

УДК 552.11:550.4:551.2

КРИСТАЛЛ-ФРАКЦИОНИРОВАНИЕ *IN SITU* ПРИ ГЕНЕРАЦИИ ПОРОДНЫХ ТИПОВ ТИГИРЕКСКОГО МАССИВА ГОРНОГО АЛТАЯ

Гусев А.И.

Алтайская государственная академия образования им. В.М. Шукшина, Бииск, e-mail: anzerg@mail.ru

Приведены данные по химическому составу акцессорных фаз (сфена и апатита) породных типов Тигирекского массива Горного Алтая. Акцессории изучены в диоритах, монцодиоритах, сиенитах, гранодиоритах, гранитах, умеренно-щелочных гранитах. Сфен и апатит имеют зональное строение (тёмное ядро и светлая периферическая каёмка). Установлены осцилляционная, простая и «пихтообразная» зональности в акцессориях. Изучено распределение в минералах редких и редкоземельных элементов. Выявлено устойчивое уменьшение суммы РЗЭ и отношений $(La/Sm)_N$ в краевых зонах кристаллов, указывающих на деплетирование расплавов в результате раннего насыщения ядерных зон апатита и сфена, происходившим в рамках процесса *in situ*.

Ключевые слова: акцессории, сфен, апатит, редкие и редкоземельные элементы, петрогенезис, кристаллизация *in situ*

CRYSTAL-FRACTIONATION *IN SITU* AT GENERATION ROCK TYPES OF TIGIREKSKII MASSIVE MOUNTAIN ALTAI

Gusev A.I.

The Shukshin Altai State Academy of Education, Biisk, e-mail: anzerg@mail.ru

Data on chemical composition of accessory minerals (sphen and apatite) of rock types Tigirekskii massive Mountain Altai lead. Accessory minerals study in diorite, monzodiorite, syenite, granodiorite, granite and moderate alkali granite. Sphen and apatite has zone building (dark nucleus of crystal and bright rim). Oscillation, simple and «fir-tree» zonation in accessory minerals arrange. Distribution of rare and rare earth elements in minerals study. Stable decrease of sum REE and ratio $(La/Sm)_N$ in rim of zone crystals, pointing on the depletion of melts in result of early saturation nucleus zone of crystals apatite and sphen, happening in frame *in situ*.

Keywords: accessory minerals, sphen, apatite, rare and rare earth elements, petrogenesis, crystallization *in situ*

Химизм акцессорных минералов позволяет раскрыть некоторые особенности петрогенезиса и петрологии интрузивных пород [5]. Наиболее распространёнными акцессорными фазами Тигирекского массива являются сфен, апатит и циркон. Чаще всего эти минералы используют для определения *in situ* (внутри магматической камеры) кристаллизацию и фракционирование. Впервые *in situ* кристаллизацию для различных по кислотности расплавов изучил С. Лангмюр [6]. Фракционная кристаллизация считается в пределах магматической камеры и фракционная кристаллизация здесь является *in situ* процессом, при котором остаточный расплав отделяется от кристаллической магматической «каши» в зоне солидификации на границе магматической камеры и возвращается обратно в камеру. При такой кристаллизации увеличение содержания несовместимых элементов и уменьшение концентрации совместимых элементов в расплаве оказывается не таким значительным, как при релеевском фракционировании [9]. *Актуальность проведенных исследований* определяется тем, что с Тигирекским массивом пространственно и парагенетически связано оруденение W, Be, Mo, Fe и других металлов [1-3]. *Цель исследова-*

ния – изучить геохимические особенности акцессорных минералов и фракционной кристаллизации *in situ* в расплавах магматической камеры, сформировавших Тигирекский массив. Редкие и редкоземельные элементы определены методом лазерной абляции индуктивно связанной плазмой на масс-спектрометре (Лаборатория Сибирского отделения РАН, г. Новосибирск).

Результаты исследования и их обсуждение

Тигирекский массив гранитоидов находится в приграничной полосе между Алтайским краем и Республикой Казахстан в междуречье Ини, Белой (левые притоки р. Чарыша) и Белопорожной Убы. В его составе выделено 5 фаз внедрения от габброидов до лейкогранитов, формировавшихся в формате сложного сценария, в котором определяются признаки мантийной составляющей, плавления корового материала и процессов смешения различных по составу расплавов, а также и ассимиляция корового материала [1].

Среди лейкогранитов имеются известково-щелочные и умеренно-щелочные разновидности. В составе последних присутствует магматогенный флюорит [3].

Таблица 1
Химический состав сфенов породных типов Тигирекского массива (г/т)

Компоненты	1		2		3		4		5		6	
	я	к	я	к	я	к	я	к	я	к	я	к
V	1135	1050	995	1205	996	1190	840	703	823	820	821	843
Cr	55	49	44	43	45	88	145	215	171	194	171	141
Sr	251	215	260	212	254	225	85	80	95	115	95	85
Y	2140	1290	1980	1440	2180	1210	3560	1465	2535	2905	2535	2355
Zr	730	423	1270	525	1320	410	645	305	575	565	575	515
Nb	1940	650	2105	585	2230	432	2215	1240	2503	1201	2495	1305
Ta	231	28	102	25	151	16	280	143	343	114	344	115
Hf	21,5	17,6	33,1	18,1	43,1	16,8	20,1	15,2	18,5	17,8	18,6	18,2
Co	35	23	21	22	23	38	47	51	48	50	49	48
La	3950	2230	5280	3035	5410	1660	3916	1094	3775	3195	3770	2925
Ce	14080	7095	16950	10380	17450	6405	14580	3820	12195	11790	12190	10195
Pr	2240	1310	2455	1610	2510	1060	2340	610	1750	1840	1765	1515
Nd	11050	6340	11200	7640	11880	5305	11095	2910	7340	8610	7350	6715
Sm	2150	1220	1995	1390	2205	1065	2215	585	1285	1725	1280	1225
Eu	465	335	451	325	485	245	340	150	223	275	227	205
Gd	1240	714	1125	815	1255	642	1335	395	781	1075	785	775
Tb	137	77	115	86	135	70	181	53	103	140	102	101
Dy	590	331	510	375	571	312	903	295	535	702	537	515
Ho	89	50	77	55	86	45	151	53	95	120	99	92
Er	185	104	165	122	187	101	345	145	245	283	247	225
Tm	23	12	20	13	22	12	43	20	33	35	34	32
Yb	135	78	121	85	134	77	255	144	210	212	215	191
Lu	14	8	13	9	15	8	26	20	24	22	24	22
∑TR	38488	21194	42457	27280	44525	18217	41285	11759	31129	32929	31160	27088
Zr/Hf	33,9	24,0	38,4	29,0	30,6	24,4	32,1	20,0	31,1	31,7	30,9	28,3
(Eu/Eu*) _N	0,81	1,02	0,85	0,87	0,82	0,85	0,57	0,91	0,64	0,58	0,65	0,61
Y/Ho	24	25,8	25,7	26,2	25,3	26,9	23,6	27,6	26,7	24,2	25,6	25,6
(La/Sm) _N	1,12	1,11	1,62	1,34	1,5	1,5	1,08	1,15	1,8	1,8	1,8	1,46

Примечание. Породы: 1 – диорит, 2 – монцодиорит, 3 – сиенит, 4 – гранодиорит, 5 – гранит, 6 – умеренно-щелочной гранит. Зоны кристаллов сфена: я – ядро, к – краевая часть.

Сфен, как правило, идиоморфный, редко – гипидиоморфнозернистый и имеет самые крупные выделения. Чаще всего зональный – в ядре более светлый, а по периферии – относительно темнее по окраске. Зональность осцилляционная, реже – простая и «пихтообразная». Апатит в породах чаще всего встречается в виде включений в биотите, полевом шпате и амфиболе. Чаще всего идиоморфен. Размеры кристаллов достигают 0,5 см. в длину. Он показывает также зональное строение. При этом ядро таких зон более темное, а периферия – светлая. Апатит кристаллизовался раньше сфена. Последний иногда корродирует апатит. Циркон как и апатит обладает идиоморфным обликом кристаллов, имеющих также типичную для магматических пород – осцилляционную зональность. Размеры коротких призм достигают 0,6 см. в длину. В краевой зоне цирконов отмечается тонкое чередование светлых и темных полос, на-

поминающих полисинтетические двойники плагиоклазов. Химические составы сфенов из зональных и незональных кристаллов в породных типах представлены в табл. 1.

В сфенах проявлены два типа тетрадного эффекта фракционирования (ТЭФ) редкоземельных элементов (РЗЭ): М-тип (пороговое значение превышает 1,1) и W-тип (пороговое значение меньше 0,9).

Отмечается, что в зональных кристаллах сфена их диоритов, монцодиоритов и сиенитов суммарное содержание редкоземельных элементов (РЗЭ) выше в ядрах и меньше в краевых зонах. При этом высочайшие концентрации характерны для лёгких РЗЭ. В группе гранодиоритов, гранитов и умеренно-щелочных гранитов наблюдается такое же поведение РЗЭ, но в значительно меньшей контрастности. А исключения составляют граниты. В последних краевая зона содержит более высокую концентрацию суммы РЗЭ, чем в ядре.

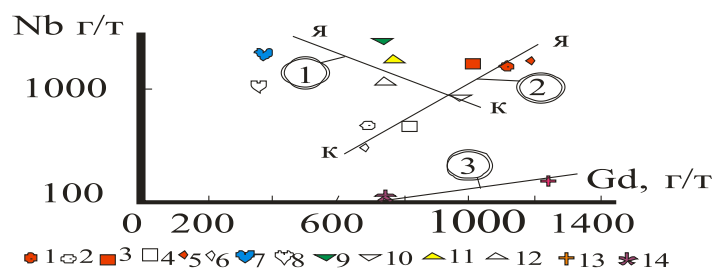


Рис. 1. Диаграмма соотношений Nb – Gd для зональных и незональных кристаллов сфена пород Тигирекского массива. Тренды: 1 – для группы пород гранодиорит-гранит-умеренно-щелочной гранит, 2 – для группы пород диорит-монцодиорит-сиенит; 3 – для незональных кристаллов сфена гранита – умеренно-щелочного гранита. Зоны кристаллов сфена: я – ядро, 2 – краевая часть

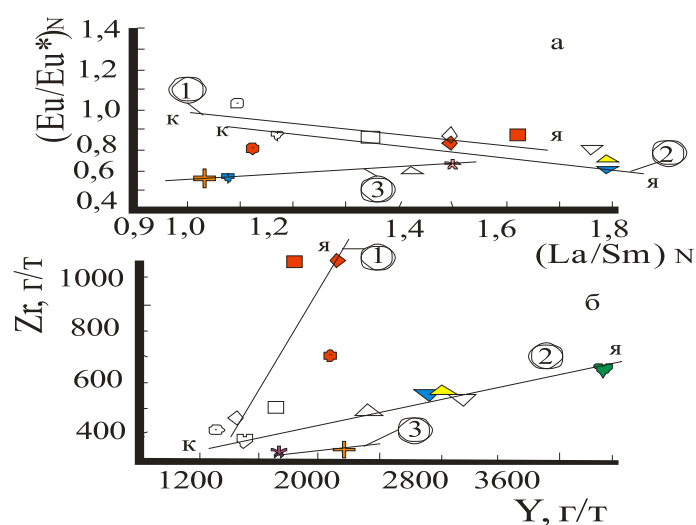


Рис. 2. Соотношение $(Eu/Eu^*)_N - (La/Sm)_N$ (а) и $Zr - Y$ (б) в кристаллах сфена. Остальные условные обозначения на рис. 1

Для гранитов массива Стронциан (Северная Шотландия), относящихся также к высоко – Ва – Sr типу, установлено, что зоны кристаллов сфена находились в процессе кристаллизации в равновесии с расплавом [7]. Экспериментальным изучением установлено, что секторные зоны кристаллов сфена не только находятся в равновесии с расплавом, но и являются петрогенетически важными для реконструкции термодинамических условий кристаллизации расплавов [7]. Этими исследованиями установлено что, некоторые секториальные зоны сфена селективно накапливают некоторые элементы (например, Zr и некоторые РЗЭ). Такие обогащённые зоны интерпретируются как поверхности роста и сопряжения кристаллов с расплавом. Показано, что такие ловушки роста формируются в результате «критического отношения скорости роста с диффузион-

ной способностью решётки минерала» [20]. При превышении такого критического соотношения в секториальных зонах кристаллов происходит аномальное накопление лёгких РЗЭ и некоторых других элементов (например, Nb, Zr). Это подтверждено экспериментами, по которым установлено, что содержания Zr в светлых зонах кристаллов сфена являются результатом определённой температуры кристаллизации сфена [7]. На диаграмме соотношений Nb – Gd выявляются три тренда: 1 для группы гранодиоритов – гранитов, где увеличение содержания гадолиния в направлении от ядра к краевой зоне сопровождается уменьшением концентраций ниобия; 2 группа (диорит-монцодиорит-сиенит) показывает уменьшение концентраций ниобия и гадолиния в направлении от ядра к краевой зоне сфена; 3 тренд отмечен для незональных кристаллов сфена гранитов и умеренно-щелочных

гранитов, где просматривается уменьшение и гадолиния и ниобия от гранитов к умеренно-щелочным гранитам (рис. 1).

На диаграмме $(Eu/Eu^*)_N - (La/Sm)_N$ в обеих группах пород наблюдается слабое увеличение отношений $(Eu/Eu^*)_N$ от ядра кристаллов сфена к краевой части (рис. 2, а).

Для незональных кристаллов сфена наблюдается слабое увеличение отношений $(Eu/Eu^*)_N$ в направлении от умеренно-щелочных гранитов к гранитам.

Химический состав апатитов горных пород массива сведен в табл. 2.

Почти во всех образцах апатита отмечается негативная аномалия европия ($Eu/Eu^*)_N$ от 0,45 до 0,87) и лишь в краевой зоне апатита из диорита фиксируется позитивная европиевая аномалия ($Eu/Eu^*)_N$ составляет 1,37). В отличие от сфенов в апатитах всех породных типов пород значимо проявлен тетрадный эффект фракционирования РЗЭ W – типа (значения ТЭФ РЗЭ менее 0,9).

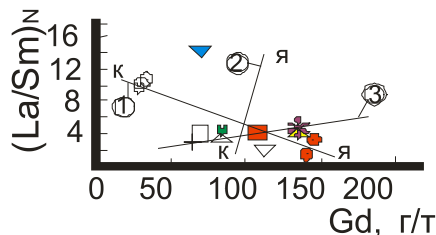


Рис. 3. Диаграмма соотношений $(La/Sm)_N - Gd$ для апатитов породных типов Тигирекского массива. Условные обозначения те же, что на рис. 1

В зональных кристаллах апатита краевые зоны характеризуются значительно меньшими концентрациями суммы РЗЭ. В них резко уменьшена роль лёгких РЗЭ (La, Ce, Pr, Sm, Nd). Отношение лёгких РЗЭ к средним в апатитах, в отличие от сфенов, характеризуются в целом повышенными величинами (отношение $(La/Sm)_N$ варьирует от 1,79 до 14,7, а в сфенах – оно не превышает 1,8).

Таблица 2

Химический состав апатитов горных пород Тигирекского массива (в г/т)

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
V	31,9	39,3	7,5	24,7	20,4	10,5	8,3	9,0	7,6	8,3
Sr	2555	2660	2620	1350	1345	790	875	895	870	975
Y	238	231	145	203	97	335	275	457	207	440
Zr	1,6	4,8	1,1	5,8	2,3	2,2	1,3	1,3	1,0	1,2
Hf	0,09	0,28	0,08	0,31	0,13	0,14	0,1	0,1	0,08	0,11
La	650	1002	398	1195	806	365	525	1055	540	1495
Ce	1915	2595	1142	2093	1103	1115	1285	2475	1395	3235
Pr	275	332	163	235	97	149	156	309	170	370
Nd	1315	1530	765	898	350	685	703	1210	595	1415
Sm	223	245	129	129	46	140	115	188	95	198
Eu	49	52	30	22	11	25	22	38	19	38
Gd	140	143	80	82	33	110	86	137	71	139
Tb	13	15	7,5	9,1	4,2	14	9,1	16	8,1	17
Dy	57	56	30	43	18	65	47	77	38	78
Ho	8,8	8,9	5,2	7,9	3,5	12	9,0	15,5	7,4	14,7
Er	18	20	11	19	9	32	23	37	18	39
Tm	2,3	2,5	1,8	2,4	1,2	4,0	3,2	6,2	2,5	5,2
Yb	15,9	13,1	8,1	14	7,1	25,1	22	9,2	16	35
Lu	1,8	2,2	1,1	2,1	1,2	4,2	2,3	10	2,5	5,3
Pb	14	15	13	8,2	9,3	9,7	8,1	6,4	9,7	11
Th	38	37	25	40	56	56	26	65	33	73
U	23	13	26	11	19	50	14	19	22	22
ΣTR	4922	6248	2519	4954	2587	3080	3283	6039	3184	7524
Zr/Hf	17,7	17,1	13,7	18,7	17,7	15,7	13,0	13,0	12,5	10,9
Y/Ho	27,0	26,0	27,9	25,7	27,7	27,9	30,6	29,5	27,9	29,9

Примечание. Породные типы Тигирекского массива: 1, 2 – диориты; 3 – монцодиориты; 4 – 5 – сиениты; 6 – гранодиорит; апатит из гранита: 7 – ядро, 8 – краевая часть; 9 – гранит с незональным апатитом; 10 – гранит-умеренно-щелочной.

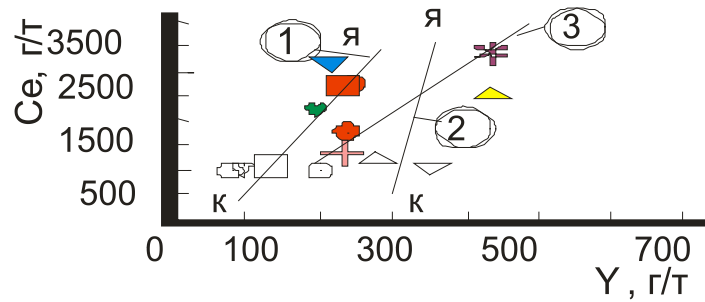


Рис. 4. Диаграмма Ce – Y для породных типов Тугитрековского массива. Условные обозначения те же, что на рис. 1

На диаграмме $(La/Sm)_N - Gd$ тренды соотношений ориентированы по разному для апатитов анализируемых групп породных типов. Для группы диорит-монцодиорит-сиенит (тренд 1) от ядра зональных кристаллов апатита к периферии происходит увеличение отношений $(La/Sm)_N$ и снижение концентраций гадолиния (рис. 3). Для зонального апатита группы пород гранодиорита-гранита от ядра к периферии наблюдается резкое снижение отношений $(La/Sm)_N$ и слабое уменьшение концентраций гадолиния (тренд 2).

На диаграмме Ce – Y в зональных кристаллах апатита наблюдается корреляция этих элементов. От ядерных частей апатита к периферии отмечается уменьшение содержания церия и иттрия (рис. 4, тренды 1 и 2). От гранитов к умеренно-щелочным гранитам происходит увеличение церия и иттрия (тренд 3).

Выводы

В краевой зоне сфена и апатита из диоритов отмечена позитивная аномалия европия $((Eu/Eu^*)_N$ составляют 1,02 и 1,39). Это указывает на то, что коэффициент распределения редкоземельных элементов между кристаллизующимся минералом и расплавом ($D_{apatite/melt}$ и $D_{sphen/melt}$) отражал сходные содержания РЗЭ в диоритовом расплаве глубинной магматической камеры, что совпадает с данными, полученными для базитовых магм. Соотношение лёгких и средних лёгких тяжёлых РЗЭ в сфенах и апатитах, а также устойчивое уменьшение суммы РЗЭ и отношений $(La/Sm)_N$ в краевых зонах кристаллов указывают на деплетирование расплавов в результате раннего насыщения ядерных зон и апатита и сфена, происшедшим в рамках процесса *in situ*.

Прогрессивное деплетирование Y в краевых частях кристаллов сфена и апатита (рис. 2 и 4) указывает также на кристалл-фракционирование в формате *in situ*. Такое

фракционирование обычно объясняют изменением фугитивности кислорода (fO_2) [14].

Таким образом, геохимические особенности распределения элементов в сфене и апатите породных типов Тугитрековского массива указывают на проявление в петрогенезисе магматического очага процессов кристаллизации *in situ*, а также и процессов смешения базальтового расплава и кислого.

Список литературы

1. Гусев А.И. Постколлизонные гранитоиды: петрология, геохимия, флюидный режим и оруденение. – Gamburg: Palmarium Academic Publishing, 2012. – 217 с.
2. Гусев А.И. Металлогения шшонитовых гранитоидов западной части Центрально-Азиатского складчатого пояса // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса: от океана к континенту. – Иркутск, 2012. – С. 67–70.
3. Гусев А.И., Гусев А.А. Шшонитовые гранитоиды Тугитрековского массива Алтая: геохимия, петрология и рудоносность // Успехи современного естествознания, 2012. – № 2. – С. 40–44.
4. Hayden L.A., Watson E.B., Wark D.A. A thermobarometer for sphene (titanite) // Contributions to Mineralogy and Petrology, 2008. – V. 155. – P. 529–540.
5. Hoskin P.W.O., Kinny P.D., Wyborn D., Chappell B.W. Identifying accessory mineral saturation during differentiation in granitoid magmas: an integrated approach // Journal of Petrology, 2000. – V. 41. – P. 1365–1396.
6. Langmuir C.H. Geochemical consequence of *in situ* crystallization // Nature, 1989. – V. 340. – № 2. – P. 199–205.
7. Paterson B.A., Stephens W.E. Kinetically induced compositional zoning in titanite—implications for accessory-phase/melt partitioning of trace elements // Contributions to Mineralogy and Petrology, 1992. – V. 109. – P. 373–385.
8. Piccoli P., Candela P., Rivers M. Interpreting magmatic processes from accessory phases: titanite—a small-scale recorder of large-scale processes // Transactions of the Royal Society of Edinburgh, Earth Sciences, 2000. – V. 91. – P. 257–267.
9. Rollinson H. Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation. – New York, 1993. – 245 p.
10. Tyler I.M., Ashworth J.R. The metamorphic environment of the Foyers Granitic Complex // Scottish Journal of Geology, 1983. – V. 19. – P. 271–285.
11. Watson E.B., Liang Y.A. A simple model for sector zoning in slowly grown crystals: Implications for growth rate and lattice diffusion, with emphasis on accessory minerals in crustal rocks // American Mineralogist, 1995. – V. 80. – P. 1179–1187.