

УДК 553.3/.4.078:553.2:551.73

НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО ПЕТРОЛОГИИ И РУДОНОСНОСТИ ГИПЕРСОЛЬВУСНЫХ ГРАНИТОИДОВ АСКАТИНСКОГО МАССИВА ГОРНОГО АЛТАЯ

А.И. Гусев

Алтайский государственный гуманитарно-педагогического университет им. В.М. Шукшина, г. Бийск,

E-mail: anzerg@mail.ru

Приведены данные по составу, геохимии, петрологии, абсолютному возрасту и рудоносности Аскатинского массива. Рибекитовые граниты и лейкограниты массива отнесены к анорогенному гиперсольвусному типу, формировавшемуся по фракционированной модели длительное время (≈ 26 млн. лет). Щелочные разности массива относятся к агпаитовому типу. В породах проявлен тетрадный эффект фракционирования редкоземельных элементов М-типа. Пролонгированный характер генерации пород и внешний источник высоко-фториистых трансмагматических флюидов обеспечил формирование разнообразных типов оруденения урана, олова, ниобия, редких земель, флюорита. Становление уранового и других типов оруденения происходило при возрастании относительной щёлочности среды, а вольфрамового при возрастании кислотности.

Ключевые слова: анорогенные гиперсольвусные гранитоиды; пролонгированный сценарий; тетрадный эффект фракционирования РЗЭ; уран; олово; вольфрам; молибден; ниобий; редкие земли; флюорит.

DOI: 10.24412/2410-1192-2022-16502

Дата поступления: 9.06.2022

Длительно формирующиеся магматические комплексы и массивы, как правило, генерируют разнообразное оруденение [Гусев, Гусев, 2014]. К таким длительно формировавшимся массивам на Алтае относится Аскатинский. Как и многие другие щелочные гранитоиды, породные типы Аскатинского массива характеризуются агпаитностью, заключающейся в том, что молекулярные

отношения $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})/\text{Al}_2\text{O}_3$ выше единицы. Агпаитные гиперсольвусные гранитоиды, как правило, характеризуются специфической металлогенической специализацией и с ними связаны различные типы оруденения.

Актуальность комплексного исследования гранитоидов Аскатинского массива определяется тем, что с ним парагенетически и пространственно связаны

различные типы оруденения в альбитах, грейзенах, скарнах и роговиках: урана, редких металлов (олова, ниобия), редких земель иттриевой группы. В протяжённой зоне брекчирования отмечено проявление флюорита.

Цель исследования – выявить особенности петрологии гранитоидов Аскатинского массива и связанного с ним оруденения.

Материалы и методы

Материалы для исследований собраны при специализированных работах ГДП-200 (1997-2003 годы), а также при проведении маршрутов в ходе описания геолого-геоморфологического строения территории при создании целостной картины геолого-геоморфологического строения района Денисовой пещеры и грота Махзам в рамках Русского географического общества в 2021 году.

Силикатные анализы магматических пород на главные компоненты выполнены в лаборатории Сибирского Исследовательского Центра (г. Новокузнецк), а на микроэлементы – методом эмиссионной спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой на спектрометре «OPTIMA-4300», для Cu, Zn, Pb, Li, - методом ISP-AES в Лаборатории ИМГРЭ (г. Москва). Изотопные измерения в цирконах проводились по классической

методике на вторично-ионном микрозонде SHRIMP-II (г. Санкт-Петербург).

Результаты и обсуждение

Аскатинский массив (площадью около 50 км²) располагается в междуречье Щербета – Ануй. В Аскатинском массиве доминируют среднезернистые, соответственно, рибекитовые и биотит-рибекитовые щелочные лейкограниты, участками фациально сменяющиеся аляскитами. В краевых частях Аскатинского массива фрагментарно отмечаются фации мелкозернистых порфировидных разностей и гранит-порфиров. В южной части массива обнаружена ранняя фаза становления Аскатинской горной системы – гранодиориты, слагающие сателлитовую вершину Лесистую. Гранодиориты зафиксированы и в районе Шинокского кварцево-грейзенового проявления. Таким образом, Аскатинский массив имеет трёхчленное строение: 1 фаза – гранодиориты, 2 фаза – щелочные граниты и 3 фаза – лейкограниты и умеренно-щелочные лейкограниты.

Гранодиориты ранней фазы характеризуются массивной и пятнистой текстурами и состоят из кварца (25–30%), зонального от андезина до альбита плагиоклаза (35–45%), ортоклаза (15–25%), умеренно железистого ($f=61–63.4$) биотита (2.5–13%), роговой обманки (1–9%).

Микроструктура гипидиморфно-зернистая. Акцессорные минералы представлены магнетитом (резко доминирует), ильменитом, сфеном, цирконом, апатитом. Породы характеризуются умеренно низкой щелочностью, умеренной известковистостью и преобладанием натрия над калием. Для меланократовых разностей фиксируется повышенная глиноземистость (индекс Шенда = 1.08). По содержанию элементов-примесей, низкому содержанию Rb (75 г/т), умеренным содержаниям Ba (545 г/т) и Sr (359 г/т) и соотношению $Sr^{87}/Sr^{86} = 0.7055$ они близки к гранитоидам А-типа.

Рибекитовые граниты второй фазы внедрения характеризуются преобладанием призматического полевого шпата (50%) над кварцем (до 30–35%). Характерным темноцветным минералом гранитов является амфибол, не равномерно распределённый в породе с редкими гломеропорфировыми скоплениями. Его содержания варьируют от 5 до 10% при среднем значении 7%. Спорадически отмечаются астрофиллит, эгирин. Характерна гипидиоморфнозернистая структура, местами переходящая в аллотриоморфнозернистую. Амфибол представлен крупными (до 0.5–1 см) удлинённо-призматическими кристаллами почти чёрного цвета с буровато-синим оттенком. Пересчёт на структурную формулу химического состава амфибола показал,

что по величине катионной группы ($X=2.11–2.13$) он близок к рибекиту (для рибекита $X=2$, а для арфведсонита $X=3$).

Кроме того, близость к рибекиту устанавливается и по отсутствию алюминия в октаэдрической координации (Al_{VI}). Микропертитовый полевой шпат образует в гранитах призматические кристаллы. По химизму полевого шпата характеризуется почти равными количествами натрия и калия при некотором преобладании последнего.

Минеральный состав лейкогранитов, субщелочных лейкогранитов и рибекитовых лейкогранитов следующий: кварц (32.5%; 34.5% и 40.6%), пертитовый калишпат $\Delta = 0.78$ (28.1%; 48% и 46.2%), плагиоклаз (34.8% (№ 24–5); 13.6% (№ 0–5) и 10% (№ 0–5), железистый ($F = 87$) биотит (3.5%; 1.1% и ед. з.), амфибол (ед. з.; 0.6% и 2.6%), вторичные – серицит, хлорит, акцессорные (в г/т) – магнетит (1447; 2172 и 572), ильменит (2; 3 и 23), циркон (10; 3 и 54), ортит (47; 25 и ед. з.), малакон (1.2; 1.3 и 96), флюорит (2; 8 и 28). Структура пойкилитовая, гипидиоморфнозернистая, микрографическая. Породы характеризуются повышенной и высокой щелочностью, преобладанием K_2O (3.8%; 4.3% и 4.6%) над Na_2O (3.7%; 3.8% и 4.2%), низкой глиноземистостью ($Al_2O_3 = 13.0\%$; 12.9% и 12.2%), высокой железистостью ($f = 84$; 87.8 и 89.7),

высокими значениями коэффициента агпаитности (1.06; 1.05; 1.03). Геохимической особенностью гранитоидов являются низкие содержания стронция (от 1.85 до 275 г/т) повышенные – редких земель ($\Sigma_{PЗЭ} = 335$ г/т в щелочных лейкогранитах), минимальные (относительно лейкогранитов других комплексов) – лития (14.7; 15 и 5.6 г/т, хотя в щелочных гранитах и некоторых умеренно-щелочных лейкогранитах достигают 169 и 171 г/т) и цезия (4.6; 3.8 и 2.2 г/т).

Изотопно-геохронологические исследования по определению абсолютного возраста пород массива выполнены в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ. В щелочных гранитах Аскатинского массива цирконы бесцветные, желтоватые до коричневатого и красно-бурого цвета, также резко отличаются по габитусу от цирконов петротипических гранодиоритов Топольнинского и Караминского массивов. В Аскатинском массиве, как и в Елиновском, они также имеют лепешковидные субидиоморфные формы и еще более высокие содержания урана и тория, чем в Елиновском массиве. Конкордантный возраст, полученный по 6 точкам 398 ± 2 млн лет, (в цирконах содержание $U = 883\text{--}1502$ г/т, $Th = 364\text{--}682$ г/т, $Th/U = 0.39\text{--}0.47$), вероятнее всего соответствует захваченным ксеногенным цирконам из более ранних магматитов, возможно, топольнинского комплекса.

Цирконы часто со скругленными ребрами, как бы оплавленные. Настоящие щелочные граниты вероятнее всего имеют возраст 375 ± 2 млн лет (3 определения) (рис. 1.).

Хотя имеются и значения самого молодого определения 372.8 ± 1.9 (верхний девон), содержание в цирконе $U = 2339$ г/т, $Th = 1424$ г/т, и самое высокое отношение $Th/U = 0.63$. Аскатинский массив щелочных гранитов целесообразно относить к средне-верхнедевонскому елиновско-бутачихинскому комплексу щелочных гиперсольвусных гранитов анорогенного типа (А-тип) [Гусев, Коробейников, 2014]. Представительные анализы пород массива представлены в таблице.

Породы характеризуются различным уровнем дифференциации редких земель. Нормированное к хондриту соотношение $(La/Yb)_N$ варьирует от 1.89 до 4.97, отражая различную дифференцированность лёгких к тяжёлым РЗЭ. Сумма РЗЭ колеблется от 164.05 до 350.32 г/т и негативно связана с отношением $(La/Yb)_N$. Высокие значения Th/U указывает на относительно не изменённый состав гранитоидов массива. Все породы характеризуются относительно не высокими концентрациями Rb, Sr, Ba и повышенными концентрациями Nb и Hf (табл.). Отношения Eu/Eu^* повсеместно очень низкие (менее 1) и указывают на хорошо проявленную негативную аномалию по европию.

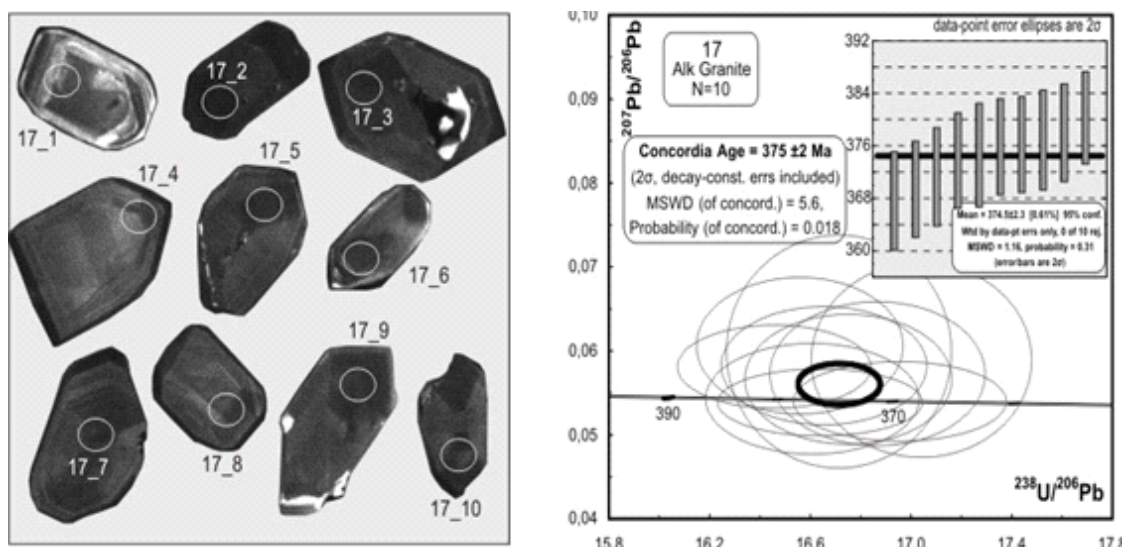


Рис. 1. Морфология кристаллов циркона, по которым определён абсолютный возраст и диаграмма U-Pb отношений с конкордиями для циркона на кривой возраста для рибекитовых лейкогранитов Аскатинского массива

Fig. 1. Morphology of crystal zircon on that define absolute age and plot U-Pb ratio with concordia for zircon on the curve of age for riebeckite leucogranite of Askatinskii massif

Таблица

Химический состав пород Аскатинского массива (оксиды в масс. %, элементы в г/т)

Table

Chemical composition of rocks Askatinskii massif (oxides I mass. %, elements in ppm)

Компоненты	Номера проб							
	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	66.5	72.16	75.13	75.97	75.74	76.42	76.9	76.92
TiO ₂	0.65	0.13	0.14	0.09	0.01	0.09	0.12	0.09
Al ₂ O ₃	16.23	12.3	12.44	11.36	12.81	12.87	12.19	12.78
Fe ₂ O ₃	0.64	2.45	1.74	1.4	0.73	1.35	1.52	1.12
FeO	3.92	0.01	1.04	0.94	1.15	0.84	0.46	0.74
MnO	0.07	0.04	0.01	0.05	0.05	0.05	0.04	0.03
MgO	1.15	0.01	0.12	0.58	0.92	0.09	0.12	0.08
CaO	2.55	0.19	0.70	0.58	0.01	0.4	0.47	0.33
Na ₂ O	3.9	4.88	3.04	4.19	3.92	4.1	4.09	4.6
K ₂ O	3.5	7.99	5.35	4.42	4.32	3.8	4.1	3.6
P ₂ O ₅	0.25	0.01	0.01	0.36	0.05	0.09	0.06	0.05
V	155	12.1	10.7	10.9	10.9	<2.5	3.5	3.1
Cr	80	35.5	20.3	21.5	34.6	26.8	25.3	23.3
Co	25	2.1	1.04	1.39	1.43	<0.5	<0.5	<0.5
Ni	45	2.2	2.05	2.99	1.83	<0.1	<0.1	<0.1

Cu	5.0	4.5	1.95	2.25	3.27	11.8	10.3	9.8
Zn	141	145	163	149	112	109	106	96
Rb	75	250	246	226	141	183	193	181
Sr	359	275	1.85	1.95	5.11	16.9	17.8	15.1
Nb	17	35.1	23.8	25.9	17.7	22.8	23.5	23.3
Cs	2.1	7.7	2.89	4.66	1.35	2.24	3.27	3.3
Ba	545	204	17.1	24.9	186	43	41	40
Pb	18	19.5	5.8	16.5	6.83	18.1	18.6	18.2
Th	5.5	15.1	14.0	27.5	15.6	17.5	19.5	19.9
La	21.4	41.5	29.3	40.5	39.7	20.1	20.8	21.8
Ce	52.1	90.2	72.3	88.9	71.3	50.4	51.1	51.0
Pr	5.2	12.1	7.83	11.9	10.5	4.99	5.12	5.1
Nd	21.1	46.8	26.6	45.1	38.4	20.5	23.4	24.4
Sm	5.7	12.4	4.48	12.1	9.25	5.62	6.62	6.6
Eu	0.28	0.87	0.11	0.44	0.7	0.27	0.17	0.14
Gd	5.2	11.9	2.77	12.1	9.1	5.81	4.81	4.8
Tb	1.3	2.15	0.38	2.12	1.49	1.23	1.25	1.2
Dy	12.1	15.1	2.54	14.6	9.72	10.8	11.9	10.3
Ho	2.05	3.21	0.63	3.08	2.14	2.22	2.01	2.0
Er	6.8	10.2	2.15	9.03	6.25	6.41	6.45	6.4
Tm	0.9	1.78	0.55	1.41	1.03	0.96	0.86	0.81
Yb	3.6	10.2	3.89	9.4	6.39	7.01	7.13	7.2
Lu	0.9	1.41	0.63	1.34	0.98	1.25	1.21	1.2
Y	35.8	90.5	12.2	83.2	62.0	53.6	52.9	53.3
Σ P3Э	164.05	350.32	166.36	335.22	268.95	191.17	195.73	196.25
Ga	26	31.5	22.6	21.6	20.1	20.3	21.3	21.5
Zr	125	554	248	464	359	262	266	265
Sc	24	2.5	<0.1	<0.1	<0.1	2.02	2.01	2.0
Hf	12.5	16.7	8.0	15.3	9.13	10.7	11.4	11.1
Ta	1.7	12.9	1.36	2.41	1.52	1.48	1.52	1.51
Mo	2.2	1.1	0.75	0.86	1.66	2.75	2.79	2.7
Sb	0.8	0.3	0.25	0.2	0.32	0.93	0.91	0.9
Sn	6.4	5.9	3.34	4.06	2.63	9.21	10.2	10.1
Be	0.5	4.5	3.67	4.73	3.79	4.45	5.41	5.4
W	0.5	1.3	0.73	0.89	1.6	0.61	0.64	0.83
U	8.6	6.3	4.54	6.27	3.83	6.5	8.5	8.7
Li	14	171.0	114.0	169.0	10.9	13.7	14.5	14.9
Ag	0.06	0.05	0.018	0.045	0.025	0.039	0.036	0.035
Zr/Hf	10	33.2	31.0	30.3	39.3	24.5	23.3	23.9

(La/Yb) _N	1.92	2.7	4.97	2.84	4.1	1.89	1.93	1.99
Nb/Ta	10	2.7	17.5	10.7	11.64	15.4	15.46	15.43
Eu/Eu*	0.09	0.07	0.03	0.036	0.076	0.0105	0.089	0.073
Th/U	3.4	2.4	3.08	4.38	4.07	2.69	2.29	2.28
TE _{1.3}	1.18	1.01	1.02	1.04	0.97	1.11	1.19	1.12
(La/Sm) _N	1.91	2.05	3.9	2.06	2.9	2.19	1.92	2.02
(Gd/Yb) _N	0.55	1.1	0.57	1.03	1.14	0.66	0.54	0.53

Примечание. Значения РЗЭ нормированы (N) по хондриту по [Anders, Greevesse, 1989]. Eu* = (Sm_N+Gd_N)/2. TE_{1.3} – тетрадный эффект фракционирования РЗЭ по [Irber, 1999]. TE_{1.3} – тетрадный эффект фракционирования РЗЭ, как среднее между первой и третьей тетрадами. Породы Аскатинского массива: 1 – гранодиорит; 2 – щелочной гранит; 3, 4, 5, 7, 8 – умеренно-щелочные лейкограниты; 6 – лейкогранит.

Note. Value of REE normalized (N) on chondrite after [Anders, Greevesse, 1989]. Eu* = (Sm_N+Gd_N)/2. TE_{1.3} – tetradic effect fractionation of REE after [Irber, 1999]. TE_{1.3} - tetradic effect fractionation of REE as middle between first and third tetrads. Rocks of Askatinskii massif: 1 – granodiorite; 2 – alkali granite; 3, 4, 5, 7, 8 – moderate alkali leucogranites; 6 – leucogranite.

На диаграмме ТАС в координатах SiO₂ – (Na₂O+K₂O) (рис. 2) породы Аскатинского массива попадают в поля известково-щелочных гранодиоритов (гранодиорит), щелочных гранитов (щелочной гранит), известково-щелочной серии (лейкограниты и часть умеренно-щелочных лейкогранитов) и умеренно-щелочной серии (некоторые умеренно-щелочные лейкограниты).

В некоторых разностях проявлен тетрадный эффект фракционирования РЗЭ М-типа (превышение TE_{1.3} порогового значения 1.1) (табл.). Известно, что фракционирование РЗЭ при тетрад-эффекте М-типа происходит при участии сложных комплексных соединений

фтор-комплексов [Гусев, Гусев, 2011; Гусев, Гусев, 2014].

Зависимость содержаний урана от величины тетрадного эффекта фракционирования РЗЭ М-типа показано на рис. 3. Диаграмма свидетельствует, что концентрации урана в гранитоидах Аскатинского массива выше, чем в хондритах и выше средних значений в магматических породах, и следовательно, и средних концентраций в гранитах по [Виноградов, 1962].

Увеличение концентраций урана в гранитоидах Аскатинского массива прямо коррелируется с увеличением значений ТЭФ РЗЭ М-типа (рис. 3).

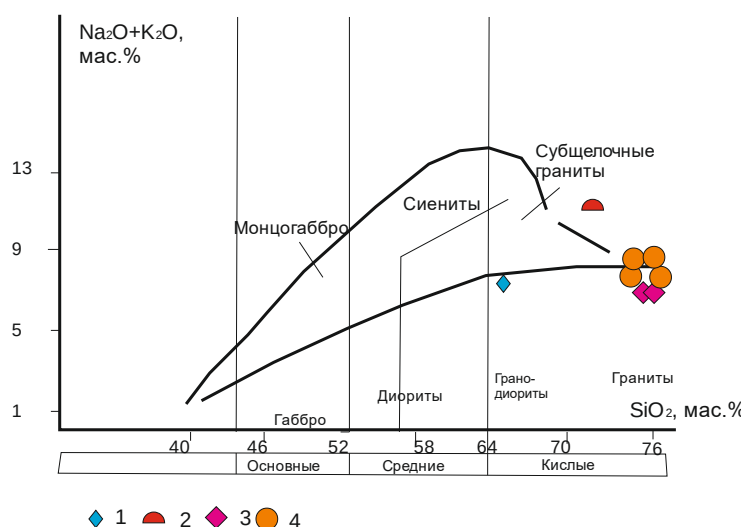


Рис. 2. Положение фигуративных точек химического состава пород Аскатинского массива на TAS ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}-\text{SiO}_2$) диаграмме.

Породы Аскатинского массива: 1 – гранодиорит, 2 – щелочной гранит, 3 – лейкограниты, 4 – умеренно-щелочные лейкограниты.

Fig. 2. Position of figure points chemical composition of rocks Askatinskii massif on the TAS ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}-\text{SiO}_2$) plot.

Rock of Askatinskii massif: 1 – granodiorite, 2 – alkali granite, 3 – leucogranite, 4 – moderate alkali leucogranites.

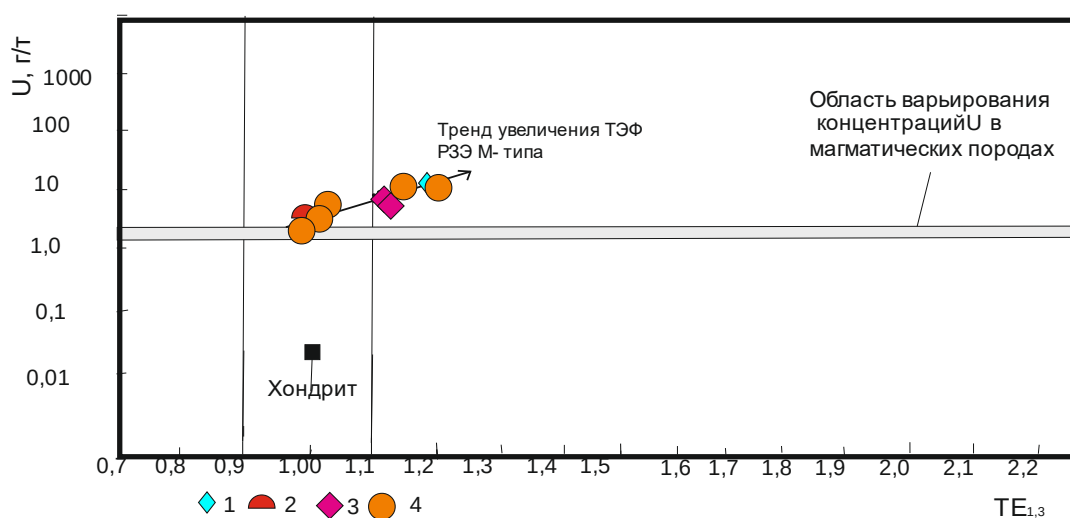


Рис. 3. Диаграмма U – $\text{TE}_{1.3}$ для пород Аскатинского массива

$\text{TE}_{1.3}$ – тетрадный эффект фракционирования редкоземельных элементов как среднее между первой и третьей тетрадами по [Irber, 1999]. Серая область на диаграмме выделена на основании средних содержаний вольфрама в изверженных породах по [Виноградов, 1962]. Содержания урана в хондритах по [Sun, 1980]. Условные обозначения как на рис. 2.

Fig. 3. Plot U – $\text{TE}_{1.3}$ for rocks of Sakatinskii massif

$\text{TE}_{1.3}$ – tetradic effect fractionation of rare earth elements, as middle between first and third tetrads after [Irber, 1999]. Gray area on plot detached on the basis of middle contents of tungsten in igneous rocks after [Виноградов]. Content of uranium in chondrite after [Sun, 1980]. Legend on plot 2.

В то же время максимальным значениям ТЭФ РЗЭ соответствуют минимальные отношения Th/U (табл.). Чем нижеуказанное отношение (Th/U), тем выше щёлочность среды, согласно рядам кислотности-щёлочности А.А. Маракушева [1986] для ряда элементов в водно-сероводородных растворах при стандартных условиях. Следовательно,

увеличение содержаний урана в расплавах, породивших гранитоиды Аскатинского массива, коррелируется с увеличением величины ТЭФ РЗЭ М-типа и повышением щёлочности среды.

Противоположная картина наблюдается для соотношений W и $TE_{1.3}$ (рис. 4). Увеличение ТЭФ РЗЭ М-типа происходит с уменьшением концентраций W.

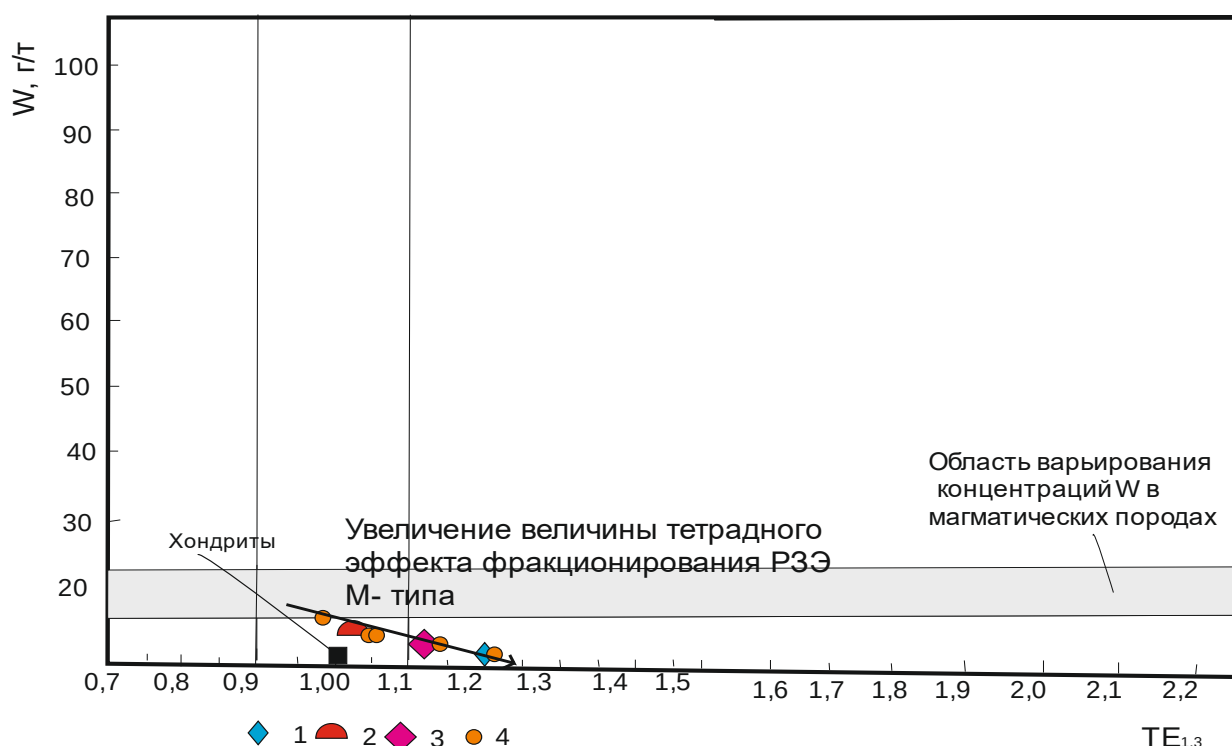


Рис. 4. Диаграмма W – $TE_{1.3}$ по [Гусев, Коробейников, 2014] для породных типов Аскатинского массива $TE_{1.3}$ – тетрадный эффект фракционирования редкоземельных элементов как среднее между первой и третьей тетрадами по [Irber, 1999]. Серая область на диаграмме выделена на основании средних содержаний вольфрама в изверженных породах по [Винградов, 1962]. Содержания вольфрама в хондритах по [Wasson, 1988].

Условные обозначения как на рис. 2.

Fig. 4. Plot W – $TE_{1.3}$ after [Гусев, Коробейников, 2014] for rock types of Askatinskii massif $TE_{1.3}$ -tetradic effect fractionation of rare earth elements, as middle between first and third tetrads after [Irber]. Gray area on plot detached on the basis of middle contents of tungsten in the igneous rocks after [Виноградов, 1962].

Content of uranium in chondrites after [Wasson, 1988]. Legend on plot 2.

И следовательно, уменьшение концентраций вольфрама в породах отрицательно коррелируется с величинами ТЭФ РЗЭ М-типа, указывающее на увеличение кислотности среды при переносе W магматогенными флюидами и выщелачивании с последующим выносом его из магматических пород.

Оруденение Аскатинского массива

Оруденение, связанное с гранитоидами Аскатинского массива, представлено несколькими проявлениями олова, урана, флюорита, редкометалльно-редкоземельного оруденения. Редкометалльно-редкоземельное Аскатинское проявление располагается в северном экзо- и эндоконтакте Аскатинского массива. Оруденение проявлено в метасоматически окварцованных и альбитизированных породах (местами представляющих настоящие альбититы), в которых установлена ниобиево-редкоземельная минерализация в виде иттриалита и фергусонита, образующих тонкую вкрапленность размерами 1–2 мм. Содержания в зоне иттрия составляют (%) 0.01–0.05, иттербия 0.01–0.04, ниобия – 0.01.

Оловянное проявление Тог-Алтайское находится в экзоконтактовой части Аскатинского массива щелочных лейкогранитов и сопровождается шлиховым ореолом с содержаниями касситерита 1–360 знаков на шлах, в единичных пробах

– до 2–3 г/м³. Выявлено два участка скарированных пород размером до 300×20 м. В пироксен-гранатовых скарнах установлены галенит, арсенопирит, сфалерит, редко касситерит; содержания компонентов (в %): Sn – до 0.04; Pb, Zn, As – 0.01–0.1.

Тог-Алтайское проявление урана приурочено к экзоконтакту Аскатинского массива щелочных лейкогранитов. В ороговикованных породах установлено бедное оруденение сульфидов и вторичных минералов урана (торбернит), в гранитах – торбернит, поликраз, касситерит, монацит, колумбит. Бурением скважин до глубины 182 м уранового оруденения не выявлено, содержание урана в водных пробах $1.3\text{--}6.5 \times 10^{-7}$ г/л. Проявление относится к комплексному типу – уран-редкометалльно-редкоземельному.

Из нерудных полезных ископаемых к Аскатинскому массиву приурочены проявления флюорита. Проявление флюорита участка Аскатинского находится в северо-восточном экзоконтакте одноименного массива среди ороговикованных, мраморизованных и скарнированных песчано-глинистых и известково-глинистых пород барагашской свиты девона, прорванных дайками гранит-порфиров топольнинской ассоциации. Флюоритовая минерализация вскрыта в зоне брекчирования, протяженностью 1050 м,

сцементированной кварцем и кальцитом, имеющей крутое ($75-80^\circ$) падение на юго-запад. Распределение флюорита крайне неравномерное, максимальное содержание до 10–35%. На флангах зоны отмечаются другие пункты минерализации флюорита.

Шинокское кварцево-грейзеновое висмут-молибден-вольфрамовое проявление находится в левом борту реки Шинок в 3 км от устья. Оно расположено в эндоконтактной зоне Аскаинского массива, сложенной биотитовыми гранитами и гранодиоритами в периферических частях с широким развитием гранит-порфировых и аплитовых даек.

Выделены 2 типа оруденения: 1 – грейзеновые зоны и 2 – кварцевые жилы. В кварцевых жилах мощностью от 5 до 32 см и протяжённостью от 12 до 55 м и в зонах грейзенизации, окаймляющих жилы, наблюдается вкрапленность и гнезда шеелита, и вкрапленность молибденита, пирита, висмутита.

Наиболее мощная зона грейзеновых образований прослежена на 90 м в северо-западном направлении и имеет мощность до 8–10 м, в северо-западной части зона расщепляется на ряд мелких, быстро выклинивающихся полос. Сложена зона преимущественно относительно слабо грейзенизированными гранитами с неправильными телами кварцево-мусковитовых грейзенов в

участках повышенной трещиноватости. Аналогичные грейзеновые образования отмечаются и вдоль кварцевых жил, вскрытых в пределах рудного поля вне грейзеновых зон. В грейзеновых зонах постоянно фиксируется рассеянная вкрапленность пирита, шеелита и очень редко – вольфрамита, халькопирита, молибденита. Два последних минерала в ассоциации с пиритом значительно чаще встречаются среди мелких кварцевых прожилков, развитых в пределах метасоматических зон. В кварцевых жилах вне грейзеновых зон, наряду с указанными рудными минералами, изредка устанавливается также висмутин. Характерно, что шеелит в этих жилах, как и вообще в кварцевых прожилках рассматриваемого месторождения, является более редким минералом, чем в метасоматитах.

Концентрации металлов в рудах составляют – вольфрама от 0.1 до 2.2%, молибдена – от 0.05 до 0.2%, меди – от 0.2 до 0.6%, висмута – от 0.1 до 0.4%.

По реке Шинок и её притокам имеются шлиховые потоки и ореолы ферриколумбита, монацита, шеелита, вольфрамита, иногда в значительных концентрациях, достигающих промышленных значений.

Таким образом, формирование Аскаинского массива происходило общей продолжительностью около 26 млн. лет в результате пролонгированной фра-

кционной кристаллизации в пределах глубинного магматического очага. Геохимическая направленность такого фракционирования от гранодиоритов к лейкогранитам сопровождалась деплетированием Sr, Ba, Ti, Eu с увеличением концентраций SiO_2 (табл.) и уменьшением U-Pb возраста от 398 до 372 млн. лет. В процессе фракционной дифференциации расплав испытывал внешнее воздействие со стороны сильно обводнённого F-обогащённого флюида с меняющимися параметрами кислотности и относительной щёлочности. Близкие особенности формирования высококремнистого магматизма отмечено для Муфусанского комплекса Южного Китая [Wang, 2014]. Эволюция расплава происходила в направлении увеличения концентраций урана и других металлов под влиянием фракционирования минералов. Длительное формирование массива обеспечивало разнообразное отделение флюидов с формированием различных типов оруденения уран-редкометалльно-редкоземельного, флюоритового, кварцево-грейзенового вольфрам-молибден-висмутового.

Заключение

Новыми данными, полученными в настоящем исследовании, являются:

1. Выявление ранней фазы внедрения – гранодиоритов;

2. Констатация 3 фазного строения массива;

3. Пролонгированный характер и история развития глубинного магматического очага;

4. Участие глубинных фтористых трансмагматических флюидов, обеспечивавших селекционирование металлов из расплавов и последующего формирования различных типов оруденения большого спектра элементов;

5. Длительность функционирования глубинного очага приводила к меняющимся физико-химическим параметрам с последующим отложением металлов в различных режимах кислотности и щёлочности среды рудообразования.

Таким образом, гранитоиды Аскатинского массива отнесены к анорогеным гиперсольвусным высоко- SiO_2 гранитоидам, формировавшимся длительное время ≈ 26 млн. лет. В расплаве глубинного очага происходило фракционирование минералов и элементов под влиянием внешнего F-обогащённого высоководного трансмагматического флюида, что обеспечивало генерацию различных типов оруденения: урана, редких и редкоземельных элементов и флюорита. Становление уранового оруденения происходило при возрастании относительной щёлочности среды, а вольфрамового – при увеличении кислотности.

Конфликт интересов. Автор заявляет об отсутствии конфликта интересов.

Conflict of interest. The author declares that he has no conflict of interest.

Список литературы

1. Виноградов А.П. Средние содержания химических элементов в главных типах изверженных пород земной коры // Геохимия. 1962. № 7. С. 555–572.
2. Гусев А.И., Гусев А.А. Тетрадный эффект фракционирования редкоземельных элементов и его использование в решении проблем петрологии гранитоидов // Успехи современного естествознания. 2011. № 5. С.45–49.
3. Гусев А.И., Гусев Н.И. Анорогенные гранитоиды: петрология, геохимия, флюидный режим. Бийск: Изд-во АГАО, 2014. 202 с.
4. Гусев А.И., Коробейников А.Ф. Петро-геохимические особенности и рудоносность двух подтипов анорогенных гранитоидов Горного Алтая // Известия Томского политехнического университета. 2014. Т. 325, №1. С. 27–35.
5. Маракушев А.А. Термодинамические факторы образования рудной зональности скрытого оруденения на основе зональности гидротермальных месторождений. М: Наука, 1976. С. 36–51.
6. Anders E., Greevesse N. Abundences of the elements: meteoric and solar // Geochim. Cosmochim. Acta. 1989. Vol. 53. P. 197–214.
7. 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. 49–71.
8. Sun S.S. Lead isotopic study of young volcanic rocks from mid ocean ridges, ocean islands and island arcs // Phil. Trans. R. Soc. 1980. Vol. A297. P. 409–445.
9. Wang L.-X. Genesis of leucogranite by prolonged fractional crystallization: A case study of the Mufushan complex, South China // Lithos. 2014. Vol. 206–207. P. 147–163.
10. Wasson J.T., Kallemeyn G.W. Composition of chondrites // Phil. Trans. R. Soc. Lond. 1988. Vol. 201. P. 535–544.

References

1. Vinogradov A.P. Srednie sodержaniya himicheskikh elementov v glavnyh tipah izverzhennykh porod zemnoy kory [Average contents of chemical elements in the main types of igneous rocks of the Earth's crust] // Geohimiya [Geochemistry]. 1962. № 7. P. 555–572. (in Russian).

2. Gusev A.I., Gusev A.A. Tetradnyj effekt frakcionirovaniya redkozemel'nyh elementov i ego ispol'zovanie v reshenii problem petrologii granitoidov [Tetrad effect of fractionation of rare earth elements and its use in solving problems of petrology of granitoids] // *Uspekhi sovremennogo estestvoznaniya* [Successes of modern natural science]. 2011. № 5. P.45–49. (in Russian).
3. Gusev A.I., Gusev N.I. Anorogennye granitoidy: petrologiya, geohimiya, flyuidnyj rezhim [Anorogenic granitoids: petrology, geochemistry, fluid regime]. Bijsk: Izd-vo AGAO, 2014. 202 p. (in Russian).
4. Gusev A.I., Korobejnikov A.F. Petro-geohimicheskie osobennosti i rudonosnost' dvuh podtipov anorogennyh granitoidov Gornogo Altaya [Petrogeochemical features and ore content of two subtypes of anorogenic granitoids of the Altai Mountains] // *Izvestiya Tomskogo politekhnicheskogo universiteta* [News of Tomsk Polytechnic University]. 2014. T. 325, №1. P. 27–35. (in Russian).
5. Marakushev A.A. Termodinamicheskie faktory obrazovaniya rudnoj zonal'nosti skrytogo orudeneniya na osnove zonal'nosti gidrotermal'nyh mestorozhdenij [Thermodynamic factors of formation of ore zonality of latent mineralization based on zonality of hydrothermal deposits]. M: Nauka, 1976. P. 36–51. (in Russian).
6. Anders E., Greevesse N. Abundences of the elements: meteoric and solar // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1989. Vol. 53. P. 197–214.
7. 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. 49–71.
8. Sun S.S. Lead isotopic study of young volcanic rocks from mid ocean ridges, ocean islands and island arcs // *Phil. Trans. R. Soc.* 1980. Vol. A297. P. 409–445.
9. Wang L.-X. Genesis of leucogranite by prolonged fractional crystallization: A case study of the Mufushan complex, South China // *Lithos*. 2014. Vol. 206–207. P. 147–163.
10. Wasson J.T., Kallemeyn G.W. Composition of chondrites // *Phil. Trans. R. Soc. Lond.* 1988. Vol. 201. P. 535–544.

NEW DATA ON PETROLOGY AND ORE MINERALIZATION OF
GYPERSOLVUS GRANITOIDS ASKATINSKII
MASSIF OF MOUNTAIN ALTAI

A.I. Gusev

The Shukshin Altai State University for Humanities and Pedagogy, Biisk, E-mail: anzerg@mail.ru

Data on composition, geochemistry, petrology, absolute age and ore mineralization Askatinskii massif lead. Riebeckite granite and leucogranite of massif carry to anorogenic gypersolvus type, forming on fractionation model long time (26 mln. y.). The alkali variaties of rocks carry to agpaitic type. Ttetric effect fractionation of REE M-type display in rocks. Prolong character of generation rocks and external spring high-F transmagmatic fluid provided forming different types of ore mineralization uranium, tin, niobium, rare earth elements, fluorite. Becoming of uranium ore mineralization and other types ore mineralization happen on increase relative alkali environment, but for tungsten ore mineralization at growth of acidic.

Key words: anorogenic gypersolvus granitoids; prolong script; tetrad effect fractionation of REE; uranium; tin; tungsten; molibdenium; niobium; rare earth elements; fluorite.

Received June 9, 2022

Сведения об авторе

Гусев Анатолий Иванович – доктор геолого-минералогических наук, профессор Алтайского государственного гуманитарно-педагогического университета им. В.М. Шукшина. Россия, 659300, г. Бийск, ул. Советская, д. 5. E-mail: anzerg@mail.ru.

Information about the author

Gusev Anatolij Ivanovich – Doctor geology-mineralogical sciences, professor of Shukshin Altai State University for Humanities and Pedagogy. 5, Sovetskaya St., 659300 Biisk, Russia. E-mail: anzerg@mail.ru.