ВЫСОКОКАЛИЕВЫЕ АДАКИТОВЫЕ ГРАНИТОИДЫ УСТЬ-БЕЛОВСКОГО КОМПЛЕКСА МАКАРЬЕВСКОГО АРЕАЛА ГОРНОГО АЛТАЯ

А.И. Гусев
Алтайская государственная академия образования им. В.М. Шукшина, г. Бийск

Введение

Адакитовые гранитоиды в силу своей специфики образования часто являются золотогенерирующими. Ярким примером связи адакитовых гранитоидов и золотого оруденения является Бакырчикское месторождение в Казахстане (Коробейников и др., 2010). На территории Горного Алтая к адакитовому типу гранитоидов относятся кислые дериваты усть-беловского комплекса с ареалами: Бащелакским, Макарьевским, Чарышским, Усть-Чарышским, Курьино-Куяганским, Рыбалкинским, Чикетаманским) (Гусев, 2015). Для выявления рудогенерирующей и металлогенической роли магматических комплексов чаще всего используются петролого-геохимические критерии. По Макарьевскому ареалу гранитоидов усть-беловского комплекса получены новые аналитические данные, которые позволяют совместно с геологическими данными конкретизировать петрологические особенности и металлогеническую специфику гранитоидов этого района.

Результаты исследований

К Макарьевскому ареалу гранитоидов относятся массивы Черноключевской, Сосновский, Усть-Осиновский, Щемиловский, Макарьевский и другие. В их составе выделяются 5 фаз: 1 - габброиды; 2 - диориты и кварцевые диориты; 3 - тоналиты, 4 - трондъемиты, 5 - лейкограниты. Габброиды первой фазы комплекса обычно в виде мелких разрозненных тел фиксируются по периферии гранитоидных интрузивов Макарьевского ареала. Наиболее крупное такое тело (несколько метров в поперечнике) выявлено бурением в районе Батунковского месторождения вольфрама. Диориты и кварцевые диориты слагают внутренние части интрузивов Сосновского, Черноключевского и других. Тоналиты, как правило, занимают также внутренние части интрузий и являются основной фазой. Центральные части массивов занимают более поздние фазы: граниты, трондъемиты, лейкограниты.

Массивы Макарьевского ареала, вероятно, представляют собой части изначально крупных интрузивных тел, разобщенных позднее внедрившимся Белокурихинским плутоном (Гусев, 2011). По результатам бурения, гранитоиды Макарьевского ареала усть-беловского комплекса установлены за пределами Белокурихинского надвига под покровом палеоген-четвертичных отложений Бийско-Барнаульской впадины. Контакты Усть-Осиновского и Сосновского массивов с породами рамы непосредственно в обнажениях не наблюдались, однако в плане контакты имеют секущее положение относительно сланцеватости в метаморфитах и слоистости в отложениях нижнего девона. Западный контакт Черноключевского массива, по крайней мере, частично, тектонический. Зона разлома выполнена кварцевой жилой мощностью 1,2 м, к западу от которой наблюдаются метаморфиты протерозоя, а восточнее – гнейсовидные гранодиориты. Контактово-метаморфические изменения протерозойских кристаллосланцев и гнейсов в экзоконтактах массивов не проявлены, а контактовый ореол в отложениях девона юго-восточнее Сосновского массива затушеван последующим мощным ороговикованием со стороны Белокурихинского массива.

Характерной особенностью гранитоидов Макарьевского ареала является их гнейсовидность. Частично она обусловлена проявлением мощного динамометаморфизма в восточной части Белокурихинского блока. Гнейсовидные бластокатаклазиты Сосновского массива по облику приближаются к протерозойским гнейсам, в связи с чем рядом исследователей рассматривались в составе метаморфических образований (Владимиров и др., 1995).

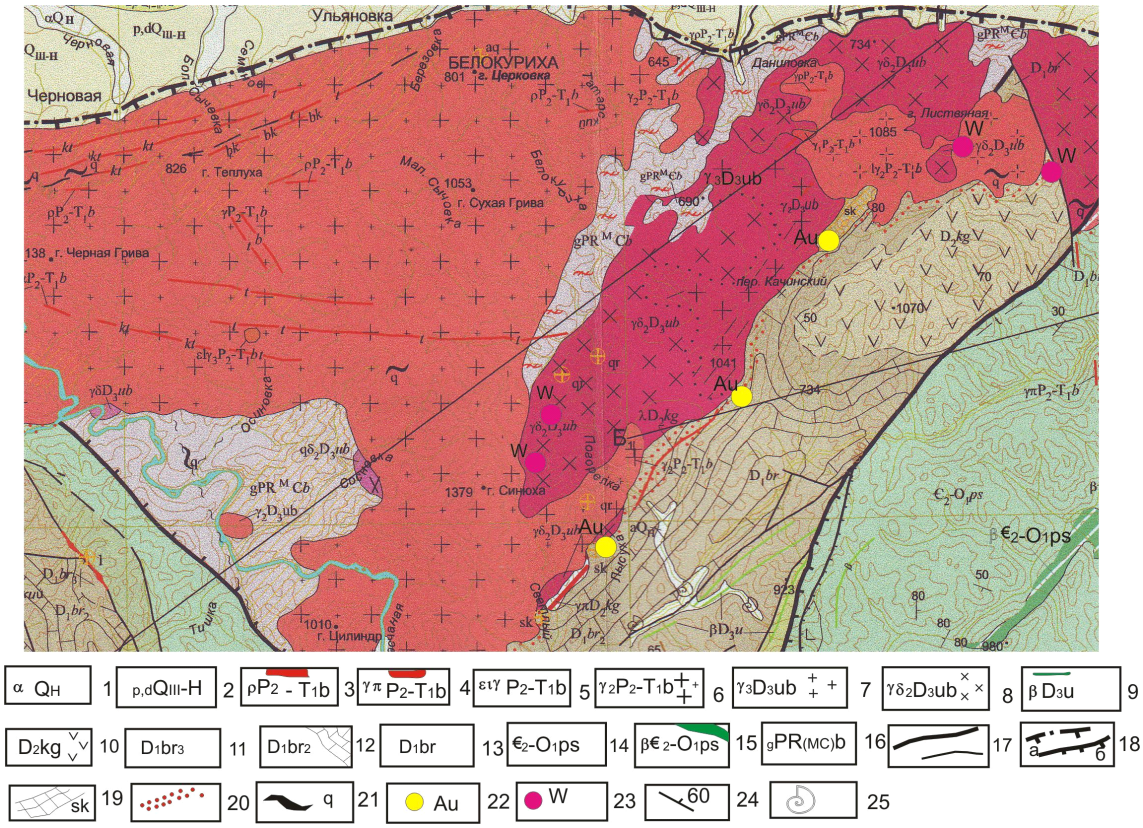

Рис. 1. Карта полезных ископаемых Макарьевского ареала (по В.А. Кривчикову, с добавлениями автора).

1 - Аллювиальные отложения пойм; 2 - пролювиальные и делювиальные отложения; 3-6 - белокурихинский комплекс: 3 - дайки аплитов; 4 - дайки гранит-порфиров; 5 - умеренно-щелочные лейкограниты биотитовые и двуслюдяные третьей фазы; 6 - граниты порфировидные главной (второй) фазы; 7-8 - усть-беловский комплекс Макарьевского ареала: 7 – гранодиориты третьей фазы; 8 - диориты, кварцевые диориты второй фазы; 9 - дайки долеритов, габбродолеритов урсульского комплекса; 10 - лавы андезитов, андезибазальтов, базальтов, дацитов, риолитов, туфов и туфолав среднего и кислого составов куяганской свиты; 11-13 - барагашская свита: 11 - песчаники, алевролиты, известняки верхней подсвиты; 12 - известняки биогермные средней подсвиты; 13 - пестроцветные песчаники, алевролиты, известняки, гравелиты, конгломераты нижней подсвиты; 14-15 - песчанский комплекс: 14 - пестроцветные песчаники, алевролиты, филлиты, туффиты, гравелиты песчанской толщи; 15 - силлы долеритов; 16 - гнейсы, кристаллические сланцы, амфиболиты белокурихинского полиметаморфического комплекса эпидот-амфиболитовой фации; 17-18 - тектонические нарушения: 17 - сбросы, взбросы, сдвиги; 18 - надвиги: а - под покровом четвертичных образований; б - в коренном залегании; 19 - скарны; 20 - роговики; 21 - кварцевые жилы; 22 - проявления золота; 23 - месторождения вольфрама; 24 - элементы залегания пород; 25 – места находок фауны.

Однако на соседней к востоку площади (район р. Даниловка) установлено, что гнейсовидные, плойчатые разности и массивные тоналиты имеют один и тот же химический состав и возраст (соответственно 349 и 353 млн. лет, U/Pb метод по цирконам), резко отличающийся от возраста метаморфитов Владимиров, Руднев, 2002). Гнейсовидность гранитоидов Черноключевского и Усть-Осиновского массивов является первично магматической. В этих массивах наблюдаются постепенные переходы от гнейсовидно-полосчатых гранодиоритов, тоналитов эндоконтактовых частей интрузий к массивным меланогранитам по мере удаления от контактов. При этом гранитоиды с директивными текстурами не обнаруживают заметного катаклаза и милонитизации. Гнейсовидные гранитоиды характеризуются плитчатой отдельностью; ориентировка плитчатости и гнейсовидности совпадает. В массивных гранитах преобладает крупноглыбовая матрацевидная отдельность. По особенностям минерального состава (слабо железистый биотит (F = 52–60) нерешетчатый триклинный ортоклаз (2V = 70–74°), зональный плагиоклаз, обыкновенная роговая обманка) и петрохимии массивные и гнейсовидные гранитоиды обнаруживают большое сходство с одноимен-

ными разностями Бащелакского ареала и других участков распространения пород усть-беловского комплекса. Для массивов Макарьевского ареала не характерны дайковые породы.

Гранитоиды усть-беловского комплекса формировались в мезоабиссальной обстановке. На это указывают средне-крупнозернистые монцонитовые и пойкилитовые структуры, мощные ореолы ороговикования, отсутствие зон закалки и значения палеотемператур минеральных равновесий. Уровень эрозионного среза варьирует у разных массивов. Максимально эродированы гранитоиды Макарьевского ареала, в пределах которого почти полностью отсутствуют жильные образования. Характерной особенностью диоритов, тоналитов и гранодиоритов являются многочисленные меланократовые включения, указывающие на процесс смешения базальтоидной магмы с более кислой.

Вещественный состав гранитоидов, форма и размеры массивов, характер контактовых ореолов типичны для тоналит-гранодиоритовой формации. Относительно высокие значения $^{87}Sr/Sr^{86}$ (0,711–0,712) в гранитоидах Макарьевского ареала (Владимиров и др., 1995) указывают на широкую ассимиляцию корового материала базитовой магмой. Геохимическая специализация гранитоидов усть-беловского комплекса – V, Co, Sc, ведущая металлогеническая – золотая, медно-молибден-золотая. Гранитоиды Макарьевского ареала являлись рудовмещающей средой при формировании месторождений вольфрама, парагенетически и пространственно связанных с лейкогранитами белокурихинского комплекса.

Позднедевонский возраст комплекса устанавливается на основании следующих данных: 1) гранитоиды метаморфизуют живетские дайки куяганского комплекса; 2) данные радиологии уран-свинцовым методом показывают 349–353 млн лет (Сосновский массив); 353±12 млн лет (Макарьевский массив). Для сравнения, гранитоиды Верхнебащелакского массива к югу от Макарьевского ареала, по данным С. П. Шокальского, имеют возраст 371±15 млн лет (U/Pb метод по цирконам) и прорываются гранитами боровлянского комплекса с возрастом 362 ± 8 млн. лет (U/Pb метод по цирконам).

Представительные анализы пород Макарьевского ареала сведены в табл. 1.

Нормированные отношения $(La/Yb)_N$ к хондриту варьируют от 5,66 до 19,8, указывающие на дифференцированный тип распределения РЗЭ. Наиболее высокие отношения свойственны тоналитам, трондъемитам, лейкогранитам. Отношения U/Th во всех породных типах менее 1 и свидетельствуют о неизменённой их природе вторичными наложенными процессами.

По комплексу признаков кислые разности пород Макарьевского ареала следует относить к высококалиевым адакитовым гранитоидам (K_2O от 2,04 в тоналитах до 5,4 % в лейкогранитах). К адакитовому типу гранитоидов (AD), как известно, относятся специфические кислые интрузивные породы, обнаруживающие сходство с эффузивными адакитами. К

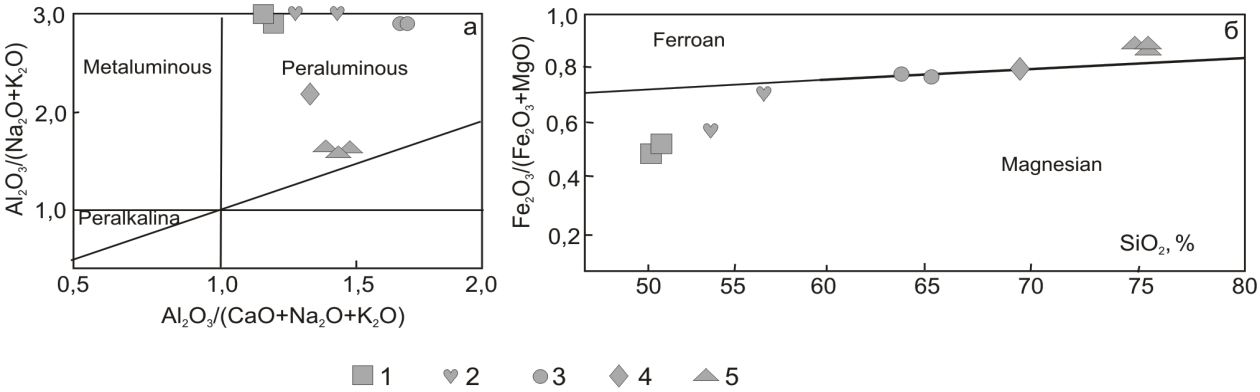

Рис. 2: а - диаграмма $Al_2O_3/(N_2O+K_2O)$ - $Al_2O_3/(N_2O+K_2O+CaO)$ по (Maniar, 1989); б – диаграмма SiO_2 - $Fe_2O_3/(Fe_2O_3+MgO)$ по (Villaseca, 1998) для пород усть-беловского комплекса Макарьевского ареала

1 - габбро, 2 - диориты, 3 - тоналиты, 4 - трондъемит, 5 - лейкограниты.

1. Представительные анализы интрузивных пород усть-беловского комплекса Макарьевского ареала (оксиды масс. %, элементы в г/т, золото в мг/т)

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO_2	50,1	51,2	54,3	57,2	65,5	64,9	69,9	75,1	75,3	75,2
TiO_2	0,95	0,92	0,88	0,9	0,51	0,49	0,43	0,11	0,15	0,14
Al_2O_3	15,6	15,5	15,8	17,3	16,1	16,24	15,6	12,8	12,93	12,95
Fe_2O_3t	10,1	9,9	9,31	8,42	5,45	5,15	5,0	1,2	1,3	1,25
MnO	0,21	0,2	0,20	0,17	0,12	0,11	0,12	0,05	0,06	0,07
MgO	8,3	7,9	6,6	3,9	2,1	1,97	1,91	0,17	0,21	0,2
CaO	9,1	9,0	8,9	7,1	4,7	4,6	4,4	0,76	0,8	0,83
Na_2O	2,6	2,7	2,8	3,1	3,15	3,7	4,9	2,9	2,8	3,0
K_2O	0,9	0,85	0,91	1,45	2,05	2,04	1,95	5,5	5,4	5,3
P_2O_5	0,18	0,16	0,16	0,17	0,13	0,15	0,14	0,04	0,05	0,06
Σ	99,42	99,6	99,46	99,71	99,81	99,35	100,51	99,6	99,36	99,5
Sc	34,9	34,78	15,1	13,3	12,9	9,64	9,7	9,3	9,5	9,2
V	55	50	52	40	40	50	40	45	42	43
Cr	40,1	37,5	38,3	24,8	26,0	34,1	30,2	23,1	21,5	20,7
Co	7,3	7,03	7,2	6,5	7,3	3,63	4,3	3,4	3,2	3,1
Ni	11,6	11,1	11,3	6,7	8,0	8,47	9,5	9,1	9,0	8,8
Li	9	10	10	17	22	25	27	4	15	10
Cs	1,1	1,3	1,2	2,1	2,6	2,8	3,0	3,6	4,8	4,1
Be	0,7	0,9	0,8	0,8	2,1	2,1	2,5	0,8	2,1	2,0
Rb	18	19	17	19	67	55	70	125	130	128
Sr	290	285	330	315	440	430	436	90	94	93
Y	22,6	22,9	23,4	26,8	14,8	15,1	15,7	10,5	11,2	11,4
Zr	45	47	49	62	115	98	102	65	70	71
Nb	5,6	5,7	3,3	7,4	8,3	8,7	8,3	6,4	6,2	6,3
Ba	367	365	355	515	941	705	703	180	175	182
La	23,3	23,0	21,4	22,1	29,1	29,8	42,1	23,0	22,0	24,2
Ce	31,2	31,0	29,0	31,1	32,3	21,0	39,2	20,6	20,1	22,6
Pr	5,1	5,0	3,1	4,4	4,0	3,2	4,6	7,5	4,8	8,5
Nd	13,4	13,1	12,0	13,6	13,1	10,1	19,0	6,0	6,6	6,9
Sm	4,1	4,0	4,3	4,4	3,5	2,4	3,7	0,98	1,2	1,01
Eu	1,3	1,2	1,1	1,1	0,95	0,49	0,86	0,23	0,28	0,21
Gd	2,5	2,4	0,73	2,4	2,3	0,33	0,93	1,15	2,1	1,25
Tb	0,7	0,6	2,9	0,75	0,49	2,6	2,45	0,15	0,2	0,18
Dy	3,6	3,5	0,58	2,95	2,6	2,47	2,4	1,9	2,0	2,4
Ho	1,0	1,2	0,92	0,97	0,94	0,9	0,87	0,7	0,8	0,75
Er	2,6	2,5	2,3	2,4	2,1	2,2	2,3	1,9	2,0	1,95
Tm	0,5	0,6	0,42	0,62	0,38	0,3	0,32	0,14	0,15	0,16
Yb	4,9	5,5	2,5	2,55	1,4	1,5	1,4	0,9	1,1	0,96
Lu	0,4	0,3	0,5	0,5	0,3	0,25	0,24	0,16	0,18	0,15
Hf	3,0	3,1	3,1	2,3	3,2	3,3	3,4	2,6	2,7	2,5
Ta	0,5	0,51	0,48	0,43	0,49	0,63	0,7	0,9	1,2	0,85
Th	2,2	2,1	4,8	4,5	5,8	6,4	7,2	6,8	7,7	7,8
U	0,8	0,7	1,2	1,3	1,7	1,8	1,6	1,9	1,8	3,9
Au	95	130	85	99	183	70	80	94	180	90
Bi	1,6	2,0	0,8	1,7	3,8	0,3	0,6	1,3	2,9	1,2
$(La/Yb)_N$	3,1	3,0	5,66	5,7	13,7	13,1	19,8	16,86	13,2	16,7
U/Th	0,36	0,33	0,25	0,29	0,29	0,28	0,22	0,28	0,23	0,5
Ba/Th	114,7	166,8	173,8	73,9	162,2	110,1	97,6	26,5	22,7	23,3
Ba/La	15,8	15,7	16,6	23,3	32,3	23,6	16,7	7,8	7,95	7,5
Sm/Th	1,86	1,86	0,9	0,98	0,6	0,38	0,51	0,14	0,16	0,13

Примечание. Fe_2O_3t – суммарное железо; значения РЗЭ нормированы по хондриту по (Anders, Greevesse, 1989). Породы Макарьевского ареала: 1-2 - габбро, 3-4 - диориты, 5-6 - тоналиты, 7 - трондъемит, 8-10 - лейкограниты.

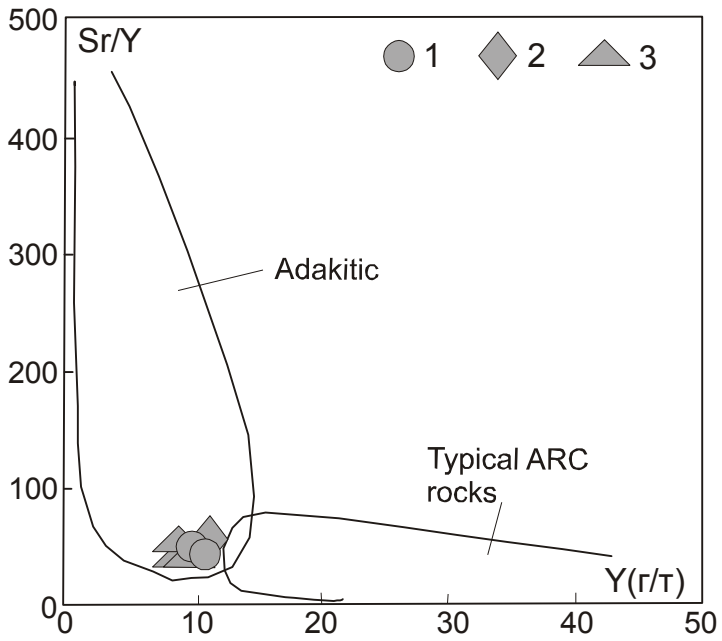

Рис. 3. Диаграмма Sr/Y – Y по (Barbarin, 1999) для пород Макарьевского ареала усть-беловского комплекса.

1 - тоналиты, 2 - трондъемиты, 3 - лейкограниты.
Adakitic - адакиты; Typical Arc rocks – типичные островодужные породы.

числу таких признаков относятся очень низкие концентрации иттрия (менее 18 г/т), иттербия (менее 1,8 г/т), повышенные содержания ванадия и хрома, высокие нормированные к хондриту отношения лантана к иттербию (более 8-10), указывающие на сильно дифференцированный тип распределения РЗЭ в породах. В тоналитах, трондъемитах и лейкогранитах Макарьевского ареала концентрации иттрия варьируют от 10,5 до 15,1, иттербия от 0,9 до 1,5, отношения $(La/Yb)_N$ от 13,1 до 19,8. Кроме повышенных содержаний ванадия и хрома в породных типах ареала отмечаются повышенные концентрации калия, скандия и никеля. На канонических диаграммах все породы попадают в область пералюминиевых пород (рис. 2,а), а по соотношению железа и магния ранние фазы (габброиды и диориты) - в область магнезиальных разностей, а последующие следует рассматривать как магнезиально-железистые, и лейкограниты – железистые (рис. 2,б). По соотношению Sr/Y – Y кислые породные типы Макарьевского ареала попадают в поле адакитов (рис. 3). На диаграмме $(SiO_2/MgO)\cdot100$ – K\Rb – Sr фигуративные точки кислых разностей пород попадают в поле высококремнистых адакитов (рис. 4).

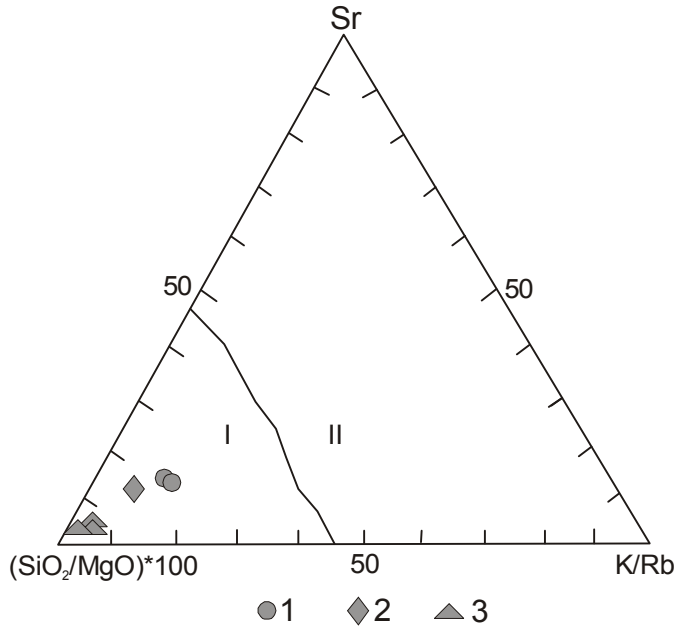

Рис. 4. Диаграмма Sr – K/Rb – $(SiO_2/MgO)\cdot100$ по (Martin, 1999; Martin et al., 2005) для адакитовых гранитоидов Макарьевского ареала.

Поля адакитов: I – высококремнистых, II – низкокремнистых.
Остальные усл. обозн. на рис. 2.

Соотношение нормированных отношений $(La/Yb)_N$ – Yb_N показывает, что породные типы адакитовых гранитоидов Макарьевскго ареала образуют тренд от нормальных низко-глинозёмистых тоналит-трондъемит-дацитов (тоналиты) к адакитовым высокоглинозёмистым тоналит-трондъемит-дацитам (трондъемиты и лейкограниты) с понижением степени частичного плавления 10 % гранатового амфиболита (рис. 5). Степень частичного плавления родоначального гранатового амфиболита превышала 50 % для тоналитов, а для трондъемитов и лейкогранитов – менее 50 %.

На экспериментальных диаграммах по определению давлений в очагах магмогенерации фигуративные точки составов пород локализуются вдоль тренда низкого давления (рис. 6).

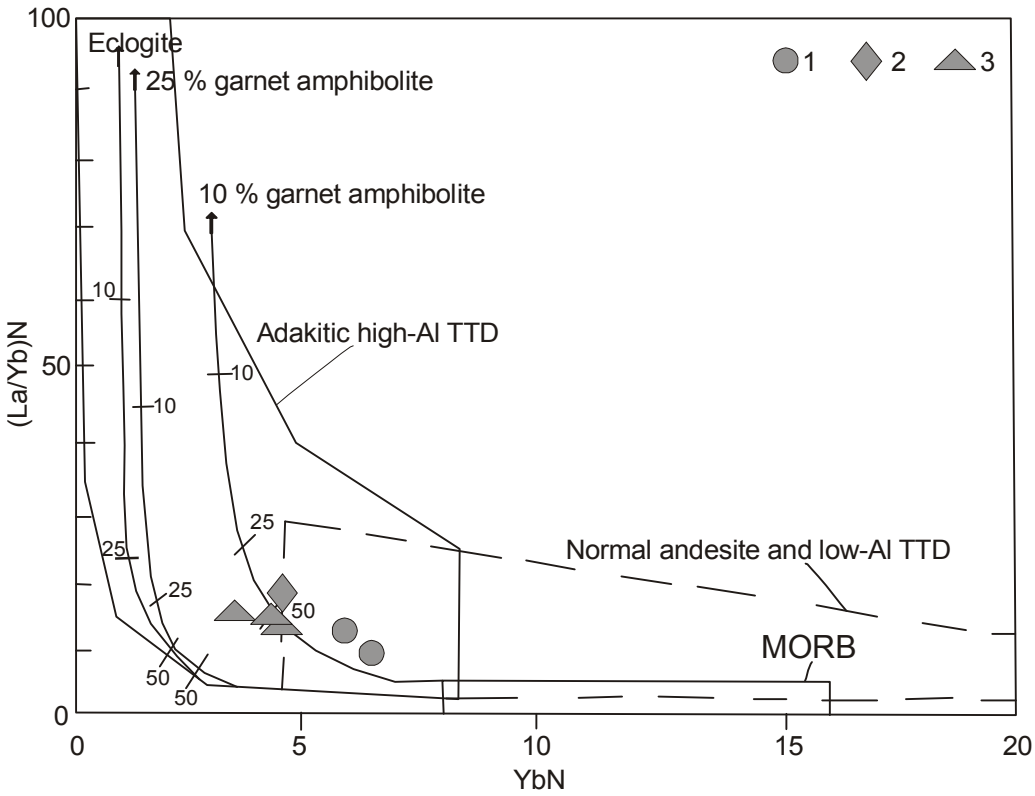

Рис. 5. Диаграмма $(La/Yb)_N$ - Yb_N по (Drummond, Defant, 1990; Patino Duce, Beard, 1995) для гранитоидов Макарьевского ареала.

Adakitic high-Al TTD – адакиты высоко-Al тоналит-трондьемит-дацитовые; Normal andesite and low-Al TTD – нормальные андезиты и низко-Al тоналит-трондьемит-дацитовые. MORB – океанические базальты из офиолитового блока пояса Мина-Лью по [25]; eclogite – эклогиты; 25 % garnet amphibolites – 25 % гранатового амфиболита; 10 % garnet amphibolites – 10 % гранатового амфиболита.
Остальные усл. обозн. на рис. 2.

В породах Макарьевского ареала усть-беловского комплекса проявлены 2 типа тетрадного эффекта фракционирования (ТЭФ) редкоземельных элементов (РЗЭ): M-тип со значимыми величинами, превышающими 1,1, и W-тип со значимыми величинами менее 0,9 (Monecke et al., 2002). Следует указать, что оба типа ТЭФ РЗЭ со значимыми величинами отмечаются в породах от диоритов до лейкогранитов, то есть, во всех дериватах смешанного типа и заключительных фазах с преобладанием адакитовых меток, выявляемых по геохимическим данным (табл. 2). Одновременное проявление двух типов ТЭФ РЗЭ обусловлено аномальными параметрами флюидного режима магматогенных флюидов и значительной активностью таких летучих компонентов как F, Cl, CO_2, H_2O и других (Гусев, 2014; Гусев, Гусев, 2014). Показательны соотношения Zr/Hf к ТЭФ РЗЭ. На диаграмме просматриваются два тренда: 1) тренд увеличения значений ТЭФ РЗЭ M-типа с увеличением отношений Zr/Hf; 2) тренд уменьшения ТЭФ РЗЭ W-типа с увеличением отношений Zr/Hf (рис. 7). Эти тренды указывают на сильно дифференцированный тип распределения элементов в породах.

В табл. 2 приведены также показательные отношения элементов в сравнении с хондритовыми, которые указывают на значительные вариации отношений относительно хондритовых. Часть отношений имеют величины ниже хондритовых (Y/Ho, Zr/Hf, La/Nb), другие отношения элементов имеют величины выше хондритовых (La/Ta, Sr/Eu, Sr/Y). Отношение Eu/Eu* имеет величины и выше, и ниже хондритовых. Негативные отношения Eu/Eu* характерны для заключительных дериватов.

Значительная трансформация концентраций элементов и их соотношений в породах подтверждается также на диаграмме соотношений Y/Ho и Zr/Hf (рис. 8). На диаграмме видно, что фигуративные точки составов пород локализуются за пределами поля CHARAC

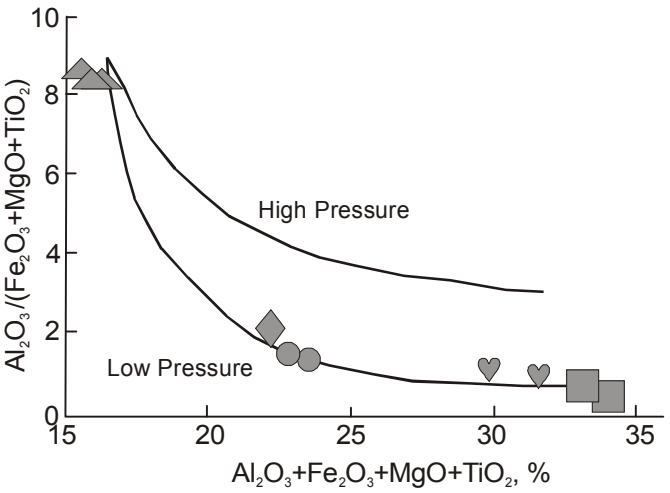

Рис. 6. Экспериментальная диаграмма соотношений $Al_2O_3/(Fe_2O_3+MgO+TiO_2)$ – $Al_2O_3+Fe_2O_3+MgO+TiO_2$ по (Patino Duce, Beard, 1995) для пород усть-беловского комплекса Макарьевского ареала.

Тренды низкового и высокого давления определены экспериментально, моделирующие составы расплавов, генерированные гибридизацией высоко-алюминиевых оливиновых толеитов с метаграувакками. Области на диаграмме между кривыми высокого и низкого давления охватываю различные глубины, на которых имеет место мантийно-коровое взаимодействие.

Остальные усл. обозн. на рис. 2.

(CHArge - and - Radius-Controlled – заряд–радиус контролируемые соотношения) (Barbarin, 1999), указывая, что элементы с одинаковым ионным радиусом и зарядом (пары Y-Ho и Zr-Hf) экстремально некогерентны в расплавах и ранних, и поздних фаз Макарьевского ареала, что связано с аномальной флюидонасыщенностью родоначальных расплавов (Гусев, Гусев, 2014).

Интерпретация результатов

Характер зональности интрузивов интерпретируется как результат химической дифференциации и скорости поступления последовательных фаз из глубинного очага. В случае быстрого поступления фаз и отдельных пульсаций предыдущие поступления не успевают закристаллизоваться, более поздние фазы их легко прорывают и располагаются в центре плутонов с формированием нормальной зональности. Такому сценарию отвечает формирование интрузивов Макарьевского ареала.

Высокие отношения Ba/Th (>114) и Ba/La (>15), а также низкие содержания Th и Th/Yb, Sm/Th (1,86) в габброидах подтверждают, что мафические породы Макарьевского ареала, вероятно, были генерированы частичным плавлением слэба, представленного флюид-метасоматизированным мантийным перидотитом, как это было установлено для раннепалеозойских плутонов на северо-западе Китайского Тянь-Шаня, показывающих близкие геохимические характеристики к таковым габброидов Макарьевского ареала (Drummond, Defant, 1990).

Диоритоидные разности Макарьевского ареала, вероятно, представляют собой смешанные образования базальтоидов и адакитовых расплавов, а тоналиты, трондъемиты и лейкограниты заключительных фаз – в большей степени дериваты адакитовых расплавов, в

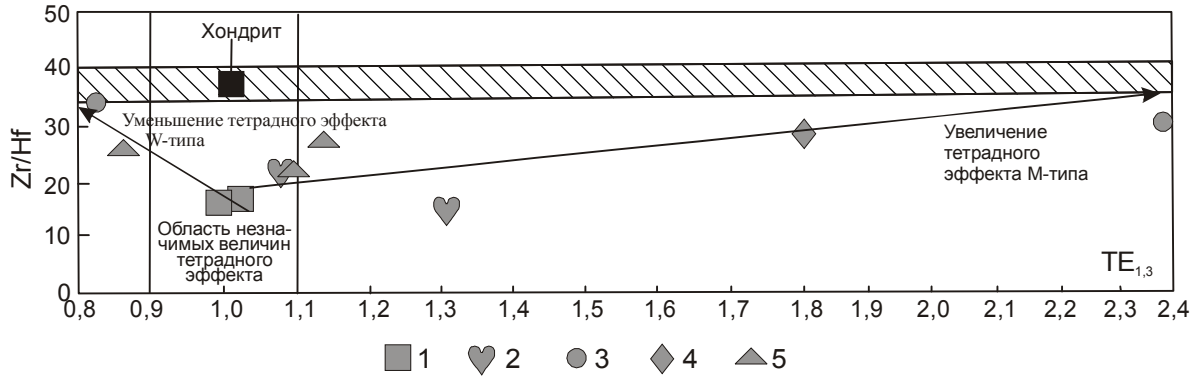

Рис. 7. Диаграмма соотношений Zr/Hf – $TE_{1,3}$ по (Jahn et al., 2001) с добавлениями автора для пород Макарьевского ареала усть-беловского комплекса.

Породы Макарьевского ареала: 1 - габбро, 2 - диориты, 3 - тоналиты, 4 - трондъемит, 5 - лейкограниты.

меньшей степени - смешанного источника.

Генерация высококремнистых и высококалиевых адакитов связана с прямым плавлением субдуцируемой океанической коры, преобразованной в ходе погружения в амфиболиты или эклогиты (Bau, Dulski, 1995; Jahn et al., 2001; Kay, 1978; Martin, 1999). Для адакитовых гранитоидов Макарьевского ареала реставрируется высокая степень частичного плавления 10 % гранатового амфиболита.

Высокая флюидонасыщенность расплавов усть-беловского комплекса (Бащелак, Чикетаман, Мурзинка, Эдиган) выдерживается повсеместно на территории Горного Алтая (Гусев, Табакаева, 2014). Она свойственна и глубинному очагу Макарьевского ареала, что вызывало значительные трансформации в соотношениях различных элементов вплоть до проявления: 1 - не заряд-радиус-контролируемого поведения элементов в расплавах; 2 - двух типов ТЭФ РЗЭ (M и W).

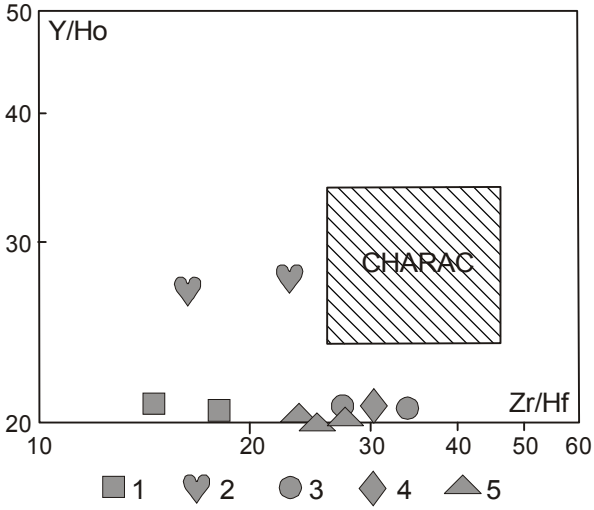

Рис. 8. Диаграмма Zr/Hf – Y/Ho для пород Макарьевского ареала.

Серое поле CHARAC (CHArge-and-Radius-Controlled) на диаграмме выделено по (Bau, Dulski, 1995).

Остальные усл. обозн. на рис. 7.

Такие особенности поведения химических элементов в породах имеют отношение к рудоносности гранитоидов Макарьевского ареала. Соотношение концентраций золота и величины тетрадного эффекта фракционирования РЗЭ отражено на рис. 9. На диаграмме отчётливо видны два тренда изменения ТЭФ РЗЭ. Увеличение величины ТЭФ РЗЭ M-типа не влияет на содержания золота в расплаве. Уменьшение величины ТЭФ РЗЭ W-типа влечёт за собой увеличение концентраций золота в расплавах. Как показано нами ранее, концентрации золота в расплавах и последующее отделение в гидротермальные растворы зависит в значительной степени от физико-химических условий магматогенных флюидов, их состава и эволюции (Гусев, Гусев, 2014; Гусев, Табакаева, 2014; Коробейников и др., 2010). В то же время, проявление ТЭФ РЗЭ также связано с составом флюидов и особенностями кислотности-щёлочности среды (Гусев, 2011, 2014; Гусев, Гусев, 2014; Коробейников и др., 2010).

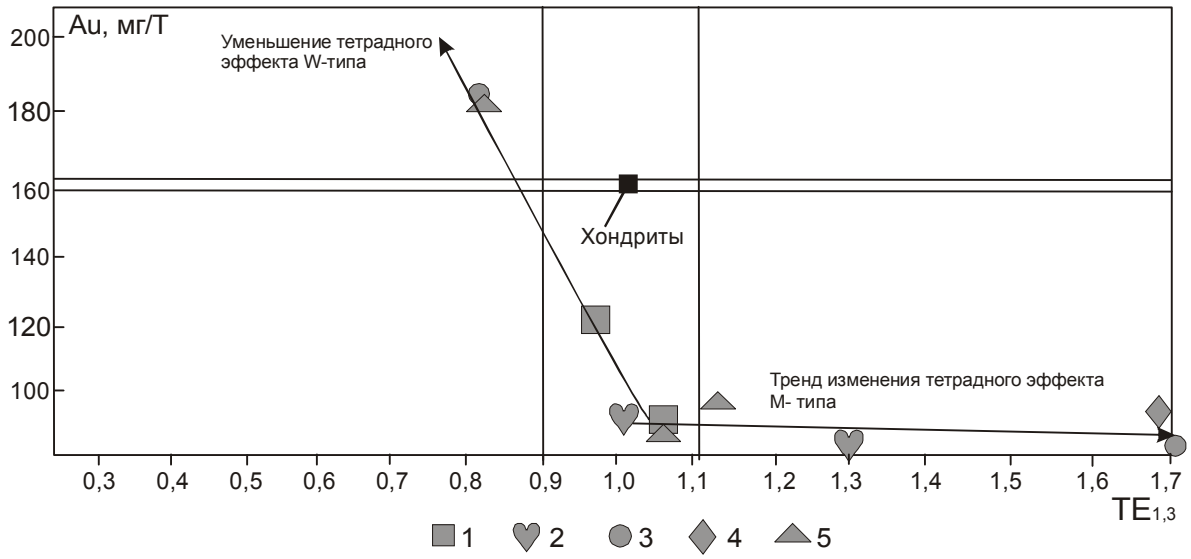

Рис. 9. Диаграмма Au- $TE_{1,3}$ для пород Макарьевского ареала.

Содержания золота в хондритах по (Sun, 1982).

Остальные усл. обозн. на рис. 7.

Указанные закономерности определили и реальную металлогеническую роль петролого-геохимических особенностей глубинного очага, создавшего многообразные породные типы Макарьевского ареала. Пространственно и парагенетически с Сосновским массивом гранодиоритов и тоналитов усть-беловского комплекса связано разобщенное оруденение золота, локализованное в гранитоидах с содержанием золота от 1 до 1,8 г/т и в скарнированных породах барагашской свиты в экзоконтакте массива с содержанием золота 0,5 г/т в ассоциации с вольфрамом (0,001 %), а также шлиховыми потоками с единичными знаками золота. Здесь же в экзоконтактовой части массива известна непромышленная россыпь р. Погорелка, разведанная в 1851 и 1890 гг. на протяжении 0,5 км. Содержание золота на пески от знаков до 0,76 г/м^3. Восточнее с гранодиоритами усть-беловского комплекса Щемиловского массива пространственно и, вероятно, парагенетически совпадают аллювиальные долинные россыпи р. Щемиловки (Б. Щемиловки) и реки Каменка. Первая разрабатывалась, недоразведанная. Золото крупное, плохо окатанное. Запасы - 5,5 кг категории $B+C_1$. Россыпь р. Каменка разведывалась и частично эксплуатировалась в 1937–38 гг. Максимальное содержание золота в шурфах до 2 г/м^3.

В южной части Батунковского вольфрамового месторождения вблизи контакта тоналитов усть-беловского комплекса в зоне окварцевания с обильным пиритом по терригенным породам куяганской свиты определены содержания золота от 0,9 до 3,5 г/т.

На Лысухинском медно-золото-скарновом проявлении в контакте с тоналитами усть-беловского комплекса (Сосновкий массив) определены содержания золота от 0,5 до 2,1 г/т, серебра от 15 до 45 г/т.

Заключение

Гранитоиды Макарьевского ареала по комплексу признаков относятся к адакитовому типу (высококалиевому и высококремнистому). Их формирование связано с плавлением 10 % гранатового амфиболита субдуцируемой океанической коры. Степень частичного плавления составляла 50 % и менее. В породах проявлены два типа ТЭФ РЗЭ и не заряд-радиус-контролируемое поведение многих химических элементов в расплавах. С гранодиоритами и тоналитами некоторых массивов Макарьевского ареала пространственно и парагенетически связано жильное золото-сульфидно-кварцевое и скарновое медно-золоторудное оруденение.

Литература

Владимиров А.Г., Шокальский С.П., Пономарёва А.П. Позднепалеозойский - раннемезозойский гранитоидный магматизм и проблема рифтового этапа тектогенеза в Горном Алтае. – В кн.: Геологическое строение и полезные ископаемые западной части Алтае-Саянской горной области. – Новокузнецк, 1995. - С. 186-189.

Владимиров А.Г., Руднев С.Н. Изотопное датирование рудоносных магматических и метаморфических комплексов Алтае-Саянской складчатой области для Госгеолкарты-1000. – Новосибирск, 2002. – 307 с.

Гусев А.И. Минерагения и полезные ископаемые Алтайского края. - Бийск: Изд-во ГОУВПО АГАО, 2011. - 365 с.

Гусев А.И. Петрология адакитовых гранитоидов. - М.: Изд-во РАЕ, 2014. – 152 с.

Гусев А.И., Гусев Н.И. Анорогенные гранитоиды: петрология, геохимия, флюидный режим. - Бийск: Изд-во АГАО, 2014. - 202 с.

Гусев А.И., Табакаева Е.М. Критерии продуктивных магматических комплексов Алтайского региона на золотое оруденение. - Бийск: Изд-во АГАО, 2014. - 145 с.

Гусев А.И. О двух подтипах гранитоидов усть-беловского комплекса Горного Алтая / Алтай: экология и природопользование. Труды XIII Российско-Монгольской конференции молодых учёных и студентов. – Бийск: ФГБОУ ВПО «АГАО», 2015. – С.68-74.

Коробейников А.Ф., Гусев А.И., Русанов Г.Г. Адакитовые гранитоиды Калбы: петроло-

гия и рудоносность // Известия Томского политехнического университета, 2010. Т. 316. №1. С. 31-38.

Anders E., Greevesse N. Abundences of the elements: meteoric and solar // Geochim. Cosmochim. Acta. 1989. V. 53. P. 197-214.

Barbarin B. A Review of the relationships between granitoid types, their origins and their geodynamic environments // Lithos. 1999. V. 46. P. 605-626.

Bau M., Dulski P. Comparative study of yttrium and rare-element behaviours in fluorine-rich hydrothermal fluids // Contrib. Mineral. Petrol. 1995. V.119. P. 213-223.

Defant M.J., Drummond M.S. Derivation of some modern arc magmas by melting of yong subducted litosphere // Nature, 1990. V. 347. №4. P. 662-665.

Drummond M. S.? Defant M.J. A model for trondhjemite-tonalite-dacite genesis and crustal growth via slab melting: Archean to modern comparisons // J. Geophys. Res., 1990. V. 95. P. 21503–21521.

Huang Z., Long X., Krцner *A., Yuan Ch. et al.* Geochemistry, zircon U-Pb ages and Lu-Hf isotopes od early Paleozoic plutons in the northwestern Chinese Tianshan: Petrogenesis and geological implications // Lithos, 2013. V. 182. P. 48-66.

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 Comochim Acta. 1999. V.63. № 3/4. P. 49-71.

Jahn B., Wu F, Capdevila R. Highly evolved juvenile granites with tetrad REE patterns: the Wodue and Baerzhe granites from the Great Xing“an Mountains in NE China // Lithos, 2001. V. 59. P. 171-198.

Kay R.W. Aleutian magnesian andesites: melts from subducted Pacific Ocean crust // J. Volcanol. Geotherm. Res., 1978. V. 4. P. 117–132.

Maniar P.D. Tectonic discrimination of granitoids / P.D. Maniar, P.M. Piccoli //Geological Soc. America Bulletin, 1989. V.101. P. 635-643.

Martin H. Adakitic magmas: modern analogues of Archaean granitoids // Lithos, 1999. V. 46. P. 411-429.

Martin H., Smithies R.H., Rapp R. An overview of adakite, tonalite-trondhjemite-granodiorite (TTG), and sanukitoid: relationships and some implications for crustal evolution // Lithos, 2005. V. 79. P. 1-24.

Monecke T., Kempe U., Monecke J., Sala M., Wolf D. Tetrad effect in rare earth element distribution patterns: A method of quantification with application to rock and mineral samples from granite-related rare metal deposits // Geochim Cosmochim Acta, 2002. V. 66. № 7. P. 1185-1196.

Patino Duce A.E., Beard J.S. Dehydratation-melting of biotite gneiss and quartz amphybolite from 3 to 15 kbar // Journal of Petrology, 1995. V. 36. P. 707-738.

Sun S.S. Chemical composition and origin of the esrth’s primitive mantle // Geochim. Cosmochim. Acta., 1982. V. 46. P. 179-192.

Villaseca C. A re-examination of the typology of peraluminous granite types in intracontinental orogenic belts / C. Villaseca, L. Barbero, V. Herreros // Trans. of Royal Soc. of Edinburg Earth Science, 1998. V. 89. P. 113-119.

Xu J.-F., Yu X.Y., Li X.-H. et al. The Discovery of the High Depleted N-MORB-type Volcanic Rocks: New Evidence for Paleo Ocean of Mian-Lue // Chinese Science Bulletin, 1998. V. 43. № 6. P. 510–514.