

УДК 552.11:552.13

ПЕТРОГЕНЕЗИС ВЫСОКО-MG ДИОРИТОИДОВ ТАРХАТИНСКОГО КОМПЛЕКСА ГОРНОГО АЛТАЯ

Гусев А.И.

*Алтайский государственный гуманитарно-педагогический университет
им. В.М. Шукшина, Бийск, e-mail: anzerg@mail.ru*

Приведены фактические данные по геологическим условиям и вещественному составу высоко-магнезиальных диоритовых порфиров тархатинского комплекса раннего-среднего триаса. Приведены доказательства генерации этих необычных пород путём ассимиляции аподунитовых эколгитов felsic melt. В гибридных породах (монцодиоритах и кварцевых сиенитах) проявлен тетрадный эффект фракционирования РЗЭ М-типа, обусловленный активностью фтор-комплексов в магматических флюидах. Высокая насыщенность расплавов летучими компонентами обеспечивала их рудогенерирующий потенциал на большой спектр металлов – Au, Cu, W, U.

Ключевые слова: высоко-Mg диориты, монцодиориты, кварцевые сиениты, тетрадный эффект фракционирования РЗЭ, ассимиляция эколгитов felsic melt, мантийно-коровое взаимодействие, термо-флюидный плюм

PETROGENESIS OF HIGH-MG DIORITIDS OF TARHATINSKII COMPLEX MOUNTAIN ALTAI

Gusev A.I.

The Shukshin Altai State Humane-Pedagogical University, Biisk, e-mail: anzerg@mail.ru

Factual data on geological conditions and material composition high-Mg diorite porphyrites of Tarkhatinskii complex Early-Middle Triassic lead. Evidences of generation it non usual rocks by means assimilation of apodunites eclogites by felsic melt lead. The tetradic effect fractionation of REE M-type, causing by activity fluor-complexes in magmatic fluids in hybrid rocks (monzodiorites, quartz sienites) display. High saturation of melts by volatile components provided their ore generation potential on big spectrum of metals – Au, Cu, W, U.

Keywords: high-Mg diorites, monzodiorites, quartz sienites, tetradic effect fractionation of REE, assimilation of eclogites by felsic melt, mantle-crust interaction, thermal-fluid plum

Высоко-Mg андезитовидные породы (такие как, высоко-Mg андезиты, высоко-Mg диориты, высоко-Mg адакиты и санукиты) относятся к загадочным породам, так как они имеют геохимические характеристики типичного частичного плавления, происшедшего как в земной коре, так же как и в мантии. С одной стороны, они имеют высокие концентрации Mg, Sr, Ni и высокие значения Mg – коэффициента $[Mg\#, = 100Mg/(Mg + Fe)]$, основных показателей мантийного происхождения. С другой стороны, они показывают обогащение крупными литофильными ионными элементами (LILE), сильное деплетирование высоко-зарядными элементами (HFSE, например, Nb, Ta и Ti), а также высоких значений фракционирования редкоземельных элементов, каковые являются типичными для частичного плавления мафических коровых пород [Rapp et al., 1999; Smithies, Champion, 2000]. Следовательно, в происхождении высоко-Mg андезитов и диоритов имеются признаки комплексного корово-мантийного взаимодействия. На юге Горного Алтая имеются высоко-Mg диориты Тархатинского массива, об-

ладающими также всеми перечисленными характеристиками. Цель исследования – на основе геохимических и петрологических признаков высоко-Mg диоритовидных пород Тархатинского ареала выяснить их петрогенезис. Актуальность исследования определяется необходимостью выяснения генезиса этих необычных пород, с которыми связано оруденение меди, золота, урана, вольфрама и других металлов. Перечень металлов указывает на их принадлежность и мантийному, и коровому источникам. Нами установлена двойственная мантийная и коровая природа свинца галенитов проявлений Елангаш, связанных с Тархатинским массивом [Гусев, 2014].

Результаты исследований и их обсуждение

Тархатинский граносиенит-монцодиоритовый комплекс (Т₁₋₂) в виде нескольких мелких массивов выделен на юго-востоке Горного Алтая в северо-восточной пограничной зоне Южно-Алтайского мегаблока, где в зоне Саржематинского разлома локализован петротипический Тархатинский массив. Еще один мелкий массив

(Жаньедынгуйский шток) закартирован западнее, в левобережье реки Жасатер (Джазатер). В Легенде по региону в составе комплекса выделяется две фазы внедрения; при этом в первую включаются пироксен-биотит-амфиболовые кварцевые монциты и монцодиориты, а во вторую – высококальциевые микропегматитовые граносиениты и кварцевые сиениты, а дайки представлены микрогранитами и гранофирами.

Тархатинский петротипический массив расположен в бассейне верхнего течения реки Тархаты, где приурочен к зоне Саржемагинского разлома, имеет удлиненную форму, небольшие (около 3 кв. км) размеры и ориентирован в северо-западном направлении согласно простиранию разлома. В значительной части выходы данного интрузивного штока перекрыты четвертичными отложениями, с северо-востока массив контактирует (возможно, тектонически) с метаморфическими сланцами кокузекского комплекса, а на юго-востоке и на западе прорывает флишеидные терригенные отложения кембро-ордовикской горноалтайской серии. Вмещающие сланцы в ореоле от десятков метров в западном и до сотен метров в юго-восточном экзоконтактах превращены в кварц-биотитовые, кварц-мусковитовые, кварц-кордиерит-биотитовые роговики и гранитизированные ороговикоподобные породы. Центральная часть массива сложена розовато-серыми неравномернозернистыми порфиридовидными биотитовыми граносиенитами с крупными кристаллами калишпата размером до 8 мм, представленного высокоупорядоченным микроклином, в основной массе, состоящей из кварца, биотита и полевых шпатов, среди которых присутствует плагиоклаз и пертитовый ортоклаз низкой степени упорядоченности. Очень редко встречаются зерна роговой обманки, а акцессорные минералы представлены апатитом и сфеном. Для пород эндоконтакта Тархатинского массива характерен более меланократовый облик и равномернозернистая структура; при этом количество калишпата достигает до 50%, а количество плагиоклаза снижается. Характерно кучное (шлирово-такситовое) распределение темноцветных минералов, обычно представленных клинопироксеном, замещающим роговой обманкой и амфиболом и биотитом. А в биотите, клинопироксенах и амфиболах часты включения сфена, титномагнетита и апатита. По данным предшественников химический состав пород эндоконтактовой части Тархатинского массива соответствует высококальциевым

кварцевым монцодиоритам и, реже – сиенитам ($\text{Na}_2\text{O} = 1,55\text{--}2,70\%$, $\text{K}_2\text{O} = 6,99\text{--}8,55\%$ при $\text{SiO}_2 = 57,02\text{--}63,35\%$) с высокими содержаниями фосфора ($\text{P}_2\text{O}_5 = 0,38\text{--}0,71\%$), рубидия (344 г/т), бария (985 г/т), стронция (407 г/т), галлия (29 г/т), циркония (288 г/т). По редкоземельному составу они близки граносиенитам центральной части массива, отличающаяся от них повышенными содержаниями группы железа. В целом породы данного массива характеризуются пониженными отношениями Rb/Sr (0,97) и K/Rb (146), обогащенностью барием и стронцием, а также в целом повышенной щелочностью при значительной роли калия, ассоциацией пироксена с биотитом, что более характерно для гранитоидов латитового ряда. С Тархатинским массивом пространственно ассоциированы многочисленные сульфидные, преимущественно Cu, W, Au, U рудопроявления и шлиховые ореолы шеелита.

Жаньедынгуйский массив сложен породами двух фациальных групп, при этом преобладающими являются меланократовые амфибол-биотитовые кварцевые-монциты со шлировыми существенно биотитовыми скоплениями и, участками, с гранофировой и микропегматитовой структурой. В южной части штока развиты мелко-среднезернистые лейкократовые биотитовые кварцевые сиениты и граносиениты, имеющие с монцититами постепенный фациальный переход в интервале 1,5–3 м и характеризующиеся массивным обликом, гипидиоморфнозернистой и, участками, микропегматитовой структурами.

Нами в эндоконтактовых частях обоих массивов обнаружены крупные включения диоритовых порфиритов среди монцодиоритов размерами от 15 до 45 см в поперечнике. Характерной особенностью этих диоритов является наличие ксенокристаллов оливина размерами от 0,5 до 0,8 см в поперечнике и их высоко-Mg состав. Клинопирокены и роговые обманки этих пород имеют прямую и обратную зональность. В матриксе пород присутствуют мелкие выделения кварца. Нами проанализирован химический состав пород Тархатинского ареала, отражённый в табл. 1.

Эпсилон Nd для сиенодиоритов составляет $\epsilon Nd_t = -3,65$, а модельный Sm-Nd возраст протолита определён в 1,175 млрд лет [Kruk et al, 2001]. Возраст сиенодиоритов по циркону 240 млн лет, а меланосиенитов – 247 млн лет [Гусев, 2012], что отвечает раннему-среднему триасу.

Таблица 1

Представительные анализы высоко магнезиальных диоритоидов и кварцевых сиенитов тархатинского комплекса (оксиды – %, элементы – в г/т)

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	53,5	54,0	56,86	57,12	57,7	61,75	59,85	63,4
TiO ₂	0,8	0,75	1,8	1,79	1,4	1,3	1,4	1,25
Al ₂ O ₃	15,03	15,2	13,01	12,8	12,6	13,2	12,73	13,2
Fe ₂ O ₃	2,73	2,77	3,8	3,9	1,65	1,97	2,86	2,83
FeO	5,7	5,4	1,7	1,7	3,03	3,1	2,6	2,3
MnO	0,16	0,15	0,07	0,06	0,05	0,08	0,06	0,06
MgO	8,9	9,3	4,12	4,2	4,6	4,2	6,4	3,1
CaO	4,5	4,7	3,65	3,6	3,1	2,8	3,3	2,8
Na ₂ O	2,73	2,83	1,6	1,55	1,6	2,7	1,7	2,75
K ₂ O	1,91	2,02	8,6	8,4	8,1	7,01	6,95	6,92
P ₂ O ₅	0,13	0,12	0,48	0,45	0,6	0,39	0,7	0,39
Li	13,1	14,1	12,3	13,2	28,6	33,1	26,4	37,5
Be	1,2	1,7	6,5	7,0	11,5	8,7	6,3	6,3
Sc	39,5	37,5	14,5	15,6	18,9	16,8	17,5	10,8
V	235	255	251	253	304	203	265	185
Cr	445	544	280	320	130	115	503	105
Co	54	64	19	20	21	19,8	26,7	15,9
Ni	132	146	132	145	114	106	134	55
Cu	23	27	30	32	30	33	41	32
Ga	14,3	14,1	33	31	31	38,6	28,4	31
Rb	27,5	26,5	146	140	410	345	404	365
Sr	490	485	455	460	450	443	475	364
Y	17,3	17,2	19,5	20,2	25,6	22,2	22,3	17,5
Zr	74,8	75,5	450	435	680	365	453	264
Nb	4,0	4,1	22	20	34	31	18,7	17,3
Cs	1,8	1,9	8,3	9,0	56	18,6	28,3	30,5
Ba	475	485	785	790	1040	1030	1155	725
La	12,65	12,8	150	148	250	105	223	97,5
Ce	26,6	30,6	350	345	505	323	487	325
Pr	3,2	3,1	29,6	27,9	35,8	25,1	33,2	25,8
Nd	14,1	16,6	93,5	91,5	107,8	88,7	105,7	95,6
Sm	2,9	3,3	28,7	27,6	33,5	23,5	31,4	27,9
Eu	0,9	0,95	1,9	1,7	2,0	1,6	1,8	1,9
Gd	3,1	3,8	15,7	15,0	20,6	14,1	14,6	14,9
Tb	0,55	0,9	4,1	4,0	5,3	3,8	3,8	3,8
Dy	3,7	3,4	16,2	15,1	22,5	15,9	15,6	15,0
Ho	0,63	0,68	1,5	1,3	2,3	1,3	1,4	1,2
Er	1,9	1,8	4,9	4,2	5,6	4,3	4,3	3,8
Tm	0,29	0,3	0,8	0,7	0,9	0,7	0,8	0,6
Yb	1,78	1,8	2,5	2,3	3,5	3,3	2,5	2,3
Lu	0,28	0,3	0,6	0,55	0,6	0,5	0,5	0,4
Hf	2,0	2,2	13,7	13,1	16,7	12,6	13,2	12,1
Ta	0,31	0,33	1,2	1,21	1,8	1,3	1,25	1,25
W	0,43	0,41	3,5	4,0	12	6,7	2,9	3,2
Th	4,0	4,2	7,8	7,5	9,8	7,5	7,7	8,5
U	1,0	1,1	3,2	3,0	4,7	3,4	3,4	5,3
Mg#	61,8	62,3	51,3	51,2	52,1	51,3	58,6	49,2
Nb/La	0,32	0,32	0,15	0,13	0,14	0,1	0,08	0,18

Окончание табл. 1

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8
Y/Nb	4,3	4,2	0,88	1,01	0,75	0,72	1,19	1,01
TE _{1,3}	1,04	1,07	1,52	1,56	1,45	1,65	1,51	1,64

Пр и м е ч а н и е . Породные типы комплекса: 1, 2 – диоритовые порфириды, 3 – монцодиориты, 4- 8 – кварцевые сиениты. Mg# = (100 Mg)/(Mg + Fe). TE_{1,3} – тетрадный эффект фракционирования редкоземельных элементов, как среднее между первой и третьей тетрадами по [Igbcr, 1999].

В диоритовых порфиридах натрия преобладает над калием, а во всех остальных породах наоборот – калий преобладает над натрием. Вариабельные содержания алюминия сопровождаются повышенными концентрациями Cr, Ni, Co, V и коэффициента Mg# (от 49,2 до 62,3). Эти признаки характерны для основных-ультраосновных магм. В то же время наличие в интерстициях зёрен полевых шпатов кварца в матриксе диоритовых порфиридов свидетельствует и о признаках кислых расплавов, участвовавших в генерации высокомагнезиальных диоритовых порфиридов. Следует отметить, что не только диоритовые порфириды, но и все остальные разновидности пород характеризуются признаками

повышенных концентраций магния, о чём свидетельствуют высокие значения Mg#. В диоритовых порфиридах величины тетрадного эффекта фракционирования РЗЭ (ТЭФ РЗЭ) не значимы, а во всех остальных разностях проявлен ТЭФ РЗЭ М-типа (от 1,45 до 1,65). Отношения Y/Nb в диоритовых порфиридах довольно высокие (4,2–4,3), что свидетельствует о контаминированном источнике первоначальной магмы мантийного происхождения и указывает на фракционирование клинопироксена или амфибола.

В главных породообразующих минералах диоритовых порфиридов и клинопироксенах отмечается прямая и обратная (реверсивная) зональности, что отражен в табл. 2.

Таблица 2

Представительные анализы клинопироксенов и амфибола в диоритовых порфиридах (оксиды – в %, элементы – в г/т)

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	49,8	53,8	52,0	52,0	54,1	52,7	40,2	43,7	52,7
TiO ₂	0,41	0,12	0,26	0,4	0,12	0,35	1,5	1,0	0,67
Al ₂ O ₃	3,2	0,9	1,95	2,4	1,45	2,0	14,0	11,7	3,2
FeO _t	13,3	4,16	7,83	8,1	4,2	8,1	16,3	10,6	11,2
MnO	0,39	0,13	0,27	0,22	0,13	0,4	0,32	0,2	0,26
MgO	11,3	16,25	15,3	14,2	16,8	14,9	10,0	15,2	16,46
CaO	19,9	24,5	21,1	22,9	23,5	21,8	11,3	11,0	12,3
Na ₂ O	0,77	0,14	0,18	0,49	0,37	0,5	2,32	2,4	1,0
K ₂ O	–	–	–	–	–	–	1,0	1,04	0,3
Mg#	60,6	87,6	77,9	75,9	87,9	76,8	60,8	89,7	75,3
Li	13,7	14,9	14,8	8,58	9,55	8,4	11,6	2,8	9,4
Be	0,03	0,04	0,21	0,2	0,06	0,1	0,7	0,3	1,7
P	24,2	14,1	19,1	29,2	8,03	12,3	13,5	11	10,3
Sc	96,7	46,9	50,6	106	72,7	80,3	35,2	46,7	57,3
Ti	2750	710	840	2580	1190	1760	8320	6020	8370
V	209	67	79,8	228	162	189	307	382	257
Cr	2670	4110	3720	4	2520	1740	45,3	968	41,7
Co	34,2	31,9	34,5	44,2	41,6	40,4	44,5	60,6	48,2
Ni	181	216	207	10,7	106	118	27,2	209	56,5
Rb	–	2,15	3,89	–	–	–	3,95	3,58	2,7
Sr	79,2	61,8	60,8	95,3	74,4	87,6	235	214	212
Y	11,5	3,01	3,56	10,8	4,2	6,8	22,8	13,2	48,8
Zr	16,2	1,4	1,8	15,2	3,1	6,8	38,1	20,5	79,8

Окончание табл. 2

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Nb	0,025	0,073	0,13	0,012	0,03	0,02	2,94	1,3	11,9
Cs	–	0,043	0,06	–	–	–	0,08	–	0,13
Ba	–	12,4	32,5	0,57	0,07	–	270	166	260
La	2,06	0,49	0,58	2,1	0,65	1,14	4,95	3,68	21,3
Ce	8,38	2,03	2,37	8,65	2,69	4,66	20,9	15,0	69,9
Pr	1,6	0,4	0,45	1,73	0,52	0,91	3,59	2,56	11,3
Nd	9,7	2,43	2,8	10,6	3,04	5,57	20,5	14,0	58,8
Sm	0,79	0,91	2,42	3,4	1,06	1,8	5,63	3,77	13,7
Eu	0,27	0,3	0,57	1,06	0,38	0,6	2,21	1,28	3,36
Gd	0,9	1,03	2,33	3,35	1,2	1,83	5,66	3,9	12,9
Tb	0,12	0,13	0,32	0,44	0,15	0,26	0,75	0,49	1,71
Dy	0,69	0,81	1,89	2,62	0,91	1,51	4,84	2,88	9,67
Ho	0,12	0,15	0,37	0,45	0,17	0,28	0,94	0,52	1,81
Er	0,32	0,37	0,94	1,15	0,41	0,76	2,51	1,48	5,04
Tm	0,04	0,04	0,13	0,14	0,06	0,09	0,34	0,15	0,63
Yb	0,23	0,28	0,79	0,84	0,34	0,54	2,15	1,18	4,15
Lu	0,03	0,04	0,12	0,11	0,05	0,08	0,32	0,15	0,64
Hf	0,07	0,09	0,43	0,78	0,16	0,35	1,67	0,91	3,38
Ta	–	–	0,01	–	–	–	0,1	0,06	0,37
Pb	0,17	0,13	0,44	0,61	4,44	0,11	1,94	0,88	1,37
Th	–	–	0,11	0,01	–	0,01	–	0,11	0,81
U	–	–	0,03	–	–	–	–	–	0,1

Примечание. Клинопироксены: 1–3 с нормальной зональностью; 4–6 – с обратной зональностью; 1, 4 – ядро, 2, 5 – промежуточная часть, 3, 6 – краевая часть; амфибол с обратной зональностью: 7 – ядро, 8 – промежуточная часть, 9 – краевая часть.

Клинопироксен, преимущественно, диопсидового ряда со значительной вариабельностью состава ($Wo_{43-0-49-6} En_{37-3-49-1} Fs_{6-2-22-2}$) с низкими концентрациями оксидов Al, Ti, Na. В зональных кристаллах от ядра к периферии уменьшаются Mg#, Ni, Cr, в то время как несовместимые элементы (Sr, Zr, Hf, Ti, Y, TR) – увеличиваются.

Интерпретация результатов и выводы

В соответствии с геобарометром Al- в роговой обманке давление при кристаллизации высоко-Mg диоритов составляло ~9 кбар. Согласно двухпироксеновому геотермометру (при условии равновесия с роговой обманкой) температура кристаллизации оценивается в 900°C [Blundy, 1990]. Эти параметры указывают, что генерация высокомагнезиальных диоритовых порфиритов осуществлялась на глубинах не менее 20 км.

Петрогенетическая модель формирования высоко-магнезиальных диоритовых порфиритов, а также монцодионитов и сиенитов заключался в сложном мантийно-коровом взаимодействии под влиянием термофлюидного плюма. Резорбция мантийных дунитов и наличие ксенокристаллов оливи-

на в кварц-содержащем высоко-магнезиальном диоритовом порфирите указывает на важное петрологическое свидетельство для генерации высоко-Mg диоритов региона через ассимиляцию мантийных перидотитов фельзитическим расплавом. Это фиксируется в кристаллах с реверсивной зональностью, когда в промежуточной зоне таких кристаллов увеличение Mg# сопровождается резким возрастанием Cr и Ni. Все указанные признаки свидетельствуют о том, что клинопироксен с реверсивной зональностью кристаллизовался не в мантийных условиях, а в пределах нижней коры (где давление не превышало 10 кбар). Скорее всего, такими ассимилированными ультрабазитами были офиолиты чаган-узунского позднепериферейско-раннекембрийского комплекса ($vs R_3-C_1$), претерпевшими метаморфизм в эклогитовой фации, и обнажающимися вблизи Тархатинского ареала. Таким образом, высоко-Mg диориты Тархаты формировались путём ассимиляции аподунитового материала офиолитов (R_3-C_1), претерпевшими метаморфизм в эклогитовой фации, кислым расплавом. Эклогиты располагались в мантии и были захвачены мантийной

щелочно-базальтовой магмой. В нижней коре последняя генерировала плавление кислого материала с образованием монцонит-сиенитовых расплавов. Температурный и энергетический источник процессов мантийно-корового взаимодействия с образованием гибридных монцонит-сиенитовых дериватов обеспечивал термофлюидный плюм. Такой механизм генерации высоко-Mg пород путём мантийно-корового взаимодействия, проявление ТЭФ РЗЭ М-типа, обусловленного высокой насыщенностью гидроксил- и фторсодержащих флюидов, способствовал образованию различных типов оруденения и мантийных и коровых элементов Au, W, Cu, U, S, Pb [Гусев, 2014].

Список литературы

1. Амшинский Н.Н., Мариич И.В., Дергачёв В.Б. и др. Справочник: петрохимическая характеристика, геохимия и радиология гранитоидов Горного Алтая. – Новосибирск: Изд-во СНИИГиМС, 1983. – 90 с.
2. Гусев А.И. Постколлизийные гранитоиды: петрология, геохимия, флюидный режим и оруденение. – Gamburg: Palmarium Academic Publishing, 2012. – 217 с.
3. Гусев А.И. Новый тип комплексного Au-U-редкометаллооруденения Горного Алтая // Международный журнал прикладных и фундаментальных исследований. – 2014. – № 2. – С. 65–70.
4. Долгушина А.А., Мариич И.В. Петрохимические особенности Тархатинского массива (Горный Алтай) // Магматические формации складчатых регионов. – Элиста: Изд-во Калмыцкого гос. университета, 1975. – С. 56–63.
5. Blundy J.D., Holland J.B. Calcic amphibole equilibrium and a new amphibole-plagioclase geothermometer // Contributions to Mineralogy and Petrology. – 1990. – Vol. 104. – P. 208–224.
6. Irber W. The lanthanide tetrad effect and its correlation with K/Rb, Eu/Eu*, Sr/Eu, Y/Ho, and Zr/Hf of evolving peraluminous granite suites // Geochim Cosmochim Acta. – 1999. – Vol. 63. – № 3/4. – P. 489–508.
7. Kruk N.N., Rudnev S.N., Vystavnoi S.A., Paleeskiy S.V. Sr-Nd systematic of granitoids and evolution of continental crust of the Western part Alrai-Sajan fold region / Continental growth in the Phanerozoic: evidence from Central Asia. Novosibirsk: Publishing House of SB RAS, 2001. – P. 68–72.
8. Rapp R.P., Shimizu N., Norman M.D., Applegate G.S. Reaction between slab-derived melts and peridotite in the mantle wedge: experimental constraints at 3–8 GPa // Chemical Geology. – 1999. – Vol. 160. – P. 335–356.
9. Smithies R.H., Champion D.C. The Archaean high-Mg diorite suite: links to tonalite-trondhjemite-granodiorite magmatism and implications for early Archaean crustal growth // Journal of Petrology. – 2000. – Vol. 41. – P. 1653–1671.