

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ РЕДКИХ ЭЛЕМЕНТОВ В ПОРОДООБРАЗУЮЩИХ И АКЦЕССОРНЫХ МИНЕРАЛАХ ГРАНИТОИДОВ УРАЛА

© 2004 г. Г. Ю. Шардакова, Е. С. Шагалов

Институт геологии и геохимии УрО РАН

620151 Екатеринбург, пер. Почтовый, 7

e-mail: shardakova@igg.uran.ru

Поступила в редакцию 12.04.2002 г.

Охарактеризовано распределение редких элементов в породообразующих и акцессорных минералах **гранодиоритовых** массивов Урала: Чусовского, **Шабровского**, Верхисетского, Шарташского (Средний Урал); Смолинского, **Сыростанского** (Южный Урал). Породы главных фаз характеризуются закономерным ростом концентраций K, Rb, Cs, Ba, Nb, Ta, Th, U и ЛРЗЭ по мере удаления на восток от зоны Главного Уральского глубинного разлома. В этом направлении в гранитоидах происходит увеличение содержания акцессорных минералов, рост в них концентраций элементов-примесей и повышение вклада акцессориев в баланс редких элементов. Такая зависимость определяется, главным образом, составом субстрата, из которого выплавлялись **гранитоиды**.

Распределение редких элементов в ходе эволюции магматических расплавов имеет важное значение для определения условий петрогенезиса. За последние 5-6 лет появились новые данные по геохимии редких элементов в гранитоидах Урала [1-8]. Было выявлено, что закономерное возрастание концентраций таких элементов, как Rb, Ba, Sr, Ta, Th, U, ЛРЗЭ, в гранитоидах по мере удаления от Главного Уральского глубинного разлома определяется степенью вовлечения силикатного материала в процесс магмогенерации [5, 9, 10]. Для получения более полного представления о генезисе пород, механизме фракционирования и особенностях состава субстрата необходимым звеном является информация о поведении элементов-примесей в минералах. Таких данных, полученных на современном аналитическом уровне, очень мало, что затрудняет петрологические построения. Своими исследованиями авторы надеются восполнить этот пробел.

КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ГРАНИТОИДНЫХ МАССИВОВ

Урал представляет собой подвижный пояс с этапами развития, включающими заложение палеоокеанической структуры, формирование коры океанического типа, развитие **островодужных** и **окраинно-континентальных** структур, их отмирание и превращение в складчатую область с соответствующим изменением состава и строения верхней мантии и земной коры [11]. Схема современного тектоно-магматического районирования Урала, по Г.Б. Ферштатеру [9], приведена на рис. 1. Гранитоидный магматизм пользуется широким

развитием в пределах структур с разным типом коры, в частности, **островодужно-континентальным**, как в пределах северо-западного (С-3), так и юго-восточного (Ю-В) мегаблоков.

Объектами исследований явились следующие массивы: Чусовской, Шабровский, Верхисетский, Шарташский (С-3 мегаблок); Смолинский (Ю-В мегаблок), Сыростанский (общеуральский шовный). Их геотектоническая позиция показана на рис. 1. Гранитоиды большинства массивов относятся к **окраинно-континентальным** надсубдукционным **тоналит-гранодиоритовым** сериям [12], в которых проявлена латеральная геохимическая зональность, выражающаяся в повышении концентраций K, Rb, Cs, Ba, Nb, Ta, Th, U и ЛРЗЭ в породах главных фаз в направлении с запада на восток от зоны Главного Уральского глубинного разлома (ГУТР) [5]. Гранитоиды Сыростанского массива принадлежат к сериям, связанным с континентальными дуговыми структурами [12]. По особенностям химического состава и возрасту они близки к породам других описываемых объектов [13].

Подробная петро-геохимическая характеристика массивов приведена в ряде работ [4, 7, 9, 13]. Главными фазами в них являются **амфибол-биотитовые гранодиориты** и граниты; акцессорная ассоциация: апатит, сфен, ортит (\pm), циркон, первичный эпидот (\pm), магнетит. Количество акцессорных минералов изменяется от 1% до 4-6%; калишпата - от 0-5% до 20% [10].

Гранитоиды относятся к известково-щелочному ряду, принадлежат к сериям от малокалиевых (чусовские) до высококалиевых (смолинские); относятся преимущественно к субалюминиевому типу ($ASI = CaO + Na_2O + K_2O / Al_2O_3 - 0.8 - 1.30$). Хи-

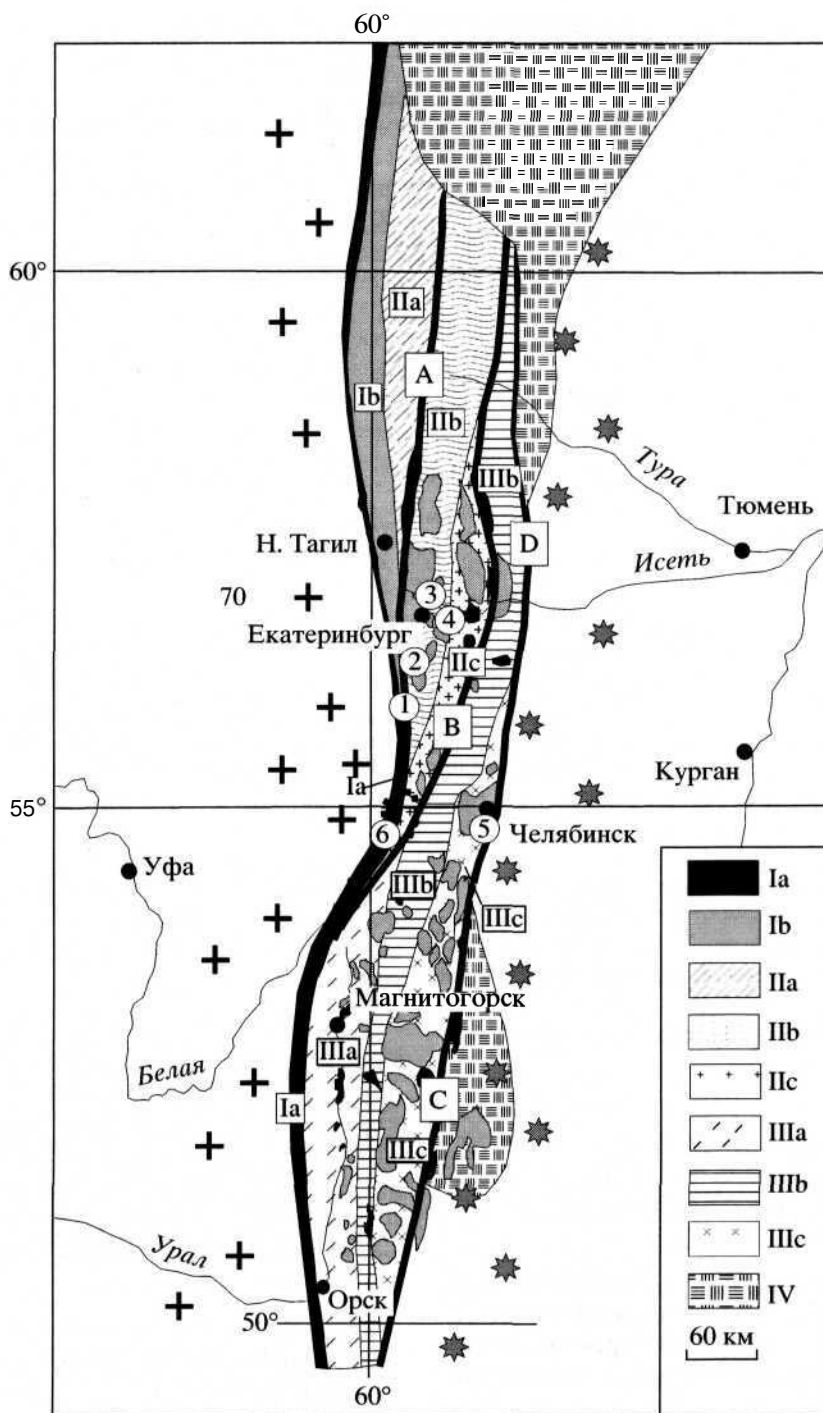


Рис. 1. Схема тектоно-магматического районирования Среднего и Южного Урала (по Г.Б. Ферштатеру и др., [9]). I-III - мегаблоки: I - общеуральский шовный с фрагментами коры океанического типа, включающий зоны ГУГР (Ia) и Платиноносного пояса (Ib); II и III - северо-западный и юго-восточный островодужно-континентальные, состоящие из однотипных зон: островодужной (IIa, IIIa), окраинно-континентальной (IIb, IIIb) и континентальной (IIc, IIIc). Крупными крестами обозначен палеоконтинентальный сектор, пассивная палеоокраина; звездочками - Зауралье, зона перехода к казахстанидам; IV- Зауральские террейны: северный террейн (СТ) и южный (ЮТ). Жирные линии - тектонические швы, разделяющие крупные структуры Урала: Серовско-Маукский (А), Алапаевский (В), Западно-Челябинский (С), Челябинский (D). Цифры в кружках - гранитоидные массивы: 1 - Чусовской, 2 - Шабровский, 3 - Верхисетский, 4 - Шарташский, 5 - Смолинский, 6 - Сыростанский.

Таблица 1. Содержания петрогенных элементов (вес. %) в гранитоидах главных фаз

Компонент	Массив					
	Чусовской Уф-51	Шабровский Ук-95	В.-Исетский ВИ	Шарташский 9032	Смолинский См-101	Сыроостанский СЫРБ
	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	64.65	67.03	62.08	69.68	63.92	68.50
TiO ₂	0.51	0.46	0.67	0.33	0.65	0.50
Al ₂ O ₃	15.65	15.53	16.51	15.55	14.70	16.05
Fe ₂ O ₃	1.76	2.12	6.00*	0.93	1.63	0.45
FeO	2.89	1.44	–	1.70	3.27	2.32
MnO	0.07	0.05	0.10	0.04	0.10	0.06
MgO	3.13	1.60	3.05	0.87	3.52	1.21
CaO	4.96	2.74	5.27	2.14	3.98	2.84
Na ₂ O	4.62	4.74	4.00	5.11	3.69	4.83
K ₂ O	1.17	3.21	1.75	2.89	2.16	2.73
P ₂ O ₅	0.18	0.20	0.21	Н. о.	0.22	0.22
П.П.П.	0.24	Н. о.	0.47	Н. о.	0.63	0.47
Сумма	100.41	98.92	99.43	99.24	97.62	100.19

Примечание. Содержания петрогенных элементов определены рентгеноспектральным методом в лаборатории ИГГ УрО РАН; Fe₂O₃, Na₂O, п. п. п - методом "мокрой" химии (аналитики Н.П. Горбунова, Г.С. Неупокоева).

* Все железо приведено в форме Fe₂O₃. Н. о. - не определено.

мический состав гранитоидов приведен в табл. 1. Концентрации редких элементов в породах сильно варьируют (табл. 2–6, рис. 2). Возраст гранитоидов 300–330 млн. лет [9, 17], для гранодиоритов Шабровского массива - 261 млн. лет [18]. Общее давление, при котором происходило становление массивов, от 3 до 5.5 кбар.

РЕДКИЕ ЭЛЕМЕНТЫ В ПОРОДООБРАЗУЮЩИХ И АКЦЕССОРНЫХ МИНЕРАЛАХ ГРАНИТОИДОВ

Плагиоклазы в основном представлены An_{20–24} для всех массивов. Доля более основного плагиоклаза несколько повышена для проб из верхисетских и чусовских гранитоидов, где второй максимум составов соответствует An_{28–32}.

Тренды распределения РЗЭ в плагиоклазах характеризуются большим разбросом величин (рис. 3а). ΣРЗЭ колеблется от 6.92 до 48 г/т, при этом ЛРЗЭ - от 4.93 до 44 г/т, ТРЗЭ - от 0.46 до 3.21 г/т. Все плагиоклазы обогащены ЛРЗЭ, La/Yb - 12-59. Аномалия Eu - от значительной положительной (1-33) до отрицательной (0.29). Отрицательные аномалии Eu известны в плагиоклазах поздних членов гранитоидных серий [19, 20], а также в породах, где полевые шпаты сосуществуют с раннемагматическим эпидотом [1]. Для пород уральских тоналит-гранодиоритовых

серий величина аномалии Eu в плагиоклазах сильно зависит от окислительно-восстановительных условий, которые варьируют даже в пределах фаз одного массива [21].

Плагиоклазы из гранитоидов описываемых массивов характеризуются разным уровнем содержания элементов-примесей (табл. 7). В них находятся в существенных количествах V (1–23 г/т), Pb (8–67), Sr (211–1001), Ba (507–833), Ga (7–16), Li (1.84–10.47), другие элементы <1 г/т. На общем фоне выделяется резко обогащенный Cr, Sc, V, Si, Pb, Zn, Sr, Th плагиоклаз из гранодиорита Чусовского массива.

Калишпаты представлены максимальными и близкими к максимальным микроклинами с содержанием анортитовой составляющей 10–30%. В пробе из смолинских гранитоидов встречается также промежуточный ортоклаз.

Для калишпатов, как и для плагиоклазов, характерно преобладание ЛРЗЭ над ТРЗЭ (рис. 3б), La/Yb - 25-200, ΣРЗЭ - 6–172; ЛРЗЭ - 3-161, ТРЗЭ - 0.19–8.69 г/т. Наиболее обогащен РЗЭ образец из смолинских гранодиоритов.

Калишпаты характеризуются разной величиной аномалии Eu (1–29); "знак" аномалии в плагиоклазах и калишпатах не всегда одинаков. Коэффициент разделения для сосуществующих плагио-

оклаза и калишпата $D_{\text{ЛРЗЭ}}^{\text{пл/кпш}} = 0.04-1.03$, $D_{\text{ТРЗЭ}}^{\text{пл/кпш}} = 0.04-4.49$, $D_{\text{Eu}}^{\text{пл/кпш}} = 0.13-3.22$.

Во всех пробах в количестве >5 г/т содержатся Pb, Rb, Ga, Zr; наибольшими содержаниями Cr, Sc, Pb характеризуется шабровский калишпат, концентрации HFSE максимальны для смолинского.

Роговые обманки в большинстве проб имеют близкие концентрации главных компонентов (вес.%): SiO₂ - 44-46, TiO₂ - 1-1.4, Al₂O₃ - 7-9.5, MgO - 10-12, CaO - 11-12, Na₂O - 0.4-1.1, K₂O - 0.3-1.1, Fe/Fe + Mg 0.42-0.5. Выделяется лишь амфибол из Чусовского массива, для которого характерны повышенные содержания MgO (13-14.5%), CaO (до 12.5%), Na₂O (1.6-1.95%) и, соответственно, пониженная Fe/Fe + Mg (0.35-0.42).

Роговые обманки характеризуются высокими величинами ΣРЗЭ (до 246 г/т), они в разной степени обогащены ЛРЗЭ и ТРЗЭ (La/Yb - 3-35), при этом концентрации РЗЭ строго не коррелируются с содержанием Ca. Все образцы имеют отрицательную аномалию Eu (рис. 3г).

Рассеянные элементы также содержатся в них в существенных количествах (табл. 7). Для роговых обманок Чусовского массива характерны максимальные содержания Ni, Mo, Sr, Nb, для шарташских - Cr, Sc, Zr.

Биотиты из всех проб также имеют близкий химический состав (вес. %): SiO₂ - 36-39, TiO₂ - 1.2-1.9, Al₂O₃ - 14-15.7, MgO - 12.9-13.5, CaO - 0.07-0.2, K₂O - 8.6-9.8, Fe/Fe + Mg 0.4-0.5). Концентрации РЗЭ в биотитах ниже, чем в роговых обманках, ΣРЗЭ - 11-79 г/т (рис. 3б). Содержания РЗЭ в биотитах ряда проб, по-видимому, несколько завышены, т. к. этот минерал наиболее насыщен микровключениями аксессуариев, и поэтому нельзя с уверенностью утверждать, что монофракции биотитов всегда обладали идеальной чистотой. Анализ отдельного зерна биотита дает минимальные содержания РЗЭ [1]. Аномалия Eu во всех случаях положительная. В биотитах также содержатся и другие редкие элементы (табл. 7).

Для гранитоидов всех массивов, кроме Чусовского, характерен магматический **эпидот**, образующий отдельные **идиоморфные** зерна, каймы вокруг ортита и включения в биотите. Низкие содержания F и Cl в апатите-"узнике", заключенном в зернах эпидота, также доказывают его раннюю позицию в кристаллизационном ряду [10, 22]. Кроме него, в пробах всегда присутствует некоторое количество вторичного эпидота, и разделить разности не представляется возможным. По уровню содержаний РЗЭ можно оценить, какой эпидот вносит преимущественный вклад. В нашем случае это первичные **эпидоты**, которые характеризуются высокими концентрациями РЗЭ (275-2073 г/т), существенно превышающими их уровень для пород; для вторичных характерны резко понижен-

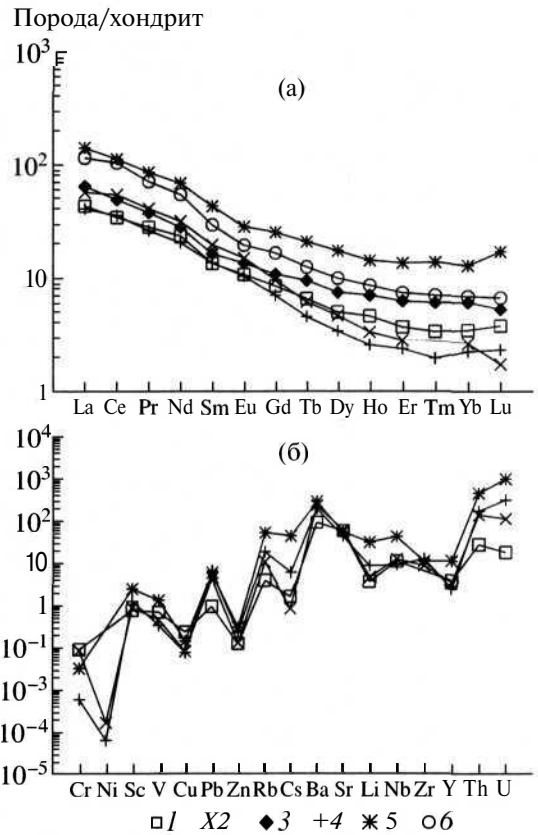


Рис. 2. Нормированные по хондриту [16] содержания редких и редкоземельных элементов в гранодиоритах из массивов: 1 - Чусовского, 2 - Шабровского, 3 - Верхне-Сыретского, 4 - Шарташского, 5 - Смолинского, 6 - Сыростанского.

ные значения [23]. Аномалия Eu как положительная, так и слабая отрицательная (рис. 3д). Eu входит в эпидоты более интенсивно, чем в полевые шпаты ($D_{\text{Eu}}^{\text{эп/пл}} = 44-79$, $D_{\text{Eu}}^{\text{эл/кпш}} = 27-184$). Анализ шарташского эпидота показывает, что в нем в значительных количествах сосредоточены Sr, Ba, Ga, Nb, Zr, Y, Th, U.

В гранодиоритах распространены первичные **сфены**, представленные **идиоморфными** или **субидиоморфными** зернами размером 0.1-5 мм. Они содержат от 4146 до 13188 г/т РЗЭ, при этом ΣЛРЗЭ > > ЕТРЗЭ в 3-18 раз, La/Yb - 1.61-38. В сфенах, сосуществующих с большим количеством первичного ортита, наблюдается дефицит La и Ce (рис. 3е); Eu аномалия различная. Шарташские и смолинские сфены имеют близкий уровень содержаний Zn, V, Ba, Sr, Nb при существенном разбросе по другим редким элементам.

Распределение РЗЭ в **апатитах** показывает, что в них сосредоточены не только ЛРЗЭ (Шарташский массив), но и ТРЗЭ содержатся в существенных количествах (рис. 1е). ΣРЗЭ 1263-1854 г/т, La/Yb - 0.21-22. Характерна отрицательная ано-

Таблица 2. Баланс РЗЭ в гранодиорите Шабровского массива

Элемент	Порода, г/т	Плагиоклаз		Калишпат		Биотит		Амфибол		Аксессуары
		1	2	1	2	1	2	1	2	2*
La	19.35	2.65	6.85	2.75	1.73	43.71	25.23	23.8	4.71	61.48
Ce	48.69	5.29	5.43	4.55	1.14	43.8	10.05	63.05	4.96	78.42
Pr	5.46	0.64	5.86	0.62	1.39	7.22	14.77	10.37	7.27	70.71
Nd	20.41	1.75	4.29	2.08	1.24	24.59	13.46	48.11	9.03	71.98
Sm	4.06	0.58	7.14	0.57	1.71	4.18	11.5	1.51	1.42	78.22
Eu	1.17	0.13	5.56	0.17	1.77	1.32	12.6	1.88	6.15	73.92
Gd	2.69	0.38	7.06	0.44	2	2.31	9.59	7.54	10.74	70.61
Tb	0.31	0.05	8.06	0.06	2.36	0.26	9.37	0.91	11.24	68.96
Dy	1.62	0.18	5.56	0.3	2.26	1.11	7.65	4.5	10.64	73.89
Ho	0.26	0.04	7.69	0.06	2.82	0.17	7.3	0.82	12.08	70.11
Er	0.64	0.09	7.03	0.17	3.24	0.59	10.3	2.17	12.99	66.44
Tm	0.75	0.01	0.67	0.02	0.33	0.08	1.19	0.29	1.48	96.34
Yb	0.59	0.07	5.93	0.11	2.27	0.56	10.6	1.81	11.75	69.44
Lu	0.06	0.01	8.33	0.01	2.03	0.12	22.34	0.35	22.34	44.95
Eu/Eu*	1.08	0.85		1.04		1.10		0.50		
ΣРЗЭ	106.06	11.87		11.91		130.02		167.11		
Доля**			5.6		1.37		13.69		6.03	73.31
C _{мин} ***		50.00		12.20		11.17		3.83		1.70

Примечание. 1 - содержание РЗЭ в минерале, г/т; 2 - доля минерала в содержании РЗЭ породы (по отдельным элементам), %; 2* - доля от общего содержания РЗЭ породы, приходящаяся на все аксессуарные минералы вместе, %. В строке Доля** приведена доля суммы РЗЭ в минерале в сумме РЗЭ породы. C_{мин}*** - содержание минерала в породе, об. %, среднее по 3-м шлифам, что допустимо для гранитоидов [14, 15]. Химический состав породы см. в табл. 1. Монофракции минералов были выделены в тяжелых жидкостях с дочисткой вручную и контролем в иммерсии; чистота монофракций не менее 96–98%. Анализы пород и минералов в навесках выполнены методом ICP-MS под рук. проф. Ф. Беа (Университет Гранада, Испания) и Д.З. Журавлевым (ИМГРЭ). Точность измерений при содержаниях 100 г/т и более - 2 отн. %, до 10 г/т - 5 отн. %.

малия Eu. Достаточно близко распределение РЗЭ в апатитах Верхисетского и Сыростанского массивов. В апатите Шарташского массива содержатся в количестве >10 г/т Ba, Sr, Ga, Zr, Y, Th, U, Ni, V, Pb, Zn.

Ортиты из верхисетских и сыростанских гранитоидов также имеют сходные тренды и уровень содержаний (рис. 3д) - ΣРЗЭ 80224–86000 г/т, La/Yb - 81–174, а также глубокую отрицательную аномалию Eu.

Циркон из Верхисетского массива [1] характеризуется резким преобладанием ТРЗЭ и избира-

тельностью концентраций - в нем отсутствуют Pr и Eu. Сумма РЗЭ - 5500 г/т.

БАЛАНС РЕДКИХ ЭЛЕМЕНТОВ В ГРАНИТОИДАХ

Редкоземельные элементы. Чтобы оценить вклад каждого минерала в общее содержание РЗЭ пород, были отстроены графики отношений минерал/порода и рассчитан баланс РЗЭ (рис. 4, табл. 2-6).

На рис. 4а видно, что в гранодиорите Чусовского массива концентрации РЗЭ в роговой об-

Таблица 3. Баланс РЗЭ в гранодиорите Верхисетского массива

Элемент	Порода, г/т	Плагиоклаз		Калишпат		Биотит		Амфибол		Ортит	
		1	2	1	2	1	2	1	2	1	2
La	21.98	4.55	15.16	1.86	0.08	2.79	1.01	28.18	2.71	19055.61	60.69
Ce	43.77	9.33	15.61	2.23	0.05	3.88	0.71	64.46	3.11	40553.6	64.86
Pr	5.02	1.19	17.35	0.28	0.06	0.52	0.82	9.38	3.94	5468.16	76.2
Nd	18.16	3.99	16.09	0.97	0.05	1.59	0.7	44.47	5.17	11488.36	44.28
Sm	3.37	1.13	24.58	0.23	0.07	0.49	1.15	11.5	7.2	1854.07	38.55
Eu	1.06	0.29	20.11	0.09	0.09	0.8	6.03	2.18	4.36	4.32	0.29
Gd	3.03	0.98	23.72	0.21	0.07	0.5	1.3	8.85	6.17	1084.47	25.1
Tb	0.48	0.16	24.51	0.03	0.06	0.06	0.95	1.4	6.2	0	0
Dy	2.6	1.01	28.48	0.19	0.07	0.33	1	8.93	7.25	827.73	22.31
Ho	0.55	0.16	21.38	0.03	0.05	0.07	0.96	1.85	7.11	0	0
Er	1.42	0.26	13.38	0.08	0.06	0.17	0.97	4.76	7.06	305.9	15.05
Tm	0.22	0.03	10.17	0.01	0.05	0.03	1	0.66	6.45	0	0
Yb	1.36	0.12	6.48	0.05	0.04	0.14	0.84	4.12	6.41	219.55	11.33
Lu	0.18			0.01	0.05	0.02	0.79	0.58	—	0	0
Eu/Eu*	1.01	0.84		1.95		4.99		0.66		0.01	
ΣРЗЭ	103.18	23.22		6.27		11.37		191.3		85910	
Доля**			16.48		0.06		0.88		3.91		49.96
C _{мин} ***		13.26		1		7.96		2.11		0.06	

Элемент	Эпидот		Сфен		Апатит		Циркон		Акц.
	1	2	1	2	1	2	1	2	2*
La	50.23	0.46	235	3.21	26.2	0.36	100	0	81.04
Ce	99.54	0.45	986.2	6.76	103	0.71	100	0	80.53
Pr	13.37	0.53	222.66	13.3	24.6	1.47	0	0	77.84
Nd	57.21	0.63	1249.5	20.64	166	2.74	100	0.01	77.99
Sm	13.02	0.77	360.76	32.14	102	9.09	300	0.09	67
Eu	6.33	1.2	119.43	33.93	28.4	8.07	0	0	69.41
Gd	10.73	0.71	267.18	26.5	178	17.65	600	0.2	68.73
Tb	1.66	0.7	42.02	26.37	36.3	22.78	0	0	68.27
Dy	9.43	0.73	270.49	31.25	235	27.15	700	0.27	63.19
Ho	2.04	0.74	56.33	30.84	51.9	28.41	0	0	70.5
Er	5.34	0.75	148.37	31.28	153	32.26	1600	1.12	78.54
Tm	0.79	0.73	22.92	31.83	20.3	28.19	0	0	82.34
Yb	5.14	0.76	145.87	32.25	122	26.97	1800	1.33	86.24
Lu	0.83	0.91	19.47	32.09	17.1	28.19	200	1.1	91.11
Eu/Eu*	1.64		1.18		0.64		—		
ΣРЗЭ	275.65		4146.20		1263.80		5500	0	
Доля**		0.53		12.05		3.67			
C _{мин} ***	0.2		0.3		0.3		0.01		2.44

Примечание. 1- содержание РЗЭ в минерале, г/т; 2 - доля минерала в содержании РЗЭ породы (по отдельным элементам), %; 2* - доля от общего содержания РЗЭ породы, приходящаяся на все акцессорные минералы вместе, %. В строке Доля** приведена доля суммы РЗЭ в минерале в сумме РЗЭ породы. C_{мин}*** - содержание минерала в породе, об. %, среднее по 3-м шлифам:

Таблица 4. Баланс РЗЭ в граните Шарташского массива

Элемент	Порода, г/т	Плагиоклаз		Калишпат		Биотит		Амфибол	
		1	2	1	2	1	2	1	2
La	13.78	7.09	23.67	2.23	3.07	8.53	1.86	10.33	0.75
Ce	31.52	11.56	16.87	2.19	1.32	12.98	1.24	40.06	1.27
Pr	3.49	0.98	12.92	0.29	1.58	1.45	1.25	7.06	2.02
Nd	13.11	2.71	9.51	0.9	1.3	4.7	1.08	37.82	2.88
Sm	2.79	0.31	5.11	0.12	0.82	0.67	0.72	9.62	3.45
Eu	0.81	0.28	15.9	0.94	22.05	0.59	2.19	1.89	2.34
Gd	1.96	0.24	5.63	0.08	0.78	0.5	0.77	8.28	4.22
Tb	0.23	0.04	8	0.01	0.83	0.06	0.78	1.09	4.74
Dy	1.18	0.17	6.63	0.04	0.64	0.36	0.92	5.73	4.86
Ho	0.2	0.04	9.2	0.01	0.95	0.08	1.2	1.14	5.69
Er	0.54	0.1	8.52	0.03	1.06	0.24	1.33	2.751	5.09
Tm	0.07	0.02	13.14	0	0	0.03	1.29	0.38	5.43
Yb	0.5	0.12	11.04	0.02	0.76	0.34	2.04	2.20	4.39
Lu	0.08	0.02	11.5	0	0	0.05	1.88	0.34	4.22
Eu/Eu*	1.06	3.14		29.32		3.12		0.65	
ΣРЗЭ	70.26	23.68		6.86		30.58		128.70	
Доля**			15.50		1.86		1.31		
C _{мин} ***		46.0		19.0		6.0		1	1.83
Элемент	Апатит		Сфен		Эпидот		Акц.		
	1	2	1	2	1	2	2*		
La	228.91	6.645	621.765	9.02	213.93	6.21	70.65		
Ce	632.03	8.021	2770.638	17.58	899.52	11.42	79.30		
Pr	69.05	7.914	521.941	29.91	114.39	13.11	82.24		
Nd	285.05	8.697	2629.139	40.11	498.47	15.21	85.23		
Sm	58.96	8.453	682.694	48.94	103.06	14.78	89.90		
Eu	10.51	5.19	128.926	31.83	22.11	10.92	57.53		
Gd	48.36	9.869	561.452	57.29	80.78	16.49	88.60		
Tb	6.09	10.591	73.53	63.94	11.21	19.5	85.65		
Dy	28.49	9.658	354.225	60.04	56.65	19.2	86.95		
Ho	5.86	11.72	63.053	63.05	11.36	22.72	82.96		
Er	14.1	10.444	147.271	54.54	30.36	22.49	84.00		
Tm	1.91	10.914	18.791	53.69	4.2	24	80.14		
Yb	10.37	8.296	104.274	41.71	24.34	19.47	81.77		
Lu	1.72	8.6	11.565	28.91	3.16	15.8	82.40		
Eu/Eu*	0.60		0.60		0.74				
ΣРЗЭ	1401.41		8689.26		2073.54				
Доля**		7.98		24.73		11.80	79.51		
C _{мин} ***	0.40		0.30		0.05		2.76		

Примечание. 1 - содержание РЗЭ в минерале, г/т; 2 - доля минерала в содержании РЗЭ породы (по отдельным элементам), %; 2* - доля от общего содержания РЗЭ породы, приходящаяся на все акцессорные минералы вместе, %. В строке Доля** приведена доля суммы РЗЭ в минерале в сумме РЗЭ породы. C_{мин}*** - содержание минерала в породе, об. %, среднее по 3-м шлифам.

Таблица 5. Баланс РЗЭ в гранодиорите Смолинского массива

Элемент	Порода, г/т	Плагиокл.		Калишпат		Биотит		Амфибол		Сфен		Акц. 2*
		1	2	1	2	1	2	1	2	1	2	
La	47.79	2.14	2.24	38.24	8.8	7.79	1.63	35.75	1.87	1097.59	34.45	87.29
Ce	100.1	2.91	1.45	76.45	8.4	11.32	1.13	72.29	1.81	2630.26	39.41	87.21
Pr	11.43	0.29	1.27	9.21	8.86	1.13	0.99	9.4	2.06	32485	42.63	89.52
Nd	44.49	0.89	1	32.88	8.13	4.09	0.92	37.39	2.1	1153.55	38.89	89.53
Sm	8.93	0.14	0.78	4.84	5.96	0.65	0.73	6.94	1.94	173.67	29.17	93.02
Eu	2.24	0.22	4.91	1.71	8.4	0.38	1.7	1	1.12	32.45	21.73	86.63
Gd	7.13	0.1	0.7	3.6	5.55	0.48	0.67	5.36	1.88	125.41	26.38	93.56
Tb	1.06	0.01	0.47	0.46	4.77	0.05	0.47	0.68	1.6	16.43	23.25	94.73
Dy	6.05	0.08	0.66	2.1	3.82	0.29	0.48	3.54	1.46	72.6	18	95.4
Ho	1.11	0.02	0.9	0.38	3.77	0.05	0.45	0.64	1.44	13.58	18.35	95.31
Er	3.08	0.05	0.81	1	3.57	0.12	0.39	1.44	1.17	33.4	16.27	95.57
Tm	0.49	0.01	1.02	0.15	3.37	0.02	0.41	0.19	0.97	4.82	14.76	95.61
Yb	2.87	0.05	0.87	0.88	3.37	0.1	0.35	1	0.87	28.18	14.73	95.72
Lu	0.59	0.01	0.85	0.12	2.24	0.01	0.17	0.14	0.59	3.83	9.74	96.91
Eu/Eu*	0.86	5.68		1.25		2.08		0.50		0.67		
ΣРЗЭ	237.36	6.92		172.02		26.48		175.76		5710.62		
Доля**			1.46		7.97		1.12		1.85		36.09	87.60
C _{мин} ***		50.0		11.0		10.0		2.50		1.50		3.07

Примечание. 1- содержание РЗЭ в минерале, г/т; 2 - доля минерала в содержании РЗЭ породы (по отдельным элементам), %; 2* - доля от общего содержания РЗЭ породы, приходящаяся на все акцессорные минералы вместе, %. В строке Доля** приведена доля суммы РЗЭ в минерале в сумме РЗЭ породы. C_{мин}*** - содержание минерала в породе, об. %, среднее по 3-м шлифам.

манке существенно превышают их уровень в породе, а в плагиоклазе и биотите - значительно ниже последнего. Подсчет баланса показывает, что >50% РЗЭ приходится на долю роговой обманки; на плагиоклаз и биотит (в сумме) - около 30%; вклад акцессорных минералов - около 13%. Подробно балансовые расчеты по Чусовскому массиву опубликованы в работе [4].

Для минералов гранодиорита Шабровского массива наблюдается сходная картина (рис. 2б); но здесь концентрации РЗЭ в биотите приближаются к уровню породы. Среди породообразующих минералов наибольшая доля в балансе РЗЭ приходится на биотит (табл. 2) - 13.69%; на полевые шпаты - около 7%, 6% - на роговую обманку. Доля акцессорных минералов составляет около 73% (табл. 2).

В гранодиорите Верхисетского массива (исетская серия [9, 17]) концентрации РЗЭ в ортите, цирконе, апатите, сфене превышают уровень РЗЭ породы в 100–1000 раз; в роговой обманке и эпидоте - в 2-5 раза; тренды полевых шпатов и би-

отита располагаются ниже тренда породы (рис. 4в). Минимальная доля в балансе РЗЭ породы приходится на калишпат (0.06%), на плагиоклаз - 16.48%, на биотит и амфибол вместе - 4.79%. На акцессорные минералы остается около 78%, из них наибольший вклад вносит ортит (около 50%) (табл. 3).

Для гранита Шарташского массива характерно превышение уровня РЗЭ породы в 10–100 раз апатитом, эпидотом и сфеном. Биотит и полевые шпаты располагаются ниже уровня породы в 0.1–0.9 раз (рис. 4г). Концентрации РЗЭ в роговой обманке и породе близки. Доля породообразующих минералов в балансе РЗЭ составляет около 19%, из них на плагиоклаз приходится 15.5%. Вклад акцессорных минералов - 81%, максимальная роль принадлежит сфену (30%) (табл. 4).

В Смолинском массиве зафиксированы максимальные концентрации РЗЭ и содержания акцессорных минералов. Тренды биотита и плагиоклаза лежат ниже уровня породы (рис. 4д), а роговой обманки и КПШ - приближаются к нему; содержания РЗЭ в сфене выше тренда породы в 7–20 раз.

Таблица 6. Баланс РЗЭ в гранодиорите Сыростанского массива

Элемент	Порода, г/г	Апатит		Сфен		Ортит		Эпидот		Акц.
		1	2	1	2	1	2	1	2	2*
La	38.95	60.4	0.78	1488	15.28	20689.8	5.31	12006	30.82	52.19
Ce	92.41	177	0.96	4786	20.72	42104.6	4.56	23279	25.19	51.43
Pr	9.53	43.6	2.29	845	35.47	5097.9	5.35	2240	23.5	66.61
Nd	35.34	300	4.24	3525	39.9	10359.5	2.93	Н. о.	Н. о.	44.07
Sm	6.11	135	11.05	707	46.28	1105.3	1.81	Н. о.	Н. о.	59.14
Eu	1.53	44.8	14.64	185	48.37	0.004	0.0001	Н. о.	Н. о.	63.01
Gd	4.65	221	23.76	534	45.94	0.1	0	Н. о.	Н. о.	69.70
Tb	0.63	44.8	35.56	78	49.52	53.6	0.85	Н. о.	Н. о.	85.93
Dy	3.46	320	46.24	417	48.21	429.8	1.24	Н. о.	Н. о.	95.69
Ho	0.67	74.8	55.82	82	48.96	49.5	0.74	Н. о.	Н. о.	>100
Er	1.68	197	58.63	240	57.14	190.6	1.13	Н. о.	Н. о.	>100
Tm	0.25	29.8	59.6	36.5	58.4	14.6	0.58	Н. о.	Н. о.	>100
Yb	1.53	178	58.17	234	61.18	118.6	0.77	Н. о.	Н. о.	>100
Lu	0.23	28.4	61.74	31.2	54.26	10.3	0.45	Н. о.	Н. о.	>100
Eu/Eu*	0.88	28.4		0.92		0.001		-		
ΣРЗЭ	196.97	1854		13188		80224		37525		
Доля**			4.71		26.78		4.07		19.05	54.62
$C_{\text{мин}}^{***}$		0.50		0.40		0.01		0.10		1.52

Примечание. 1 - содержание РЗЭ в минерале, г/г; 2 - доля минерала в содержании РЗЭ породы (по отдельным элементам), %; 2* - доля от общего содержания РЗЭ породы, приходящаяся на все акцессорные минералы вместе, %. В строке Доля** приведена доля суммы РЗЭ в минерале в сумме РЗЭ породы. $C_{\text{мин}}$ - содержание минерала в породе, об. %, среднее по 3-м шлифам. При подсчете балансов использованы анализы единичных зерен минералов из гранодиорита Сыростанского массива, сделанных Ф. Беа (по материалам авторов) в Прикладной лаборатории ICP-MS Перкин Элмер (Уберлинген, Германия) и приведенных в работе [1]. Концентрации ЛРЗЭ в эпидоте определены рентгеноспектральным микроанализом Е.С. Шагаловым на приборе Jeol-733 (ИМИН РАН, г. Миасс).

Общий вклад породообразующих минералов в баланс РЗЭ породы около 12%, причем более половины приходится на калишпат; на акцессории остается около 87%, из них доля сфена - 36% (табл. 5).

В гранодиорите Сыростанского массива проанализированы лишь акцессорные минералы (кроме циркона). Максимальный вклад в уровень РЗЭ породы вносит сфен - около 27%; и, вероятно, эпидот (19% без ТРЗЭ), ортит и апатит - около 5% каждый. Суммарная доля акцессорных минералов составляет около 60% (табл. 6). Сходные результаты были опубликованы в работе [7]. Возможно, данные по породообразующим минералам впоследствии внесут некоторые коррективы.

Другие редкие элементы. По ним также подсчитана доля в балансе породообразующих и акцессорных минералов. На рис. 5, табл. 8 приведена доля суммы акцессорных минералов в балансе ряда элементов-примесей. По большинству из них (Li, Pb, Co, Sc, V, Ta, Nb, Hf, Zr, Y, Th, U) в ряду массивов С-3 мегаблока Урала - с запада на восток: Чусовского, Шабровского, Шарташского - наблюдается понижение доли в балансе породообразующих минералов, преимущественно роговых обманок и плагиоклазов. (В биотите как насыщенном включениями минерале эта тенденция выражена не так явно). Соответственно, в этом направлении возрастает доля акцессорных минералов в балансе редких элементов гранитоидов (рис. 5, 6).

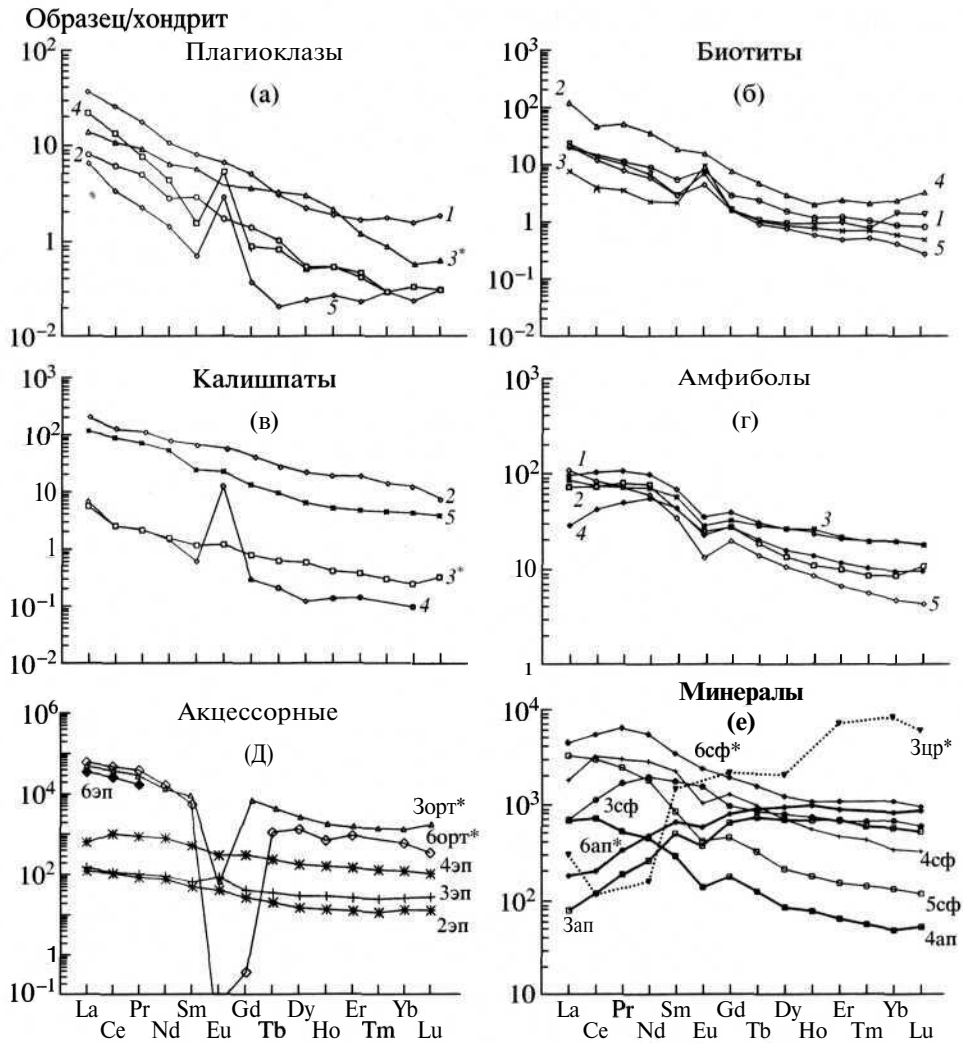


Рис. 3. Тренды распределения РЗЭ в породообразующих (а-в) и акцессорных (д, е) минералах гранитоидов. Орт - ортит; эп - эпидот, ап - апатит, цр - циркон, сф - сфен. Звездочкой отмечены анализы из работы [1]. Цифры соответствуют номерам массивов в табл. 1.

В ряду массивов С-3 мегаблока понижение концентраций РЗЭ в одноименных породообразующих минералах по мере роста концентраций РЗЭ в гранитоидах при удалении массивов на восток от зоны ГУГР было описано нами ранее [3].

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Рядом исследователей было отмечено, что оценка роли каждой минеральной фазы в балансе дает общую картину межфазового распределения элементов на момент превращения расплава в породу, но не отражает динамику поведения элемента в процессе дифференциации. При этом доля элементов, приходящихся на каждый минерал, помимо физико-химических условий, должна зависеть от состава минералов, последовательности их кристаллизации и состава породы [24, 25].

Состав минералов в нашем случае довольно близок для гранитоидов всех массивов, кроме Чусовского, где плагиоклаз несколько более основной и роговая обманка обогащена MgO, CaO. Это, в какой-то степени, может отражаться на том, что оба эти минерала обогащены РЗЭ, замещающими в их структуре Ca. Но отличия по составу не настолько резкие, чтобы этот фактор считать доминирующим.

Определенную роль играет, по-видимому, и последовательность кристаллизации. При этом особенности, характерные для пород в целом, отражаются, в основном, на минералах раннего этапа - роговой обманке и плагиоклазе. Их позиция подтверждается наблюдениями в шлифах и независимыми данными по содержаниям F в апатитах, включенных в различные минералы; биотит и калишпат кристаллизовались позднее [10, 22]. Амфибол и плагиоклаз обогащены большинством

Таблица 7. Содержания редких и рассеянных элементов в гранитоидах и минералах из них, (г/т)

Эле- мент	Уф-51*				Ук-95					9032		
	порода	амф.	плаг.	биот.	порода	плаг.	кпш	биот.	амф.	порода	кпш	
Cr	439.16	462.67	14	374.36	409.94	5.94	7.83	216.5	345.82	28.61	2.98	
Ni	0	197.61	10	0	33.94	2.74	5.32	0	0	12.86	0.66	
Co	13.64	46.61	0	81.38	7.3	0	0	80.37	59.71	4.71	0.07	
Sc	7.95	62.78	3	0	9.07	1.26	5.26	31.9	96.59	12.98	0	
V	70.58	311.18	23	346.5	46.21	10.25	7.54	456.22	436.27	34.38	1.89	
Си	47.22	27.53	48	168.6	16.45	6.22	5.9	81.96	73.98	15.38	2.04	
Pb	4.11	6.02	67	8.1	18.85	21.95	28.33	9.08	12.09	28.09	18.16	
Zn	69.45	179.93	61	326.37	72.93	0	0	23.38	558.64	128.36	2.91	
Mo	1.26	0.39	8	0	1.31	2.6	0.02	0.23	0.19	3.23	0.12	
Rb	15.92	0	0	239.66	43.95	0	51.13	467.99	31.98	75.71	138.27	
Cs	0.54	0	0	8.57	0.28	0	0.15	8.82	0.59	1.98	0.83	
Ba	366	90	507	973	945	664	599	2632	163	780	3046	
Sr	802.81	145.7	1001	31.2	850.92	211.02	271.14	39.97	134.28	598.15	214.43	
Ga	20.6	17.92	16	28.47	28.45	15.18	15.63	87.59	32.7	28.41	16.13	
Li	10.47	5.9	0	127.5	13.23	0	0	228.83	19.53	24.68	2	
Ta	1.16	0.64	0	1.09	0.39	0	0	1.67	5.89	0.35	0.05	
Nb	4.86	11.27	0	10.22	5.56	0	0	6.71	8.55	3.98	0.17	
Hf	0.09	2.34	0	0.23	1.01	0.88	1.08	3.88	3.98	3.05	0.28	
Zr	0	44.69	13	8.75	57.08	24.13	21.02	110.41	47.39	82.31	10.74	
Y	10.25	50.74	2	3.05	9.2	0.31	1.24	7.1	21.73	6.66	0.49	
Th	1.38	3.45	6	2.12	7.01	3.04	7.85	6.91	4.14	8.61	0.44	
U	0.26	0.39	0	0.36	1.63	0.62	1.51	3.81	2.46	4.57	0.1	
Эле- мент	9032					См-101						
	плаг.	биот.	эпид.	апатит	сфен	амф.	порода	кпш	плаг.	биот.	амф.	сфен
Cr	2.41	90.93	92.7	2.03	76.94	493.27	156.24	4	1	60	74	42
Ni	3.56	90.88	19.4	24.48	14.41	135.65	0	16	9	95	55	99
Co	0.62	52.82	9.68	3.48	3.91	41.56	22.93	2	0	29	21	1
Sc	0.63	26.04	150.96	1.25	28.87	116.45	25.6	1	1	8	49	6
V	2.18	326.21	576.93	17.37	803.47	378.89	135.69	16	1	176	172	447
Си	4.2	65.34	35.09	7.34	169.94	26.20	28.91	12	2	6	30	102
Pb	19.97	17.79	108.55	14.02	34.5	0.86	25.57	21	8	2	4	13
Zn	6.53	398.55	150.42	12.93	326.41	250.03	167.16	22	7	195	139	442
Mo	0.06	0.21	4.86	0.13	27.11	0.06	4.29	1.18	0.07	0.01	0.31	40.31
Rb	5.24	345.67	8.46	1.69	4.31	2.717	210.77	57	10	185	5	2
Cs	0.08	13.43	0.29	0.04	0.15	0.06	14.21	1.15	0.22	8.34	0.12	0
Ba	210.85	1680	49	212	37.72	52.88	1143	3416	833	1181	28	32
Sr	669.05	33	1533	485	72	77.02	757	394	420	21	30	55
Ga	16.01	40.71	50.51	9.71	44.29	24.69	40.9	7	7	16	11	9
Li	2.48	246	6.44	1.3	1.51	0	87.61	3.73	1.84	174.83	9.84	1.59
Ta	0.05	0.12	12.17	0.74	58.77	0.19	28.8	1.01	0.01	0.1	0.78	31.74
Nb	0.21	4.68	181.87	1.43	719.5	5.40	18.45	14.4	0.17	2.59	11.33	534.92
Hf	0.82	4.66	19.79	0.96	54.19	3.40	3.07	1.2	0.08	0.15	1.29	12.98
Zr	34.42	156.17	563	34	1193	79.37	72.91	45	3	3	24	255
Y	1.49	3.23	393	166	1465	34.48	29.9	10	1	1	16	361
Th	1.57	4.27	84.21	17.97	180.78	0.72	22.67	6.11	0.18	0.48	1.3	200.65
U	0.34	2.01	34.45	13.08	98.64	0.67	14.27	1.03	0	0.01	0.2	36.75

Примечание. Уф-51, Ук-95, См-101 - гранодиориты Чусовского, Шабровского, Смолинского массивов соответственно; 9032 - гранит Шарташского массива. За породами следуют анализы входящих в нее минералов. Анализы монофракций минералов выполнены методом ICP-MS под рук. проф. Ф. Беа (Университет Гранада, Испания) и Д.З. Журавлевым (ИМГРЭ). Точность измерений при содержаниях 100 г/т и более - 2 отн. %, до 10 г/т - 5 отн. %.

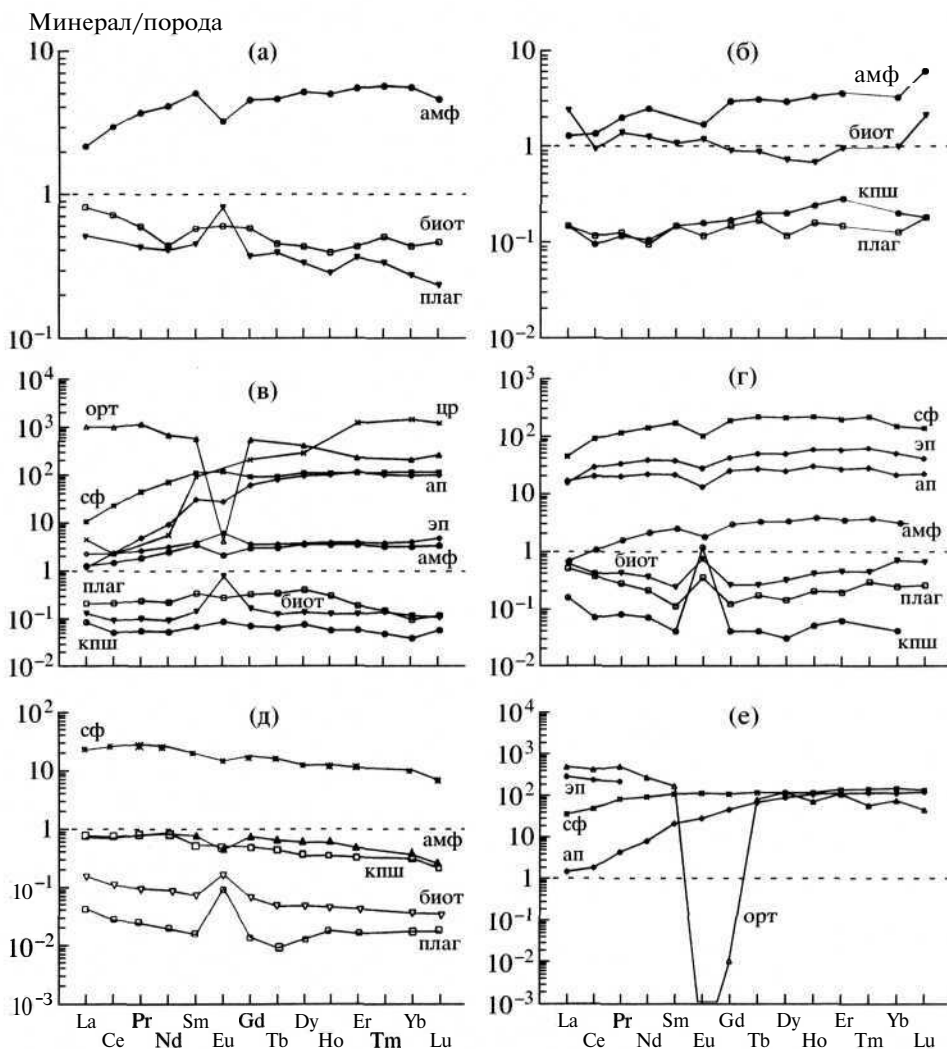


Рис. 4. Нормированные по породе концентрации РЗЭ в минералах. Массивы: а - Чусовской; б - Шабровский; в - Верхисетский; г - Шарташский; д - Смолинский; е - Сыростанский. Пунктиром обозначен уровень РЗЭ породы.

тех элементов, содержания которых в породе в целом понижены.

Акцессорные минералы тоже занимают разную позицию в кристаллизационном ряду. Во всех массивах, за исключением Чусовского, присутствует раннемагматический эпидот, преобладающий в монофракциях над вторичным. Есть и сфен, который кристаллизовался в большинстве случаев раньше, чем биотит, калишпат и кварц, иногда даже раньше плагиоклаза и амфибола (там же). Опыт показывает, что поздний сфен в большинстве случаев ассоциирует с биотитом и часто находится в виде включений или сростков с ним, поэтому при чистке монофракций большая часть такого сфена уходит в "хвосты". В литературе также встречаются работы, указывающие на раннюю позицию сфена в кристаллизационном ряду [14, 26]. В Чусовском массиве преобладает сфен поздней генерации.

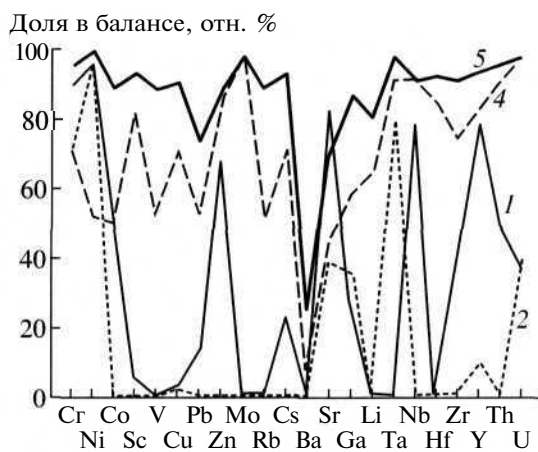


Рис. 5. Доля суммы акцессорных минералов в балансе редких элементов. V_{TR} (по каждому элементу) = $100\% - (P_{плаг} + P_{амф} + P_{би} + P_{кпш})$, где V - доля суммы акцессориев в балансе элемента, P - доля каждого порообразующего минерала, отн. %. Цифры соответствуют номерам массивов в табл. 1.

Таблица 8. Доля породообразующихи суммы аксессуарных минералов в балансе редких элементов гранитоидов, отн. %

Элемент	Уф-51				Ук-95				
	амф.	плаг.	биот.	Хакц.	плаг.	кпш	биот.	амф.	Σ акц.
Cr	16.86	1.47	10.4	71.28	0.72	0.23	5.9	3.23	89.91
№	0	0	0	100	4.04	1.91	0	0	94.05
Co	54.67	0	72.79	0	0	0	>100	31.33	0
Sc	>100	17.36	0	0	6.95	7.08	39.29	40.79	5.91
V	70.54	14.99	59.89	0	11.09	1.99	>100	36.16	0
Си	9.33	46.76	43.56	0.35	18.91	4.38	55.65	17.22	3.84
Pb	23.44	>100	24.04	0	58.22	18.34	5.38	2.46	15.6
Zn	41.45	40.4	57.33	0	0	0	3.58	29.34	67.08
Mo	4.95	>100	0	0	99.24	0.19	1.96	0.56	0
Rb	0	0	>100	0	0	14.19	>100	2.79	0
Cs	0	0	>100	0	0	6.54	>100	8.07	0
Ba	3.94	63.66	32.42	0	35.14	7.74	31.08	0.66	25.38
Sr	2.9	57.36	0.47	39.27	12.4	3.89	0.52	0.6	82.58
Ga	13.92	35.73	16.86	33.49	26.68	6.7	34.39	4.4	27.83
Li	9.02	0	>100	0	0	0	>100	5.65	0
Ta	8.83	0	11.46	79.71	0	0	47.83	57.84	0
Nb	37.1	0	25.66	0	0	0	13.48	5.89	80.63
Hf	416	86.89	31.18	0	43.61	13.06	42.95	15.11	0
Zr	0	0	0	100	21.14	4.49	21.61	3.18	49.58
Y	79.2	8.98	3.63	8.19	1.68	1.64	8.62	9.05	79
Th	40	>100	18.74	0	21.68	13.66	11.01	2.26	51.38
U	24	17.69	16.89	41.42	19.02	11.3	26.11	5.78	37.79

Элемент	9032					См-101				
	кпш	плаг.	биот.	амф.	£ акц.	кпш	плаг.	биот.	амф.	£ акц.
Cr	1.98	3.87	9.53	17.24	67.37	0.28	0.32	3.84	1.18	94.37
Ni	0.98	12.73	21.2	10.54	54.54	0	0	0	0	100
Co	0.28	6.06	33.64	8.82	51.19	0.96	0	12.65	2.29	84.1
Sc	0	2.23	6.02	8.97	82.77	0.43	1.95	3.12	4.79	89.71
V	1.04	2.92	28.47	11.02	56.55	1.3	0.37	12.97	3.17	82.19
Си	2.52	12.56	12.75	1.70	70.46	4.57	3.46	2.08	2.59	87.31
Pb	12.28	32.7	1.9	0.03	53.08	9.03	15.64	0.78	0.39	74.15
Zn	0.43	2.34	9.31	1.95	85.96	1.45	2.09	11.67	2.08	82.71
Mo	0.71	0.85	0.2	0.02	98.22	3.03	0.82	0.02	0.18	95.95
Rb	34.7	3.18	13.7	0.04	48.38	2.97	2.37	8.78	0.06	85.82
Cs	7.96	1.86	20.35	0.04	69.79	0.89	0.77	5.87	0.02	92.45
Ba	74.22	12.44	6.46	0.07	6.81	32.86	36.42	10.33	0.06	20.32
Sr	6.81	51.45	0.16	0.13	41.44	5.72	27.74	0.28	0.1	66.16
Ga	10.79	25.92	4.3	0.87	58.12	1.88	8.56	3.91	0.67	84.98
Li	1.54	4.62	29.9	0	63.93	0.47	1.05	19.96	0.28	78.25
Ta	2.71	6.57	1.03	0.55	89.14	0.39	0.02	0.03	0.07	99.49
Nb	0.81	2.43	3.53	1.36	91.88	8.58	0.46	1.4	1.54	88.02
Hf	1.74	12.37	4.58	1.11	80.19	4.3	1.3	0.49	1.05	92.86
Zr	2.48	19.24	5.69	0.96	71.63	6.79	2.06	0.41	0.82	89.92
Y	1.4	10.29	1.45	5.18	81.68	3.68	1.67	0.33	1.34	92.98
Th	0.97	8.39	1.49	0.08	89.07	2.96	0.4	0.21	0.14	96.28
U	0.42	3.42	1.32	>100	94.69	0.79	0	0.01	0.04	99.16

Примечание. Содержания минералов в породах см. в табл. 2-6, концентрации элементов в минералах и породах - в табл. 7. V_{TR} (по каждому элементу) = $100\% - (P_{плаг} + P_{амф} + P_{биот} + P_{кпш})$, где V - доля суммы аксессуаров в балансе элемента, P - доля каждого породообразующего минерала, отн. %.

Для нас важен тот факт, что при отсутствии раннемагматических аксессуариев в Чусовском массиве основными концентраторами и носителями элементов-примесей становятся породообразующие минералы. Это, вместе с пониженными содержаниями в чусовском гранодиорите большинства элементов (особенно РЗЭ), свидетельствует о том, что уровень насыщения расплава в момент кристаллизации породы не был достигнут, поэтому аксессуарные фазы не образовывались. В остальных массивах "ранние" аксессуарии присутствуют, помимо эпидота и сфена встречается ортит. Они становятся концентраторами редких элементов, что, очевидно, говорит о том, что уже на раннемагматическом этапе был достигнут уровень насыщения. Повышение содержания аксессуарных минералов в гранитоидах главных фаз в ряду тоналит-гранодиоритовых массивов в направлении с запада на восток [3] также отражает рост в этом направлении степени обогащения расплавов редкими элементами. Это является следствием высоких содержаний элементов в субстрате.

Таким образом, можно полагать, что порядок кристаллизации минералов напрямую связан с составом субстрата, из которого вылавлялись породы. Разница в его составе определяется геотектонической позицией массивов. Гранитоиды, минералы которых изучались, расположены на разном расстоянии от зоны ГУГР (рис.1), по мере удаления от которой возрастает доля силикатного компонента в субстрате [9, 27]. Рассмотрим последовательно гранитоиды из разных структурных зон.

В самой "фемической" части Урала расположены Чусовской и Сыроостанский массивы. Первый незначительно удален от зоны ГУГР, второй находится непосредственно в пределах последней. Гранодиориты Чусовского массива характеризуются пониженными концентрациями большинства редких элементов и высокой долей породообразующих минералов в балансе (см. выше). Породы главной фазы Сыроостанского массива имеют содержания элементов-примесей, близкие к таковым в породах островодужно-континентальной зоны С-3 мегаблока, то есть довольно высокие. Однако расчеты показывают, что доля аксессуарных минералов в балансе РЗЭ сыроостанского гранодиорита невысока по сравнению с породами большинства массивов этой зоны (рис. 5, 6), то есть уровень насыщения редкими элементами был относительно невысок.

Ряд массивов С-3 мегаблока, по мере удаления от зоны ГУГР на восток, следующий: Чусовской, Шабровский, Верхисетский, Шарташский. Они лежат в окраинно-континентальной зоне. В ряду этих массивов возрастает доля аксессуарных минералов в балансе ряда редких элементов (рис. 5, 6), а не только РЗЭ, как ранее было отмечено авторами для некоторых массивов Среднего Урала.

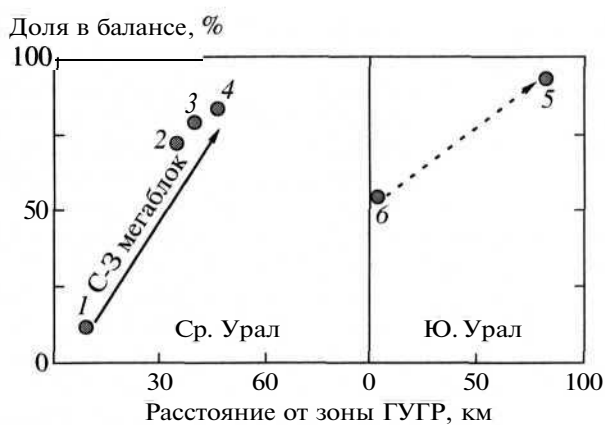


Рис. 6. Доля суммы аксессуарных минералов в балансе РЗЭ гранитоидов в зависимости от расстояния массивов от зоны Главного Уральского глубинного разлома. Цифры соответствуют номерам массивов в табл. 1.

Наиболее удаленный от зоны ГУГР Шарташский массив продолжает общую тенденцию: в его породообразующих минералах сумма РЗЭ и большинства других элементов-примесей ниже, чем в соответствующих минералах более западных массивов этой зоны (табл. 2), а в аксессуарных - существенно выше. Соответственно, несколько больше и вклад аксессуариев в баланс редких элементов (для РЗЭ: 81% против 78% в Верхисетском массиве).

В то же время Сыроостанский и Смолинский массивы располагаются на удалении от массивов С-3 мегаблока, в крайних зонах - шовной и палеоконтинентальной [9, 28] соответственно. Сыроостанские и смолинские гранитоиды обладают повышенными относительно пород соответствующих зон С-3 мегаблока концентрациями РЗЭ. Сфены из гранодиоритов этих массивов характеризуются разной суммой РЗЭ (13152 и 5710 г/т соответственно), отношение La/Yb резко повышено для смолинских сфенов (39 против 6.36). Доля аксессуарных минералов в балансе РЗЭ сыроостанского гранодиорита - 55%, смолинского - 87%, что существенно выше, чем в породах соответствующих зон С-3 мегаблока. Приведенные цифры указывают на то, что в массивах южной "ветви" Урала, также, как и северной, с запада на восток доля аксессуариев в балансе РЗЭ пород возрастает.

Определенную роль в распределении редких элементов играет процесс, который является ведущим в генерации пород, а также присутствие мантийной составляющей в субстрате. Сложными образованиями, которые имеют значительный уровень эрозионного среза, в результате чего в них можно непосредственно проследить процесс анатектического плавления базитового субстрата, являются Верхисетский и Сыроостанский массивы [17]. В других объектах ведущая роль принадле-

жит кристаллизационной дифференциации [10]. Породы Верхисетского и Сыростанского массивов имеют близкое давление становления, практически одинаковый возраст и $^{86}\text{Sr}/^{87}\text{Sr}$ -отношение, свидетельствующее о существенной доле мантийного материала [13, 17]. Акцессорные минералы из гранитоидов этих массивов характеризуются сходными трендами распределения РЗЭ (рис. 3д, 3е); при этом сумма РЗЭ в ортитах и апатитах близкая, при повышенной роли ТРЗЭ, что отличает их от одноименных минералов других массивов, например, Шарташского. Синколлизационные гранитные анатектиты Урала также характеризуются повышенной долей ТРЗЭ в акцессорных минералах [29].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Главным фактором, определяющим геохимические особенности входящих в гранитоиды минералов, служит состав субстрата, из которого выплавлялись породы. Последний напрямую связан с геотектонической позицией массивов и выражает неоднородность земной коры Уральского орогена (рис. 1). Ее отражением служат: повышение содержания акцессорных минералов, рост в последних концентраций большинства элементов-примесей и увеличение вклада акцессорных минералов в их баланс по мере удаления массивов от шовной зоны. Закономерное изменение содержания редких элементов в гранитоидах С-3 мегаблока связано с ростом мощности сиалического слоя Урала в направлении с запада на восток [9, 11, 27].

Возможно, на обилие акцессорных минералов, являющихся концентраторами и носителями элементов-примесей в гранитоидах Ю-В мегаблока, могло влиять также повышенное содержание флюидной фазы как носителя редких элементов при генерации пород. Повышенная же "сиаличность" Ю-В мегаблока, по сравнению с С-3, подтвержденная геофизическими данными (там же), отражается на составе магматитов, выражаясь, в частности, в резком обогащении гранитоидов этой зоны элементами-примесями и росте доли акцессорных минералов в их балансе.

Влияние механизма генерации и степени эволюционированности расплавов на поведение элементов-примесей в минералах гранитоидов - предмет дальнейших исследований.

Авторы искренне благодарны проф. Г.Б. Ферштатеру канд. геол.-мин. наук Н.С. Бородиной за ценные советы при работе над статьей, а канд. геол.-мин. наук Е.А. Зиньковой - за предоставление ряда данных по Верхисетскому массиву.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (гранты № 00-15-98517, 01-05-65184).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Bea F.* Residence of REE, Y, Th and U in Granites and Crustal Protholiths // *Journal of Petrology.* 1996. V. 37. № 3. P. 551-552.
2. *Бородин Л.С.* Распределение РЗЭ в рапакиви Бердяшского массива // *Геохимия.* 1997. № 1. С. 3-9.
3. *Шардакова Г.Ю., Зинькова Е.А.* Распределение РЗЭ в породах и минералах гранитоидов в субширотном разрезе Среднего Урала // *Ежегодник-1996 ИГГ УрО РАН.* Екатеринбург, 1997. С. 143-146.
4. *Шардакова Г.Ю.* РЗЭ в породообразующих минералах Чусовского **тоналит-гранодиоритового** массива (Ю. Урал) // *Доклады Академии наук.* 1998. Вып. 361. № 1. С. 103-105.
5. *Ферштатер Г.Б., Беа Ф., Бородина Н.С., Монтеро П.* Латеральная зональность, эволюция и геодинамическая интерпретация магматизма Урала в свете новых петрологических и геохимических данных // *Петрология.* 1998. Т. 6. № 5. С. 451-477.
6. *Шардакова Г.Ю., Зинькова Е.А., Шагалов Е.С.* Поведение РЗЭ в породообразующих и акцессорных минералах **тоналит-гранодиоритовых** массивов Урала // *Петрология магматических и метаморфических комплексов.* Томск: ЦНТИ, 2001. С. 104-110.
7. *Попов В.С., Никифорова Н.Ф., Богатое В.И. и др.* Мультиплетная **габбро-гранитная** интрузивная серия Сыростанского **плутона**, Южный Урал: геохимия и петрология // *Геохимия.* 2001. № 8. С. 812-828.
8. *Ферштатер Г.Б., Шагалов Е.С., Беа Ф., Монтеро П.* Тургоякско-Сыростанская группа **гранитоидных** массивов зоны Главного Уральского глубинного разлома // *Магматические и метаморфические образования Урала и их металлогения.* Екатеринбург: УрО РАН, 2000. С. 129-158.
9. *Ферштатер Г.Б., Бородина Н.С., Рапопорт М.С. и др.* **Орогенный гранитоидный** магматизм Урала. Миасс: УрО РАН, 1994. 247 с.
10. *Шардакова Г.Ю.* Петрология и геохимия **тоналит-гранодиоритовых** массивов из разных структурных зон Среднего Урала. Автореф. дис ... канд. геол.-мин. наук. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1997. 215 с.
11. *Иванов С.Н., Пучков В.Н., Иванов К.С. и др.* Формирование земной коры Урала. М.: Наука, 1986. 247 с.
12. *Ферштатер Г.Б.* Гранитоидный магматизм и формирование континентальной земной коры в ходе развития Уральского орогена // *Литосфера.* 2002. № 1. С. 3-40.
13. *Шагалов Е.С.* Петрология и геохимия пород **Сыростанско-Тургоякской** группы **гранитоидных** массивов (Южный Урал). Автореф. дис....канд. геол.-мин. наук. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2002. 218 с.
14. *Gromet L. P., Silver L. T.* Rare earth element distribution among minerals in a **granodiorite** and their petrogenetic implications // *Geoch. Cosm. Acta.* 1983. V. 47. № 5. P. 925-939.
15. *Григорьев Н.А.* Минеральный баланс химических элементов. Свердловск: Изд-во УрО АН СССР, 1989. 229 с.

16. Sun S.S. Chemical composition and origin of the Earth's primitive mantle // *Geochim. et Cosmochim. Acta*. 1982. V. 46. P. 179-192.
17. Ферштатер Г.Б., Беа Ф., Бородина Н.С. и др. Над-субдукционные анатектические гранитоиды Урала: вклад в понимание роли субдукции в гранитообразовании // *Геология и геофизика*. 2002. Т. 43. № 1. С. 42-56.
18. Прибавкин С.В., Пушкарев Е.В., Калеганов Б.А., Готтман И.А. О возрастном соотношении гранитоидов, ультраосновных и основных пород в Шабровском и Большеседельниковском массивах на Среднем Урале, по результатам К-Аг датирования // *Ежегодник-1998*. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1999. С. 237-241.
19. Руб А.К., Руб М.Г. Распределение РЗЭ в минералах рудоносных гранитов // *Изв. АН СССР. Сер. геол.* 1991. №2. С. 42-55.
20. Bea F., Pereira M.D., Corretge L.G., Fershtater G.B. Differentiation of strongly peraluminous, perphosphorus granites: The Pedrobernardo pluton, Central Spain // *Geochim. et Cosmochim. Acta*. 1994. V. 58. № 12. P. 2609-2627.
21. Шардакова Г.Ю. Некоторые аспекты геохимии европия в гранитоидах // Тезисы докл. "Чтения Заварцкого". Проблемы петрогенезиса и рудообразования. Екатеринбург: Изд-во УрО РАН, 1998. С. 168-171.
22. Ферштатер Г.Б. Петрология главных интрузивных ассоциаций. М.: Наука, 1987. 232 с.
23. Смирнов В.Н., Зинькова Е.А. Магматический эпидот в гранитоидах Верхисетского массива // *Доклады Академии наук*. 1993. Т. 329. № 3. С. 332-334.
24. Ляхович В.В. Редкие элементы в породообразующих минералах гранитоидов. М.: Недра, 1972. 187 с.
25. Антипин В.С. Геохимическая эволюция известково-щелочного и субщелочного магматизма. Новосибирск: Наука, Сибирское отделение, 1992. 221 с.
26. Green, Pearson. Experimental determination of REE-partitioning between amphibole and basalt to andesite liquids at high pressure // *Geochim. et Cosmochim. Acta*. 1983. V. 46. № 6. P. 1465-1468.
27. Рудные месторождения и физические поля Урала. Екатеринбург: Уралгеолком, 1997. 289 с.
28. Иванов К.С. Основные черты геологической истории (1.6-0.2 млрд. лет) и строения Урала. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1998. 252 с.
29. Холодное В.В., Бушляков И.Н., Чашухина В.А. РЗЭ в аксессуарных апатитах как индикаторы формационной принадлежности гранитоидов Урала // *Вопросы петрологии и геохимии гранитоидов Урала*. Свердловск: Изд-во АН СССР, 1975. С. 35-50.