холзунского месторождения.
Цифрами показаны поля составов: 1- толеитов вулкана Мауна Кеа, Гавайи (Frey et al., 1991); 2- базальтовой ассоциации архипелага Кергелен; 3- щелочных базальтов Байкальской рифтовой зоны (Кононова и др., 1993); 4- траппов Деккана и Параны (Wilson, 1989). Условные обозначения см. на рис.3.

Заслуживает внимания и обсуждения и сам механизм формирования высококалиевых лав. Для этого нами предприняты два варианта выявления петрологического механизма магмогенерации. По первому из них, позволяющему устанавливать возможность фракционной кристаллизации в магматическом очаге, построены бинарные диаграммы, нацеленные на выявление фракционной кристаллизации в расплаве путём кристалли-

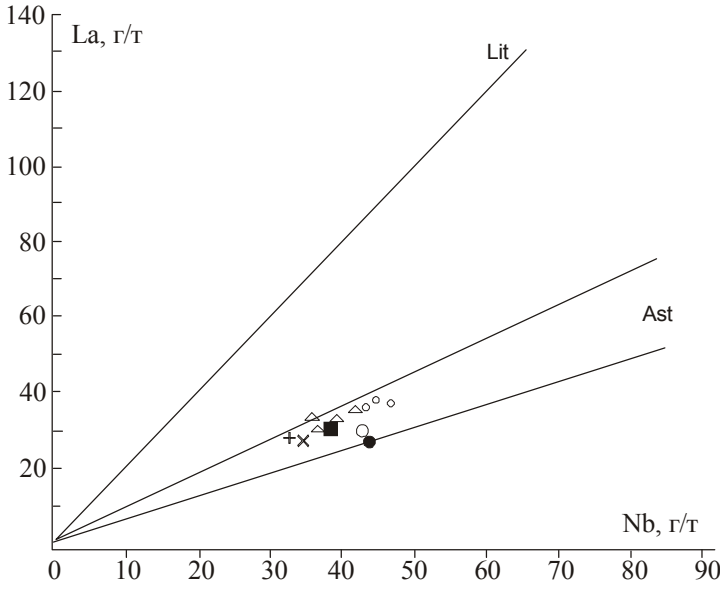

Рис. 10. Диаграмма La-Nb по (De Paolo, Daley, 2000) для высококалиевых лав Холзунского месторождения.

Поля на диаграмме: в прямоугольном поле – Pre-Coll – доколлизионного известково-щелочного магматизма; в поле слева вверху – HKCA+SHO – высоко-калиевого известково-щелочного и шошонитового магматизма; в поле справа внизу – ALK – щелочного магматизма. Ast – поле лав, производных астеносферного источника, La/Nb от 0,6 до 0,9. Lit – литосферный источник, La/Nb>2.

зации того или иного минерала (рис. 11). При этом наиболее правдоподобная картина возможности фракционной кристаллизации выявляется для случаев такой фракционной кристаллизации в ранних фазах ортопироксенов, плагиоклаза и роговой обманки с соответствующим разделением рубидия, бария и циркония (рис. 11, случаи в и г).

Проверка возможного фракционирования и кристаллизационной дифференциации в магматическом очаге проведена также на диаграмме Брэдшоу (1992), позволяющей оценивать степень частичного плавления родоначального мантийного субстрата и особенности фракционирования и возможного смешения источников (рис. 12).

Анализ этой диаграммы показывает, что трахибазальты и трахиандезибазальты образовались при небольшой степени частичного плавления мантийного источника. В дальнейшем на отрезке от трахиандезибазальтов к фельзитам и комендитам происходило смешение расплавов (возможно, в промежуточных камерах, где происходило плавление корового источника) продуктов щёлочно-базальтовой мантийной магмы и коровых компонентов (рис. 12).

Второй вариант выявления механизма магмогенерации связан с возможностью тетрадного эффекта фракционирования редкоземельных и других элементов. Этот механизм возможен также, так как в лавах в больших количествах присутствовали такие летучие компоненты, как фтор, хлор, углекислота. Это подтверждается тем, что и в лавах, и продуктах ликвации присутствовали высокофтористые фазы (фторапатит, флюорит и др.). Кроме того,

2. Отношения элементов и значения тетрадного эффекта в высококалиевых лавах месторождения Холзун

Отношения	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Y/Ho	24,4	28,8	30,2	28,0	29,4	27,6	28,6	28,8	29,5	29,0	29,0
Eu/Eu*	0,059	0,051	0,048	0,051	0,057	0,053	0,063	0,041	0,049	0,050	0,32
La/Lu	17,6	21,7	41,2	34,5	35,7	52,4	37,2	43,8	52,4	51,2	0,975
Zr/Hf	36,4	38,8	38,9	40,4	44,4	39,4	42,0	41,6	39,4	38,7	36,0
Sr/Eu	14,4	17,3	10,0	12,8	38,8	12,4	11,0	22,61	39,2	15,4	100,5
$TE_{1,3}$	0,96	0,98	1,01	1,01	1,02	1,02	1,04	1,04	1,0	1,0	-

Примечание. $TE_{1,3}$ – тетрадный эффект по В. Ирбер (Irber, 1999). $Eu^*= (Sm_N+Gd_N)/2$. Значения РЗЭ нормированы по хондриту по Anders E., Greevesse N. (1989). 1- Трахибазальтовый порфирит, 2- трахиандезибазальтовый порфирит, 3- трахит, 4- трахит щелочной, 5- трахидацитовый порфирит, 6 и 7- трахириодацитовый порфир, 8- пантеллерит, 9- фельзит ленточный, 10-комендит; 11- хондрит.

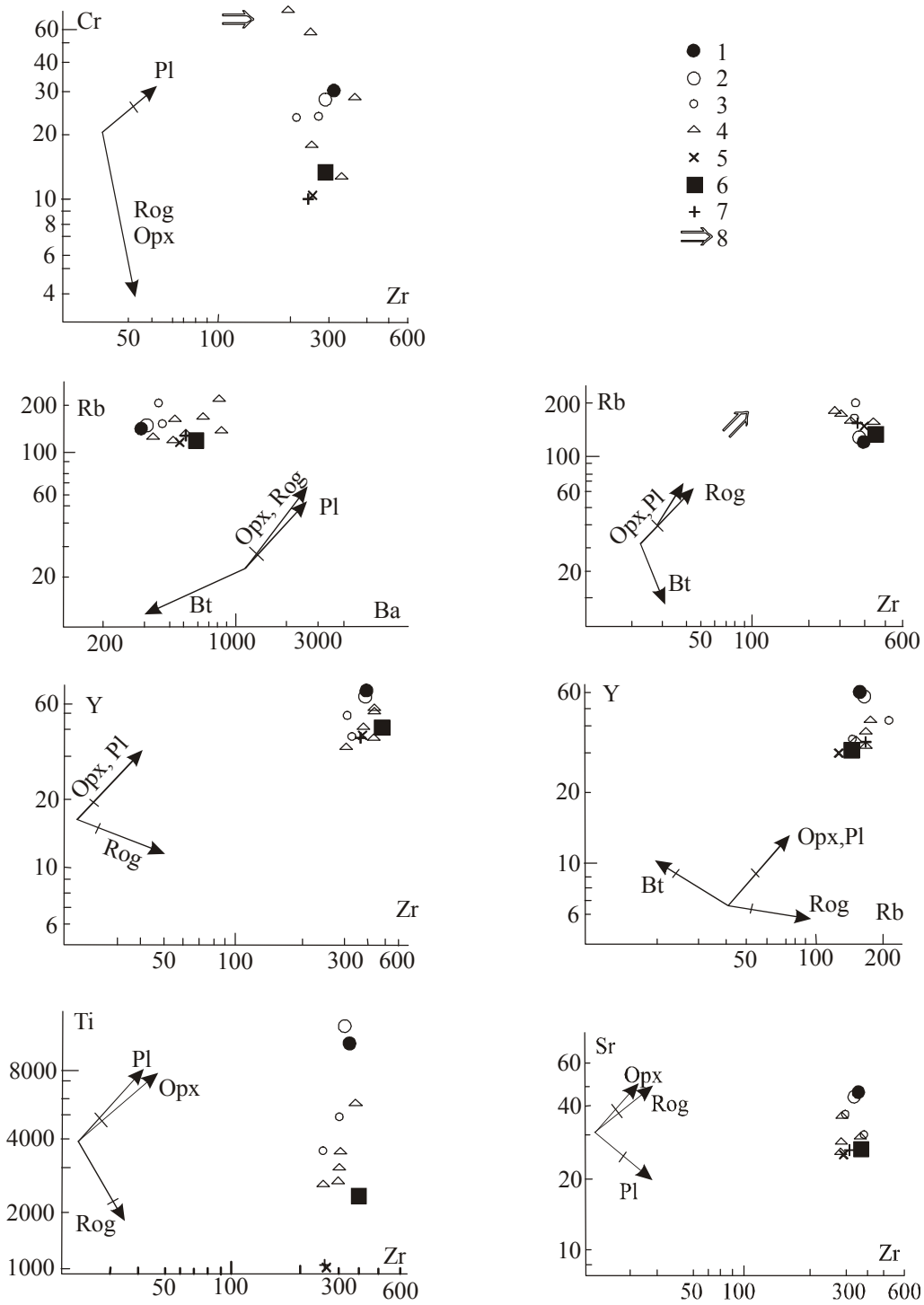

Рис. 11. Бинарные диаграммы распределения элементов в высококалиевых лавах Холзунского месторождения.

1- трахибазальт, 2- трахиандезибазальт, 3- трахит, 4- трахидацит и трахиандезидацит, 5- фельзит, 6- пантеллерит, 7- комендит; 8- направление эволюции состава расплава при частичном плавлении; векторами показано изменение состава расплава при кристаллизации из него того или иного минерала; отрезки на векторах соответствуют 25%-ной раскристаллизации исходного расплава. Pl – плагиоклаз, Opx- ортопироксен, Rog – роговая обманка, Bt – биотит.

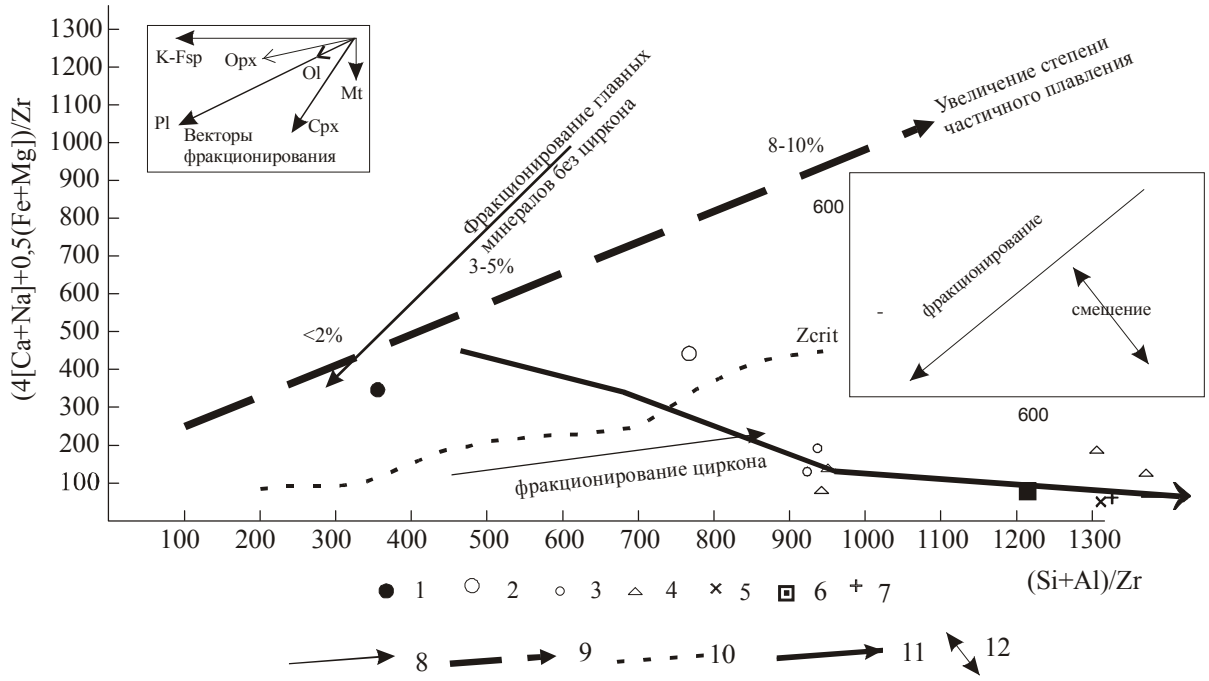

Рис. 12. Диаграмма молекулярных отношений (4 [Ca+Na] +0,5[Fe+Mg])/Zr – (Si+Al)/Zr по Т. Брэдшоу (Bradshaw, 1992) для высококалиевых лав Холзунского месторождения.

1 - трахибазальт, 2- трахиандезибазальт, 3- трахит, 4- трахидацит и трахиандезидацит, 5- фельзит, 6- пантеллерит, 7- комендит; 8- эволюционные тренды фракционирования; 9- тренд увеличения степени частичного плавления; 10- критическая линия раздела фракционирования главных минералов и циркона (при 68 масс. % SiO2); 11- частный эволюционный тренд для вулканитов Холзунского месторождения; 12- тренды смешения расплавов.

на графике (рис. 5) отчётливо проявлена негативная аномалия по европию в фельзитах и комендитах, происхождение которой может быть неоднозначное.

Некоторые отношения элементов и численные значения тетрадного эффекта фракционирования РЗЭ приведены в табл. 2. Для сравнения даны также отношения элементов в хондритах. Анализ таблицы показывает, что отношения некоторых элементов в высококалиевых лавах близки таковым в хондритах. Это касается таких отношений, как Y/Ho и Zr/Hf.

Отношения других элементов в высококалиевых лавах Холзунского месторождения резко отличаются от таковых в хондритах. Значительно меньшие отношения в лавах отмечаются для отношений Eu/Eu* и Sr/Eu. Отношения La/Lu в высококалиевых лавах Холзуна намного превышают такие же отношения в хондритах. Значения тетрадного эффекта фракционирования во всех породах, кроме фельзита, не достигают значимого уровня. Выявленный тетрадный эффект фракционирования в ленточных фельзитах относится к М-типу. Как известно, тетрад-эффект М-типа обнаруживается чаще всего в высокоэволюционированных гранитоидных системах и вулканических сериях на поздних стадиях дифференциации, при гидротермальных изменениях и в различных типах минерализации (Masuda, Ikeuchi, 1979). Следовательно, механизм формирования лав Холзунского месторождения протекал и в условиях фракционирования редкоземельных элементов в самых кислых дифференциатах – ленточных фельзитах. В других породах и в комендитах фракционирование происходило, вероятно, в ходе кристаллизации и фракционирования полевых шпатов и темноцветных минералов.

В заключении следует отметить, что в ходе исследования впервые выявлены и описаны на месторождении Холзун такие породы, как трахибазальты, трахиандезиабазальты, пантеллериты и комендиты. Весь набор породных типов происходил в процессе сложных процессов кристаллизационной дифференциации в гомодромной последовательности в магма-

тическом очаге, частично с проявлением тетрад-эффекта фракционирования РЗЭ и других элементов. Меланократовые разности образовались за счёт плавления мантийного астеносферного источника, а в поздних наиболее фельзических разностях обнаруживается смешение разных по кислотности магм. В целом породы высококалиевой серии вулканитов относятся к высококалиевой известково-щелочной серии и шошонитовому типу, формировавшимся во внутриплитной обстановке, инициированной плюмтектоникой.

Литература

1. Гусев А.И. Месторождения спекулярита в Горном Алтае // Руды и металлы, 2007. - №2. – С.33-39.
2. Гусев Н.И., Николаева Л.С., Гусев А.И. Верхнепалеозойские и мезозойские железооксидные медно-золоторудные системы юго-запада Алтае-Саянского региона Сибири // Региональная геология и металлогения, 2006. - №29.- С.116-129.
3. Дзагоева Е.А., Гусев А.И., Нестерович А.В. Петротипический Турочакский массив гранитоидов: петрология и рудоносность // Природные ресурсы Горного Алтая: геология, геофизика, экология, минеральные, водные и лесные ресурсы Алтая. Горно-Алтайск, 2007. - № 1. - С.46-53.
4. Калугин А.С. Вулканогенно-осадочный тип железорудных месторождений в складчатых зонах юга Сибири /Проблемы генезиса руд (Труды XXII сессии МГК). – М.: Недра, 1964. – С. 154-157.
5. Кассандров Э.Г., Иванов В.И. Геология и генезис апатит-магнетитовых месторождений Алтая. М.: Недра, 1979. – 136 с.
6. Кассандров Э.Г. О шаровых и ленточных фельзитах в девонских железоносных толщах Западного Алтая //Теоретическая и генетическая минералогия. Новосибирск: Изд-во Наука, 1980. – С.53-59.
7. Коваленко В.И., Наумов В.Б., Гирнис А.В., Дорофеева В.А., Ярмолюк В.Б. Средние составы магм и мантии срединно-океанических хребтов и внутриплитных океанических и континентальных обстановок по данным изучения расплавных включений и закалочных стёкол базальтов // Петрология, 2007. – Т. 15. - №4.- С.361-396.
8. Кононова В.А., Келлар Й., Первов В.А. Континентальный базальтовый вулканизм и геодинамическая эволюция Байкало-Монгольского региона // Петрология, 1993. – Т.1. - №2. – С. 152-170.
9. Кременецкий А.А., Гусев А.И. Геохимия редких земель в минералах Холзунского рудного поля // Природные ресурсы Горного Алтая, 2008. - №1.- С. 10-15.
10. Кривчиков В.А., Тимкин В.И., Кривчикова С.В. Петрогеохимические неоднородности и тектоническая позиция девонских надсубдукционных вулканитов западной и центральной частей Горного Алтая // Природные ресурсы Горного Алтая, 2007. - №1.- С. 24-39.
11. Кузнецов В.А. Тектоническое районирование и основные черты эндогенной металлогении Горного Алтая. – Новосибирск, 1963. – С.7-70.
12. Тимкин В.И., Гусев А.И., Дзагоева Е.А., Смородина М.А. Щелочные гранитоиды майорского массива // Природные ресурсы Горного Алтая: геология, геофизика, экология, минеральные, водные и лесные ресурсы Алтая. Горно-Алтайск, 2007. - № 1. - С. 40-45.
13. Туркин Ю.А., Федак С.И. Геология и структурно-вещественные комплексы Горного Алтая. – Томск: Изд-во STT. 480 с.
14. Фролова Т.И., Бурикова И.А. Магматические формации современных геотектонических обстановок. – М.: Изд-во МГУ, 1997. – 320 с.
15. Anders E., Greevesse N. Abundences of the elements: meteoric and solar // Geochim. Cosmochim. Acta, 1989. - V.53. - P. 197-214.

16. DePaolo, D.J., Daley, E.E. Neodymium isotopes in basalts of the southwest Basin and Range and lithosphere thinning during continental extension// Chem. Geol., 2000. – V. 169. - P. 157–185.
17. Frey F.A., Garcio M.O., Wise W.S. et al. The evolution of the Mauna Kea Volcano, Hawaii: Petrogenesis of tholeitic and alkaline basalts // J. Geophis Res., 1991. – V.96. - №B9. – P.14347-14375.
18. Frost B.R., Frost C.D. A geochemical classification for feldspathic igneous rocks // J. Petrology, 2008, v. 49, n. 11, p. 1955-1969.
19. Irber W. The lanthanide tetrad effect and its correlation with K/Rb, Eu/Eu*, Sr/Eu, Y/Ho, and Zr/Hfof evolving peraluminous granite suites // Geochim Comochim Acta, 1999. - V.63. - №3,4. - P. 489-508
20. Liegeois J.P., Navez J., Hertogen J., Black R. Contrasting origin for post-collisional high-K calc-alkaline and shoshonitic versus alkaline and peralkaline granitoids. The use of sliding normalization// Lithos,1998. – V. 45. – P. 1–28.
21. Masuda A., Ikeuchi Y. Lanthanide tetrad effect observed in marine environment // Geochim J., 1979. - V. 13. - P. 19-22.
22. *Peccerillo A., Taylor S. R.* Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey// Contrib. to Mineral. and Petrol., 1996, 58, 63–81.
23. Wilson M. Igneous petrogenesis. – London: Unwin Human, 1989. – 466 p.