

СОСТАВ И ПРОИСХОЖДЕНИЕ ГРАНАТА В ПОРОДАХ ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКОГО МИГМАТИТ-ГНЕЙСОВОГО КОМПЛЕКСА

(Шарыжалгайский выступ, юго-запад Сибирского кратона)

О.М. Туркина^{1,2}, В.П. Сухоруков^{1,2}

¹ Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН,
630090, Новосибирск, просп. Академика Коптюга, 3, Россия

² Новосибирский государственный университет, 630090, Новосибирск, ул. Пирогова, 2, Россия

Представлены результаты изучения гранатсодержащих парагнейсов, мигматитов и жильных гранитов из мигматит-гнейсового комплекса Иркутского блока (Шарыжалгайский выступ, юго-запад Сибирского кратона), характера зональности граната по главным и редким элементам, а также определения возраста и редкоэлементного состава циркона. Формирование мигматит-гнейсового комплекса Иркутского блока произошло в палеопротерозое ~1.85—1.86 млрд лет. Максимальные температуры метаморфизма и частичного плавления, оцененные с помощью термометров Ti-in-циркон и Zr-in-рутил, составляют 790—830 и 830—860 °C соответственно. По текстурным признакам и характеру зональности выделены три генерации граната: метаморфическая, перитектическая и магматическая. Первая образует ядра граната в парагнейсах и мигматитах, содержит многочисленные мелкие включения, характеризуется наиболее высоким содержанием гроссулярового (Grs) компонента, тяжелых РЗЭ, Y и их снижением от центра к краю, что согласуется с рэлеевским фракционированием совместимых компонентов. Вторая генерация с крупными включениями кварца и полевых шпатов представлена преобладающими зернами в диатекситах и гнейсах на контакте с лейкосомой из гнейсов. Для перитектического граната типично практически постоянное и низкое содержание Grs компонента, тяжелых РЗЭ и Y со слабым их ростом в краевой зоне. В жильных меланократовых гранитах гранат аналогичен по составу гранату из диатекситов. Магматические гранаты из лейкократовых гранитов принадлежат к третьему типу, характеризуются снижением Grs компонента, тяжелых РЗЭ и Y от центра к краю и резким Eu минимумом. Предполагается его образование путем растворения/переотложения перитектического граната в расплаве. По минеральному и химическому составу среди гнейсов и мигматитов выделены высоко- и умеренно глиноземистая серии пород, которые являются продуктами метаморфизма плавления двух субстратов: пелитового и грауваккового, что подчеркивается различным характером распределения РЗЭ. Обогащение гранитов FeO и MgO в сравнении с расплавами из пелитов и граувакк, унаследование уровня содержания тяжелых РЗЭ в диатекситах и гранитах от парагнейсов, а также наличие в меланократовых гранитах перитектического граната свидетельствуют о том, что формирование гранитов не сопровождалось эффективной сегрегацией граната и расплава.

Гранат, зональность по главным и редким элементам, парагнейсы, мигматиты, S-граниты.

COMPOSITION AND GENESIS OF GARNET IN THE ROCKS OF PALEOPROTEROZOIC GNEISS-MIGMATITE COMPLEX (Sharyzhalgai uplift, southwestern Siberian craton)

O.M. Turkina and V.P. Sukhorukov

We present the results of study of garnet-bearing paragneisses, migmatites, and vein granites of migmatite-gneiss complex of the Irkut terrane (Sharyzhalgai uplift, southwestern Siberian craton), major- and trace-element zoning of the garnet, and the age and trace-element composition of zircon. The migmatite-gneiss complex of the Irkut terrane formed in the Paleoproterozoic, at 1.85–1.86 Ga. The maximum temperatures of metamorphism and partial melting evaluated with the Ti-in-zircon and Zr-in-rutile thermometers are 790–830 and 830–860 °C, respectively. Three generations of garnet have been recognized according to texture and zoning: metamorphic, peritectic, and magmatic. Metamorphic generation forms the core of garnet in paragneisses and migmatites, contains numerous fine inclusions, and has the highest contents of grossular (Grs) component, HREE, and Y decreasing from core to rim, which agrees with the Rayleigh fractionation of compatible components. Peritectic garnet with large inclusions of quartz and feldspar is predominant in diatexites and in gneisses in contact with leucosome. It has almost constant low contents of Grs, HREE, and Y slightly increasing in the rim. Garnet in vein melanocratic granites is similar in composition to garnet in diatexites. Magmatic garnets in leucocratic granites are characterized by a decrease in the contents of Grs, HREE, and Y from core to rim and by a strong negative Eu anomaly. It seems to have resulted from the dissolution/precipitation of peritectic garnet in the melt. According to mineral and chemical compositions, the gneisses and migmatites are subdivided into high- and medium-alumina series produced through the melting of two source rocks, pelitic and graywacke, which is confirmed by their different REE patterns. The FeO and MgO enrichment of the granites relative to the melts of pelites and graywackes, the inherited contents of HREE in the diatexites and granites from paragneisses, and the presence of peritectic garnet in melanocratic granites evidence that the formation of granite was not accompanied by the effective segregation of garnet from the melt.

Garnet, major- and trace-element zoning, paragneisses, migmatites, S-granites

ВВЕДЕНИЕ

В глубоко эродированных коллизионных орогенах широко распространены мигматит-гнейсовые комплексы и гранитоиды *S*-типа, в которых гранат является сквозным породообразующим минералом. Образование граната в этих породах может быть результатом метаморфизма, частичного плавления и/или кристаллизации из расплава. Вследствие высокой скорости диффузии при высоких температурах гранат, как правило, не зонален или имеет регрессивную зональность, которая выражается в снижении содержания пиропового компонента в краевых частях зерен. Напротив, зональность в распределении редкоземельных элементов и Y в гранате часто отчетливо проявлена, что делает эти элементы потенциально информативными в петрологических исследованиях. Изучение распределения редких элементов показало, что метаморфический гранат обычно обнаруживает обеднение тяжелыми РЗЭ и Y от центра к краю зерна, что соответствует рэлеевскому распределению этих совместимых редких элементов при его росте [Spear, Kohn, 1996; Otamendi et al., 2002; и др.]. Гранат из мигматитов более разнообразен по распределению РЗЭ и Y. Он может быть незональным или характеризоваться обеднением или обогащением по указанным элементам отдельных его зон [Otamendi et al., 2002; Dorais et al., 2009; Jiao et al., 2013; Jung et al., 2014], что свидетельствует о сложных процессах формирования этого минерала при частичном плавлении и кристаллизации из расплава. Наконец, в гранитах гранат, как правило, обнаруживает снижение концентраций тяжелых РЗЭ и Y, обусловленное кристаллизацией из расплава, или унаследует зональность, подобную этому минералу из ассоциирующих мигматитов [Villaro et al., 2009; Taylor, Stevens, 2010; Xu et al., 2013]. Таким образом, исследование состава и зональности по редким элементам в гранате позволяет проследить последовательность процессов метаморфизма и частичного плавления, а также оценить происхождение граната при формировании мигматит-гранитных комплексов.

Гранитоиды *S*-типа с гранатом, мусковитом и кордиеритом обычно отличаются от расплавов, экспериментально полученных при плавлении метапелитов и метаграувакк [Montel, Vielzeuf, 1997; Patiño Douce, Harris, 1998], более высоким содержанием FeO, MgO, Al₂O₃ [Clemens, Stevens, 2012]. Для объяснения этих особенностей состава *S*-гранитов привлекается модель «restite unmixing», предполагающая различную степень сепарации расплава от реститовых фаз, прежде всего, граната [Chappell et al., 1987; Stevens et al., 2007; Clemens, Stevens, 2012], следовательно, анализ происхождения граната имеет принципиальное значение для суждения о генезисе этих пород.

В данной работе представлены результаты изучения граната из парагнейсов, мигматитов и жильных гранатсодержащих гранитов в составе раннедокембрийского гранулитового комплекса юго-восточной части Шарыжалгайского выступа Сибирской платформы с целью выявить микроструктурные и геохимические индикаторы процессов формирования граната при высокотемпературном метаморфизме, частичном плавлении и кристаллизации расплава. Данные о распределении петрогенных и редких элементов в мигматитах и гранитах наряду с особенностями происхождения граната позволили оценить его влияние на состав гранитоидов.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Содержание петрогенных элементов в породах определено рентгенофлуоресцентным методом на рентгеноспектральном анализаторе VRA-20R в Аналитическом центре ИГМ СО РАН (г. Новосибирск), погрешности определения не превышают 5 отн. %. Концентрации редких и редкоземельных элементов установлены методом ICP-MS на масс-спектрометре высокого разрешения ELEMENT (Finigan Mat) с ультразвуковым распылителем U-5000AT+ (Аналитический центр ИГМ СО РАН). Пределы обнаружения редкоземельных и высокозарядных элементов составляют от 0.005 до 0.1 мкг/г. Точность анализа составляла в среднем 2—7 отн. %.

Содержание главных компонентов в гранате и других породообразующих минералах определено на микрозонде Camebax-Micro в Аналитическом центре ИГМ СО РАН. Анализ содержания редких элементов в гранате проведен по тем же профилям, что и главных элементов, или в двух точках, отвечающих центральной и краевой зоне зерна. Концентрации редких элементов в гранате, цирконе и рутиле определены методом вторично-ионной масс-спектрометрии (ионного зонда) на приборе Cameca IMS-4F в Ярославском филиале Физико-технического института РАН, процедура исследования приведена в работе [Федотова и др., 2008]. Точность определения составляет <10 % для содержаний элементов более 0.1 г/т и 30—50 % при концентрациях менее 0.1 г/т.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ И ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПАРАГНЕЙСОВ, МИГМАТИТОВ И ГРАНИТОВ

Шарыжалгайский выступ представляет собой южное обнаженное окончание Тунгусской провинции фундамента Сибирской платформы (рис. 1, врезка). Иркутский блок на юго-востоке Шарыжалгайского выступа сложен гранулитогнейсовым комплексом, включающим ассоциации орто- и парапород.

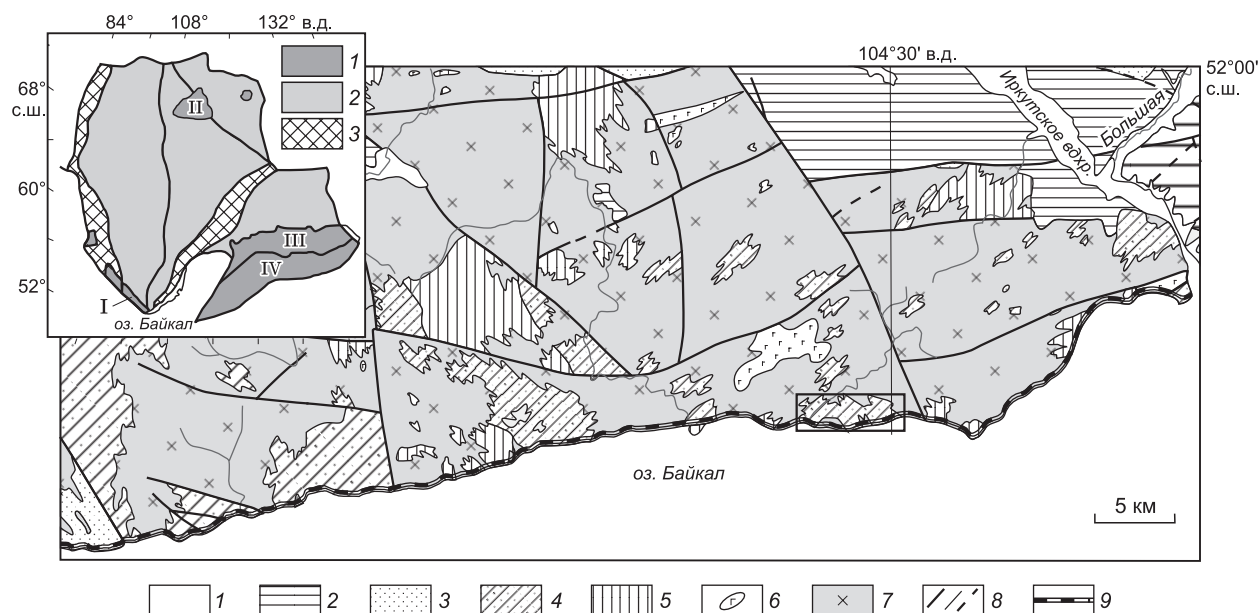


Рис. 1. Геологическая схема юго-восточной части Иркутского блока Шарыжалгайского выступа.

1 — четвертичные отложения; 2 — юрские осадочные отложения; 3 — шарыжалгайский комплекс (нерасчлененный); 4, 5 — шарыжалгайский комплекс: 4 — толща преобладающих биотитовых, гиперстен-биотитовых, биотит-амфиболовых ортогнейсов и основных кристаллических сланцев (гранулитов основного и средне-кислого составов), 5 — толща гранат-биотитовых, биотитовых, гранат-кордиеритовых, гиперстен-биотитовых парагнейсов; 6 — раннедокембрийские габброиды; 7 — раннедокембрийские гранитоиды; 8 — разрывные нарушения; 9 — линия КБЖД. Прямоугольным контуром показан участок отбора проб. На врезке — главные тектонические элементы Сибирского кратона: I — выступы фундамента (I — Шарыжалгайский, II — Анабарский, III — Алданский, IV — Становой); 2 — погребенный фундамент, 3 — палеопротерозойские орогенные пояса.

Участки развития парагнейсов приурочены преимущественно к межкупольным структурам, тогда как купола сложены чарнокитами, гранитами, среднекислыми ортопироксенсодержащими и мафическими двупироксеновыми ($\pm$ амфибол) гранулитами. На основании распределения петрогенных и редких элементов показано, что протолитами парагнейсов служили терригенные осадочные породы ряда пелиты—граувакки [Туркина, Урманцева, 2009]. Параметры метаморфизма парагнейсов, установленные по минеральным ассоциациям и составу минералов с использованием геотермобарометров, достигали $T = 800^\circ\text{C}$ при $P = 6\text{--}7$ кбар, микроструктурные взаимоотношения минералов указывают на декомпрессионный характер PT -тренда на регрессивном этапе метаморфизма со снижением P до ~ 3 кбар [Сухоруков, 2013]. Изученные образцы отобраны преимущественно в районе ст. Уланово Кругобайкальской железной дороги (побережье оз. Байкал) из протяженного интервала разреза, сложенного мигматит-гнейсовым комплексом (см. рис. 1).

Парагнейсы представлены доминирующими гранат-биотитовыми, ортопироксен-биотитовыми ($\pm$ гранат) и более редкими высокоглиноземистыми силлиманит-кордиерит-гранат-биотитовыми ($\pm$ ортопироксен) породами (табл. 1). Все парагнейсы в той или иной степени мигматизированы, обособление рассеянного кварц-полевошпатового материала в виде полос, шпир мощностью от 1 мм до 10 см приводит к формированию полосчатых мигматитов (рис. 2, а). Наряду с полосчатыми мигматитами выделяются разности, имеющие массивную среднезернистую структуру и относительно обогащенные кварц-полевошпатовым материалом. Они представляют собой участки, насыщенные лейкосомой с развитием шпировидных выделений мафических минералов или лишенные их (см. рис. 2, б, в), которые соответствуют диатекситам или лейкократовым диатекситам [Эшуорт, 1988; Sawyer, 1998; Milord et al., 2001]. Лейкократовые гранатсодержащие граниты образуют маломощные (до первых десятков сантиметров) согласные или секущие жилы среди мигматизированных парагнейсов.

По химическому и минеральному составу среди изученных парагнейсов и мигматитов выделяют два типа: содержащие высокоглиноземистые минералы (Sill, Grt, Crd) и умеренно глиноземистые ортопироксен-биотитовые и биотитовые ($\pm$ гранат).

Высокоглиноземистые слабомигматизированные парагнейсы (обр. 119-87, 118-87) сложены минеральной ассоциацией $\text{Grt} + \text{Crd} + \text{Bt} + \text{Sill} + \text{Pl} + \text{Kfs} + \text{Ilm} + \text{Rt} + (\text{Spl})^1$ и имеют линзовидно-полосчатую тек-

¹ Символы минералов, по [Kretz, 1983].

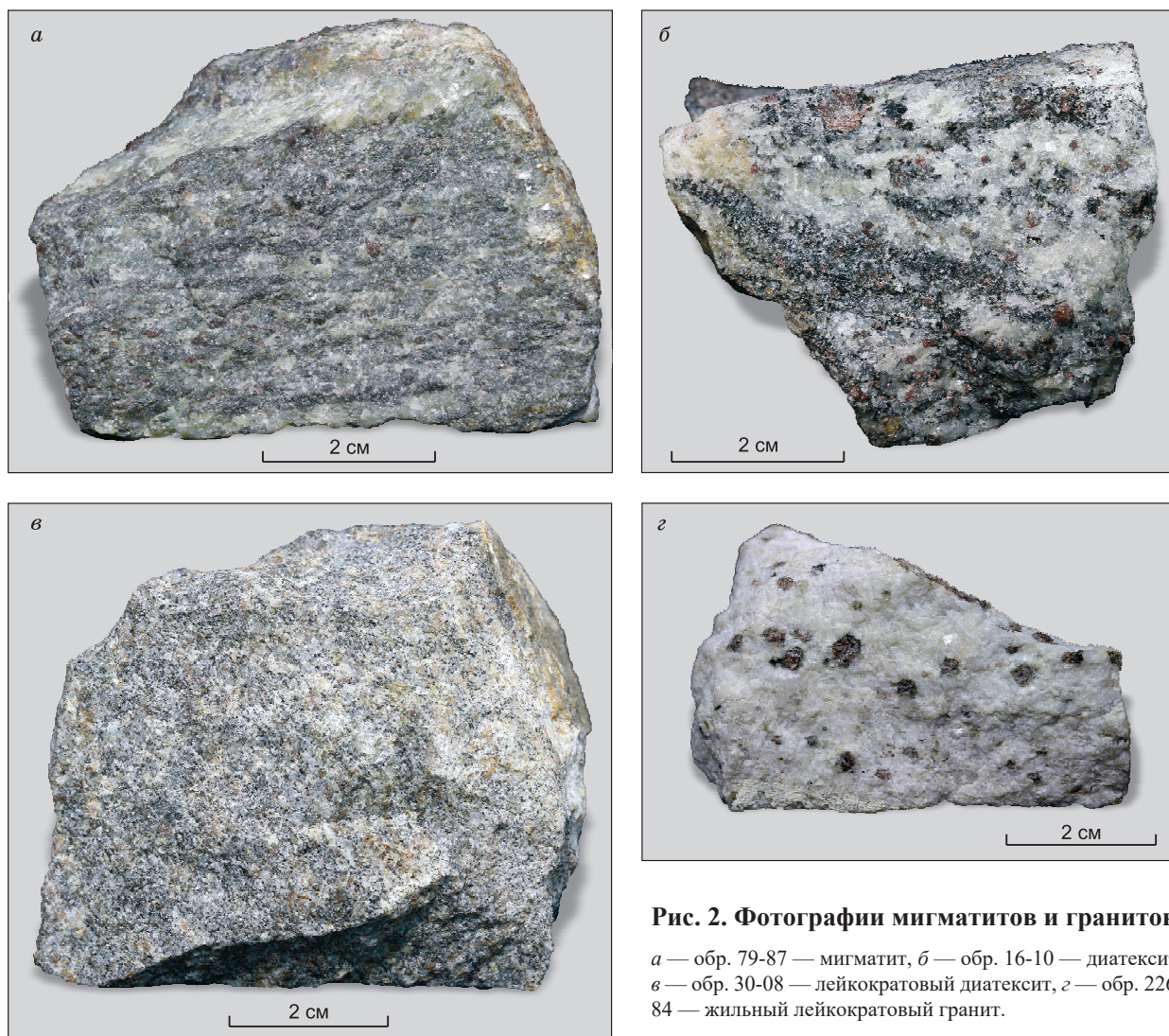


Рис. 2. Фотографии мигматитов и гранитов.

а — обр. 79-87 — мигматит, *б* — обр. 16-10 — диатексит, *в* — обр. 30-08 — лейкократовый диатексит, *г* — обр. 226-84 — жильный лейкократовый гранит.

стур. Они сложены маломощными обособлениями более крупнозернистой лейкосомы с редкими зернами граната и относительно мелкозернистой меланосомой, обогащенной гранатом и биотитом. Центральные части крупных зерен граната имеют «ситовидную» структуру, обусловленную наличием многочисленных мелких включений кварца, биотита, силлиманита, внешние зоны массивные с единичными более крупными включениями биотита, кварца, полевого шпата.

Высокоглиноземистый мигматит (обр. 79-87) имеет пятнисто-полосчатую текстуру, обусловленную сегрегацией лейкосомы (см. рис. 2, *а*). Меланосома сложена преимущественно $\text{Grt}+\text{Opx}+\text{Bt}+\text{Pl}+\text{Qtz}+\text{Crd}+(\text{Spl})$ ассоциацией. В лейкосоме крупные зерна граната окружены плагиоклаз-ортопироксеновыми каймами. Центральные части крупных зерен граната содержат мелкие включения биотита, кварца и силлиманита (рис. 3, *а*), последний встречается только в виде включений в гранате. Во внешних массивных частях граната типичны многочисленные более крупные включения кварца, калиевого полевого шпата или плагиоклаза. В лейкосоме гранат окружен тонкими каймами калиевого полевого шпата и плагиоклаза.

Умеренно глиноземистый парагнейс (обр. 16-10б) характеризуется минеральной ассоциацией $\text{Opx}+\text{Bt}+\text{Pl}+\text{Qtz} \pm \text{Kfs}$, имеет равномерно-зернистую слабополосчатую текстуру без обособлений кварц-полевошпатового материала. На контакте с участком, насыщенным кварц-полевошпатовым материалом — лейкосомой, появляются крупные зерна граната, окруженные плагиоклаз-ортопироксеновыми каймами. **Диатексит (обр. 16-10)** обогащен кварц-полевошпатовым материалом, характеризуется неоднородной текстурой с шпировидными обособлениями меланосомы и минеральной ассоциацией $\text{Grt}+\text{Opx}+\text{Bt}+\text{Pl}+\text{Qtz} \pm \text{Kfs}$ (см. рис. 2, *б*). Порода отличается обилием граната, окруженного плагиоклаз-ортопироксеновыми каймами. В гранате присутствуют крупные двухфазные включения, состоящие из кварца с оторочками плагиоклаза (см. рис. 3, *б*). В редких случаях в этих включениях имеются игольча-

Таблица 1.

Содержание петрогенных и редких элементов в парагнейсах, мигматитах и жильных гранитах

Компонент	119-87	118-87	27-84	220-84	16-10b	112-06	28-84	318-84	79-87	68-84	32-08	30-08	10-10	16-10	199-84	221-84	226-84	19-08
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
SiO ₂ , мас. %	60.28	53.03	58.61	56.55	59.44	63.96	67.98	68.49	58.71	53.26	62.61	58.96	66.95	67.98	67.86	71.67	71.43	73.11
TiO ₂	1.08	1.01	0.78	0.83	0.9	0.84	0.58	0.61	0.88	0.94	0.82	1.6	0.70	0.5	0.3	0.16	0.08	0.26
Al ₂ O ₃	17.8	21.72	17.47	17.36	14.91	16.5	14.9	13.65	16.48	18.97	15.58	17.3	16.17	16.0	17.15	14.51	14.63	14.86
Fe ₂ O ₃ *	10.58	11.84	9.5	12.36	7.92	4.94	5.05	7.15	9.79	10	10.29	8.51	6.25	5.19	3.12	3.25	2.91	3.24
MnO	—	—	0.21	0.21	0.08	0.03	0.08	0.09	—	0.34	0.25	0.1	0.06	0.07	0.04	0.08	—	0.05
MgO	4.2	4.62	4.32	4.77	6.56	2.87	1.68	2.25	4.62	4.86	3.01	3.6	3.08	2.12	0.67	0.90	0.73	0.48
CaO	0.73	0.93	1.35	1.8	3.89	2.72	3.63	1.95	1.76	3.16	2.95	4.49	1.91	3.24	2.69	0.87	1.71	2.11
Na ₂ O	0.87	1.24	1.94	1.63	3.13	3.98	2.8	2.7	2.02	2.32	1.55	2.41	2.50	3.03	4.11	2.34	2.5	3.07
K ₂ O	4.37	5.32	4.11	2.43	1.75	2.25	2.55	2.89	5.09	4.01	3.14	1.67	1.89	1.05	3.72	5.90	5.17	2.44
P ₂ O ₅	0.06	0.07	0.1	0.08	0.39	0.06	0.18	0.1	0.08	0.07	0.05	0.49	0.04	0.03	0.06	0.07	0.06	0.09
П.п.п.	0.01	0.22	1.62	1.75	0.78	1.09	0.57	0.15	0.6	2.09	0.05	0.32	0.46	0.74	0.27	0.30	0.53	0.16
Сумма	99.98	100	100.11	99.77	100.04	99.24	100	100	100.03	100.02	100.5	99.66	100	100.2	99.99	100.18	99.75	99.85
Th, г/г	21	22	25	17.2	23	18.8	12.8	15.9	26	41	22	30	7.3	0.68	4.3	30.0	68.1	5.8
U	1.5	1.9	2.5	1.8	2.2	2.7	1.0	2.2	2.3	1.13	1.13	2.6	0.79	0.17	0.51	2.5	3.1	0.6
Rb	156	124	148	149	90	67	66	121	170	221	126	95	61	31	66	188	156	58
Ba	1107	1125	626	422	1008	1008	714	578	1126	694	1040	869	704	335	616	834	777	714
Sr	160	208	109	118	611	358	131	172	170	126	229	344	352	306	201	174	186	193
La	56	58	66	46.07	78	48	38	41.9	61	80	78	93	31	39	66	66	155	40
Ce	103	109	130	85.5	149	90	71	75.5	119	148	153	176	57	56	111	126	299	73
Pr	11.7	13.5	14.9	9.7	17.6	10.8	8.5	8.6	13.1	16.3	16.6	20	6.5	6.1	10.6	13.4	35	8.8
Nd	38	48	56	37.56	61	39	30	32.5	49	60	55	70	22	18.8	32	44	116	34
Sm	7.2	9	9.1	6.71	10.2	6.5	5	6.3	8	9	9.2	11.9	3.6	2.8	4.4	7.6	20	6.2
Eu	1.42	1.83	1.08	0.86	2	1.5	1.12	0.83	1.34	1.36	1.62	2.1	1.37	1.37	1.2	1.33	1.3	2.1
Gd	7.1	8.7	7.6	6.87	7.4	4.7	4.1	4.3	7.8	7.8	10	8.8	3.2	3.3	3.8	6.6	14	5.7
Tb	1.21	1.34	1.1	1.23	0.76	0.51	0.55	0.66	1.12	1.17	1.9	1.05	0.45	0.5	0.54	1.11	1.8	0.9
Dy	7.6	8.4	6.4	9.45	2.7	2.2	2.6	4.1	7	7.1	11.6	4.2	2.3	2.7	3	6.7	9.9	5.6
Ho	1.58	1.72	1.37	2.56	0.46	0.32	0.49	0.81	1.45	1.52	2.7	0.67	0.46	0.54	0.62	1.48	2.2	1.2
Er	4.5	5.3	4	8.73	1.18	0.77	1.37	2.5	4.2	4.7	9.2	1.86	1.26	1.34	1.7	4.5	6.9	3.6
Tm	0.7	0.88	0.69	1.37	0.16	0.096	0.2	0.36	0.69	0.8	1.5	0.25	0.19	0.21	0.26	0.68	1.1	0.64
Yb	4.3	5.7	4.6	8.56	0.91	0.58	1.3	2.1	4.6	5.6	10.1	1.64	1.13	1.3	1.56	4.1	7.1	4
Lu	0.63	0.82	0.69	1.42	0.13	0.086	0.19	0.39	0.66	0.84	1.48	0.23	0.16	0.19	0.23	0.6	1	0.59
Zr	253	180	206	220	221	198	209	218	195	248	378	201	149	152	189	123	316	155

Hf	6.3	5.8	5.8	5.8	5.95	4.9	5.5	6.3	5.9	5.7	6.9	9.8	4.9	3.7	3.7	4.8	3.9	7	3.4
Ta	0.48	1.03	0.78	0.6	0.6	0.57	0.7	0.54	0.63	0.83	0.56	0.57	1.02	0.27	0.12	0.12	0.33	0.12	0.42
Nb	14.1	15.2	13.2	12.0	12.0	10.1	9.5	7.1	12.2	14.4	13.6	13.6	16.1	5.6	3.3	2.9	4.2	2	8.9
Y	50	50	43	74	74	14.3	9.3	13.4	25	44	50	89	22	13.9	15.4	20	46	75	38
Cr	711	406	139	228	228	547	177	56	78	461	161	120	116	187	166	21	29	15	15.4
Ni	134	115	50	133	133	84	53	18	27	87	65	26	37	84	56	13	16	3	3.0
A/CNK	2.4	2.3	1.7	2.0	2.0	1.1	1.2	1.1	1.2	1.4	1.4	1.4	1.2	1.7	1.3	1.1	1.2	1.1	1.3
FeO*+MgO	13.7	15.3	12.9	15.9	15.9	13.7	7.3	6.2	8.7	13.4	13.9	12.3	11.3	8.7	6.8	3.48	3.8	3.3	3.4
(La/Yb) _n	8.8	6.9	9.7	3.6	3.6	57.8	55.8	19.7	13.7	8.9	9.6	5.2	38.2	18.5	20.2	28.5	10.9	14.7	6.7
Eu/Eu*	0.6	0.6	0.4	0.4	0.4	0.7	0.8	0.7	0.5	0.5	0.5	0.5	0.6	1.2	1.4	0.9	0.6	0.2	1.1

Примечание. Парагнейсы: 1—4 — высокоглинозистые, 5—8 — умеренно глинозистые; мигматиты и диатекситы: 9—11 — высокоглинозистые, 12—14 — умеренно глинозистые; 15—18 — жильные граниты. Fe₂O₃ и FeO* — общее железо.

тые кристаллы циркона. Появление граната в парагнейсе только на контакте с лейкосомой и его обилие в диатексите свидетельствуют о том, что образование граната было связано с частичным плавлением.

Аналогичную пару представляют **умеренно глинозистый гнейс (обр. 10-10b) и диатексит (обр. 10-10)**. В ортопироксен-биотитовом гнейсе с ассоциацией Орх+Bt+Grt+Pl+Qtz (обр. 10-10b) наблюдаются зерна граната с плагиоклаз-ортопироксеновыми оторочками, приуроченными к границе с лейкосомой. В насыщенных кварц-плагиоклазовым материалом участках — лейкократовых диатекситах (обр. 10-10) — присутствуют немногочисленные крупные зерна граната с Pl-Орх каймами и единичные зерна ортопироксена и биотита. В единичных случаях центральная часть граната насыщена мелкими включениями кварца, биотита, рудного минерала, для большинства зерен типичны только крупные включения кварца, биотита и плагиоклаза.

Наряду с описанными выше встречаются равномерно-зернистые лейкократовые **диатекситы без ортопироксена** (см. рис. 2, в). Диатексит (**обр. 30-08**) имеет минеральную ассоциацию Grt+Bt+Pl+Qtz+Kfs+Ilm+Rt. Гранат образует субидиоморфные или неправильной формы зерна с многочисленными крупными включениями полевых шпатов, кварца и биотита. Редкие зерна граната имеют ядро с обильными микровключениями и массивную внешнюю оболочку. Диатексит (**обр. 32-08**) (Grt+Bt+Pl+Qtz+Kfs) отличается большим содержанием калиевого полевого шпата, достигающим 25 %.

Петрографическими признаками частичного плавления в изученных породах служат: 1) наличие обособлений меланосомы и лейкосомы и участков, обогащенных лейкосомой с равномерно-зернистой массивной текстурой (диатекситов); 2) появление более крупных зерен граната в лейкократовом кварц-полевошпатовом матриксе; 3) тонкие каймы плагиоклаза/калиевого полевого шпата вокруг граната; 4) наличие в гранате крупных включений кварца и биотита, зональных включений, центральные части которых сложены кварцем, а внешние — полевым шпатом, такие включения иногда содержат тонкие длиннопризматические кристаллы циркона. Аналогичные признаки процессов плавления описаны во многих мигматизированных гнейсах, например, в работе [Kriegsman, Alvarez-Valero, 2010]. Гранат неправильной формы с обильными кварц-полевошпатовыми включениями в мигматитах рассматривается как продукт реакции инконгруэнтного плавления биотита [Jung et al., 1999].

Гранит (**обр. 199-84**) практически лишен биотита и содержит многочисленные мелкие (до 2 мм) субидиоморфные зерна граната и неправильной формы агрегаты из нескольких зерен. В гранате имеются крупные включения кварца и полевого шпата. Для более лейкократовых гранат-биотитовых гранитов (**обр. 221-84, 226-84**) типичны единичные округлые зерна граната (см. рис. 2, г), которые интенсивно замещаются буро-зеленым биотитом с низким содержанием TiO₂ (0.86—1.1 мас. %). Биотит в основной массе относительно обогащен TiO₂ (3.5—3.9 мас. %).

ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПАРАГНЕЙСОВ, МИГМАТИТОВ И ГРАНИТОВ

Парагнейсы, мигматиты и граниты имеют широкий ряд кремнекислотности — SiO₂ от 53 до 71.7 мас. % (см. табл. 1). Их общая черта — это повышенная глинозистость. По величине индекса A/CNK выделяются высокоглинозистые (2.5—1.7) и умеренно глинозистые (1.7—1.0) разности парагнейсов, кото-

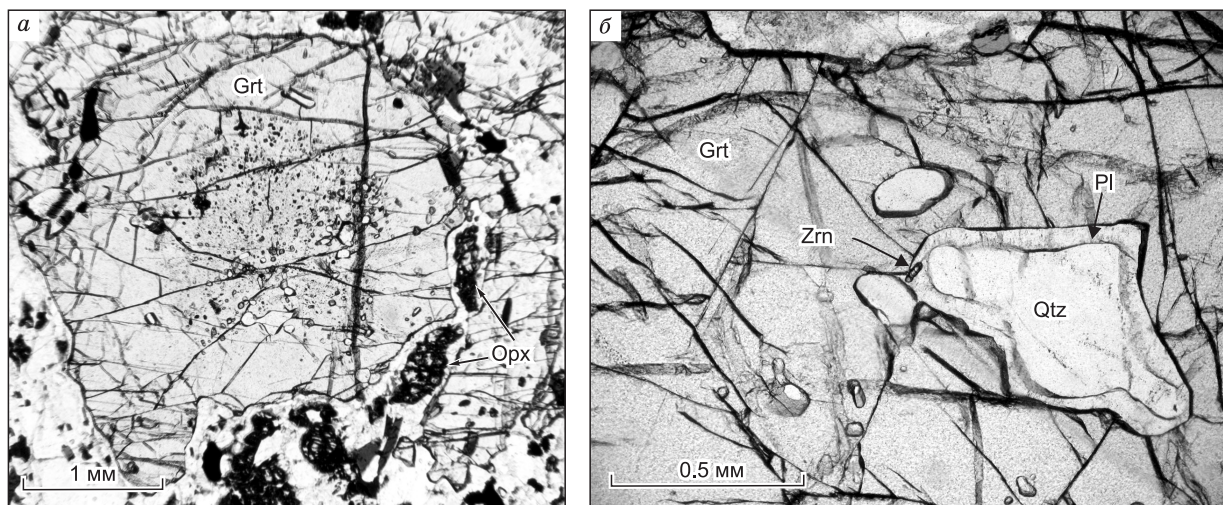


Рис. 3. Микрофотографии граната из мигматитов.

a — гранат из высокоглиноземистого мигматита (обр. 79-87) с «ситовидной» структурой центральной части зерна и ортопироксен-плагноклазовой каймой; *б* — гранат из диатексита (обр. 16-10) с двухфазным кварц-плагноклазовым включением, содержащим игольчатое зерно циркона.

рые отвечают двум вышеописанным петрографическим типам пород (см. рис. 4, *a*). Умеренно глиноземистые парагнейсы отличаются также повышенным содержанием Na_2O и пониженным $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ в сравнении с высокоглиноземистыми (см. рис. 4, *б*). Эти два ряда пород прослеживаются среди мигматитов и менее отчетливо среди гранитов (см. рис. 4, *б, в*). Содержание FeO и MgO снижается от парагнейсов к гранитам с ростом кремнекислотности (см. рис. 4, *в*). Вместе с тем даже гранатсодержащие граниты обогащены FeO и MgO в сравнении с расплавами, экспериментально полученными при плавлении пелитов и граувакк [Patiño Douce, Johnston, 1991; Montel, Vielzeuf, 1997; Patiño Douce, Harris, 1998] (см. рис. 4, *в*), что может быть следствием присутствия в их составе реститовых фаз, прежде всего граната.

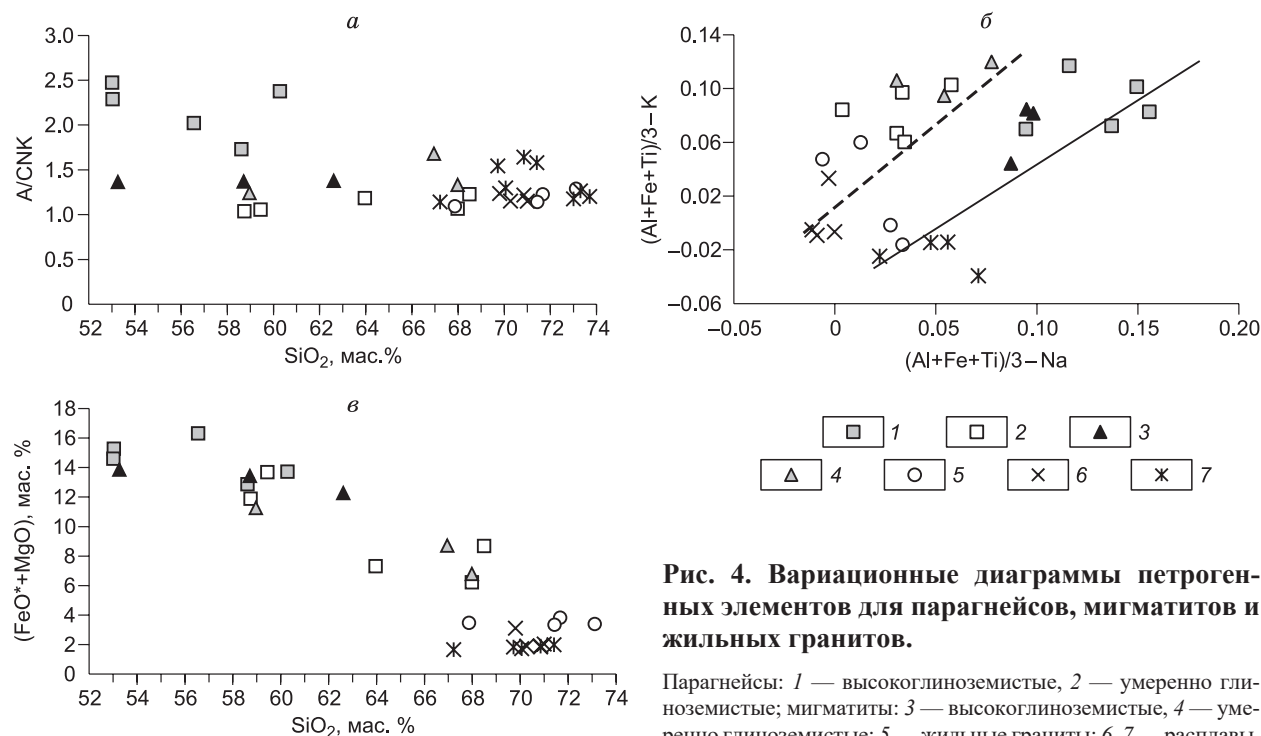


Рис. 4. Вариационные диаграммы петрогенных элементов для парагнейсов, мигматитов и жильных гранитов.

Парагнейсы: 1 — высокоглиноземистые, 2 — умеренно глиноземистые; мигматиты: 3 — высокоглиноземистые, 4 — умеренно глиноземистые; 5 — жильные граниты; 6, 7 — расплавы,

экспериментально полученные при плавлении: 6 — граувакк [Montel, Vielzeuf, 1997], 7 — пелитов [Patiño Douce, Johnston, 1991]. $A/CNK = \text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$ (мол. кол.); параметры: $(\text{Al}+\text{Fe}+\text{Ti})/3-K$ и $(\text{Al}+\text{Fe}+\text{Ti})/3-\text{Na}$ (ат. кол.).

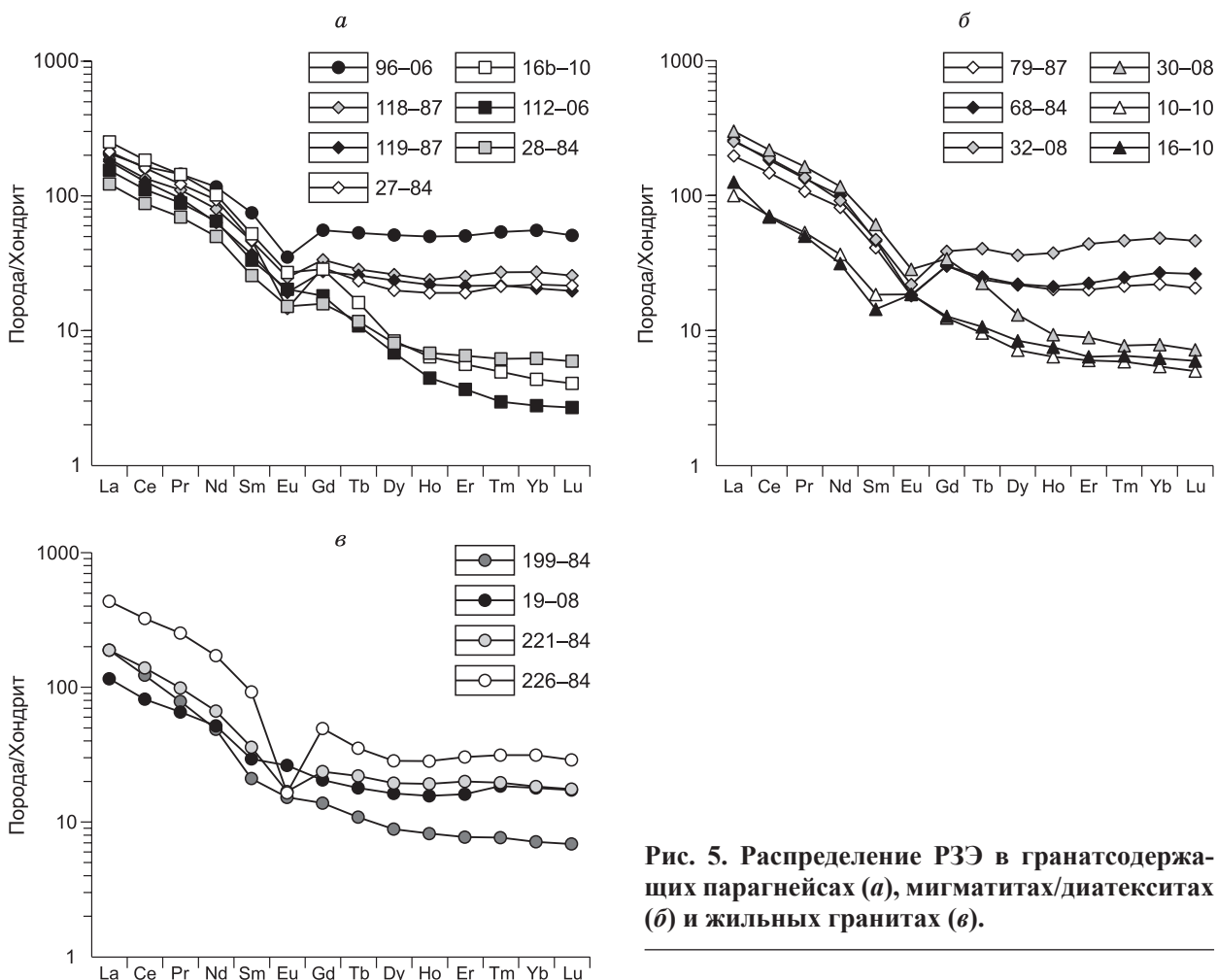


Рис. 5. Распределение РЗЭ в гранатсодержащих парагнейсах (а), мигматитах/диатекситах (б) и жильных гранитах (в).

Выявленные по величине A/CNK и K_2O/Na_2O два типа гнейсов и мигматитов отвечают, вероятно, продуктам метаморфизма и частичного плавления двух различных субстратов: пелитового и грауваккового. Породы высокоглиноземистого ряда отличаются более высокими Rb/Sr (0.6—1.8) и Rb/Ba (0.11—0.32) в сравнении с умеренно глиноземистыми гнейсами и мигматитами ($Rb/Sr = 0.1—0.3$ и $Rb/Ba = 0.07—0.11$), что согласуется с уменьшением доли глинистого компонента в их протолитах. В пользу двух типов исходных субстратов свидетельствует различный характер распределения редкоземельных элементов. Высокоглиноземистые гнейсы и мигматиты имеют повышенное содержание тяжелых РЗЭ и отчетливый европиевый минимум (рис. 5, а, б). Умеренно глиноземистые различия характеризуются более фракционированным распределением РЗЭ за счет обеднения тяжелыми РЗЭ и слабыми положительными или отрицательными европиевыми аномалиями, что отражает их относительное обогащение плагиоклазом (см. рис. 5, а, б). От первого типа пород ко второму отчетливо снижается содержание Y: 43-89 и 9-22 г/т соответственно. Эти особенности состава более слабо прослеживаются и для гранатсодержащих гранитов, которым свойственны широкие вариации содержаний тяжелых РЗЭ, Y и величин Eu/Eu^* (0.23—1.06) (см. рис. 5, в).

В пределах каждого из типов мигматиты и диатекситы частично перекрываются по содержанию SiO_2 с парагнейсами, но смещены в область более лейкократовых составов. Вместе с тем мигматиты и диатекситы не обнаруживают обеднения фермическими компонентами ($FeO^* + MgO = 6.2—13.9$ мас. %) в сравнении с парагнейсами ($FeO^* + MgO = 6.2—15.3$ мас. %). Из соотношения составов гнейсов и диатекситов следует, что формирование последних происходило при увеличении доли расплава без существенной сегрегации темноцветных минералов.

ВОЗРАСТ И РЕДКОЭЛЕМЕНТНЫЙ СОСТАВ ЦИРКОНА ИЗ ДИАТЕКСИТА

Для U-Pb датирования использованы мелкие (менее 100 мкм) длиннопризматические («игольчатые») кристаллы циркона из гранат-биотитового диатексита (обр. 30—08). Кристаллы имеют коэффициент удлинения 2—3, сглаженные вершины и слабую зональность в катодолуминесцентном изображении.

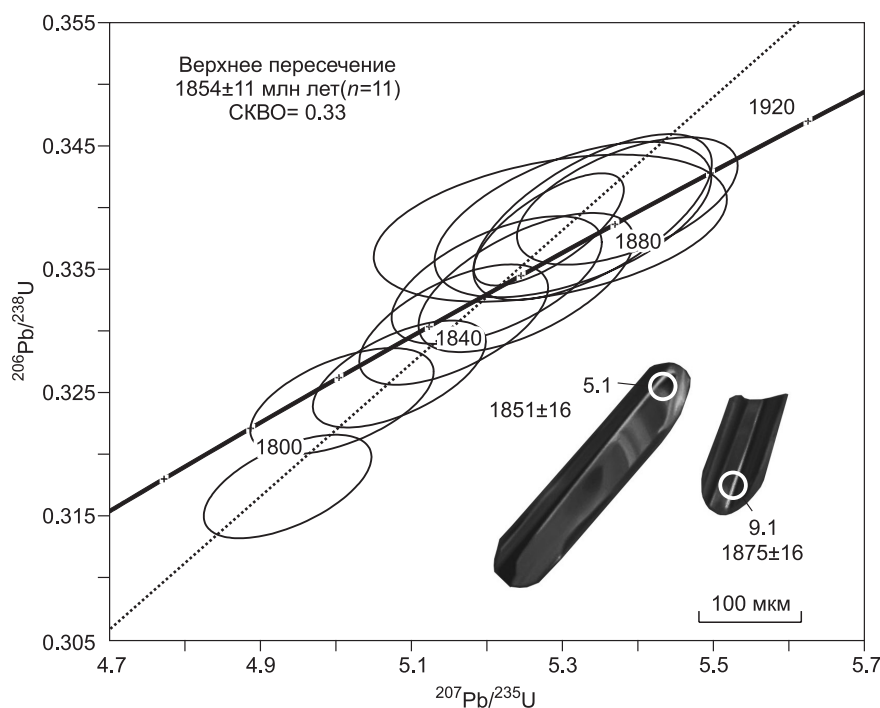


Рис. 6. Диаграмма с конкордией для циркона из диатексита (обр. 30-08).

На врезке приведено катодолуминесцентное изображение циркона с точками датирования и возрастом (млн лет) по $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$.

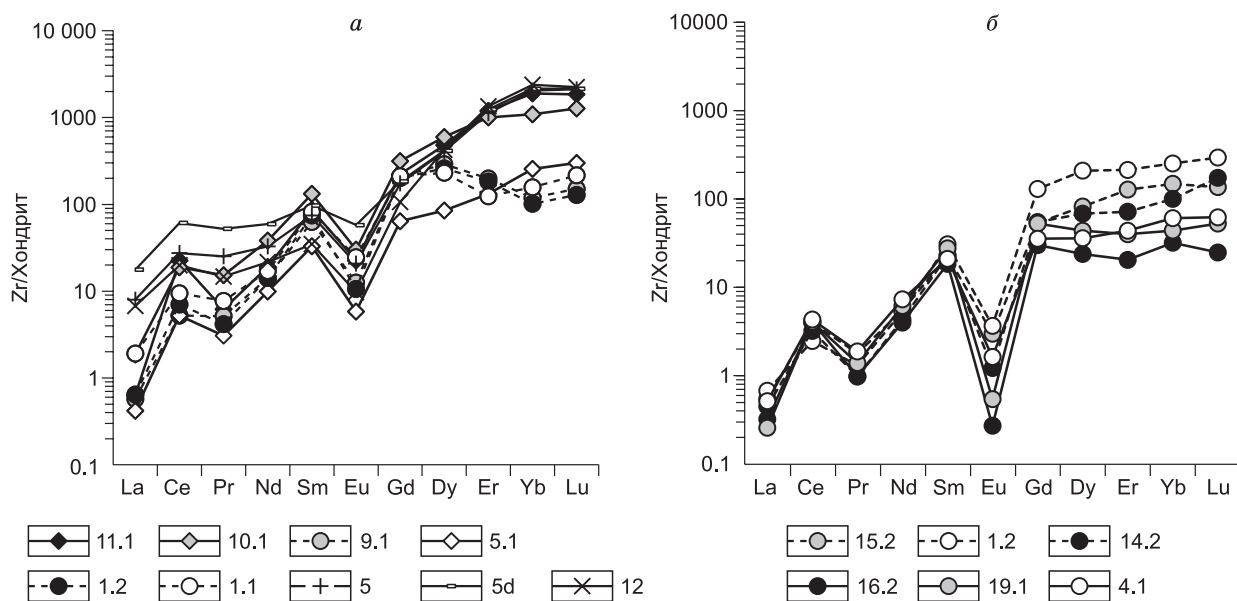


Рис. 7. Распределение РЗЭ для цирконов из диатексита (обр. 30-08) (а) и парагнейса (б) (обр. 119-87).

Для циркона из парагнейса данные заимствованы из работы [Туркина и др., 2016]. а — 5, 5d, 12 — крупные зерна циркона из включений в гранате (проанализированы в шлифе).

жении (КЛ) (рис. 6). Циркон характеризуется повышенными концентрациями U (241—1101 г/т) и низкими до умеренных Th (44—393 г/т), что определяет широкий диапазон Th/U (0.06—0.77) (табл. 2). Треть зерен циркона имеет низкое Th/U (0.06—0.22), которое нередко рассматривается в качестве индикатора метаморфического происхождения. Возраст по верхнему пересечению дискордии с конкордией для всей совокупности из 11 зерен циркона составляет 1854 ± 11 млн лет (СКВО = 0.33) (см. рис. 6) и идентичен средневзвешенному возрасту 1853 ± 9 млн лет (СКВО=0.58). Эти значения согласуются с

Таблица 2. Результаты изотопного анализа и возраст цирконов из диатексита (обр. 30-08)

Номер зерна	% 206Pb _c	U		Th	232Th/238U	206Pb*, г/т	Возраст, млн лет		D, %	238U/206Pb*	±%	207Pb*/206Pb*	±%	207Pb*/235U	±%	206Pb*/238U	±%	Rho
		U	Th	Возраст, млн лет														
				206Pb/238U			207Pb/206Pb											
1.1	0.00	332	93		0.29	95.1	1857±11	1866±15	0	2.995	0.68	0.1141	0.86	5.252	1.1	0.3339	0.68	0.624
2.1	0.07	1092	117		0.11	317	1878±8.8	1853±9.5	-1	2.956	0.54	0.1133	0.53	5.282	0.76	0.3382	0.54	0.718
3.1	0.18	486	381		0.81	136	1811±8.7	1832±16	1	3.082	0.55	0.112	0.86	5.008	1	0.3243	0.55	0.542
4.1	0.11	649	393		0.63	177	1777±8.2	1844±13	4	3.149	0.53	0.1128	0.74	4.936	0.91	0.3174	0.53	0.581
5.1	0.03	408	71		0.18	117	1858±10	1851±16	0	2.993	0.64	0.1131	0.89	5.213	1.1	0.3341	0.64	0.585
6.1	0.03	773	44		0.06	225	1883±13	1867±17	-1	2.948	0.8	0.1142	0.92	5.34	1.2	0.3392	0.8	0.656
7.1	0.14	541	115		0.22	157	1878±11	1853±30	-1	2.955	0.71	0.1133	1.6	5.284	1.8	0.3383	0.71	0.395
8.1	0.26	1101	103		0.10	310	1821±8.8	1847±14	1	3.061	0.55	0.1129	0.75	5.084	0.93	0.3265	0.55	0.596
9.1	0.20	597	338		0.58	175	1889±9.9	1875±16	-1	2.936	0.61	0.1147	0.9	5.386	1.1	0.3405	0.61	0.561
10.1	0.08	579	357		0.64	165	1841±9.8	1851±15	1	3.025	0.61	0.1132	0.81	5.156	1	0.3305	0.61	0.603
11.1	0.00	241	179		0.77	70.2	1882±12	1859±21	-1	2.95	0.75	0.1137	1.2	5.314	1.4	0.339	0.75	0.544

Примечание. Ошибки приведены на уровне 1σ. Pb* и Pb* — доли обыкновенного и радиогенного свинца соответственно. Поправка на обыкновенный свинец проведена по измеренному 204Pb. Ошибка калибровки стандарта TEMORA — 0.49 %. D — процент дискордантности, рассчитан по уравнению $D = 100 \times (\text{возраст } ^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U} / \text{возраст } ^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U} - 1)$. Rho — коэффициент корреляции ошибок отношений $^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$ и $^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$.

оценками времени метаморфизма по метаморфогенной генерации циркона из парагнейсов — 1.85—1.86 млрд лет [Туркина и др., 2010], что свидетельствует о связи частичного плавления с палеопротерозойским этапом метаморфизма.

Мелкие длиннопризматические цирконы из диатексита характеризуются двумя типами распределения PЗЭ (табл. 3, рис. 7, а). Первый тип обогащен тяжелыми PЗЭ, Y (1460—1630 г/т) и имеет Th/U = 0.55—0.33, что типично для магматических цирконов, от которых его отличает невысокое отношение $(\text{Lu/Gd})_n = 4.0—8.3$. Для второго типа установлены низкие концентрации Y (376—535 г/т), «плоское» распределение тяжелых PЗЭ с крайне низким $(\text{Lu/Gd})_n$ (0.6—1.0) и пониженное Th/U (0.08—0.2). Обеднение тяжелыми PЗЭ и Y типично для циркона, образующегося в равновесии с гранатом. Промежуточное положение занимает одно зерно циркона, обедненное тяжелыми лантаноидами и Y (250 г/т) с низким Th/U (0.1), но более высоким $(\text{Lu/Gd})_n = 4.7$. Крупные (≥ 200 мкм) призматические кристаллы циркона, в том числе образующие включения в гранате, имеют наиболее высокие содержания Y (1448—1956 г/т), тяжелых PЗЭ (Yb = 428—498 г/т) и по высокому $(\text{Lu/Gd})_n = 12—21$ соответствуют циркону магматического происхождения [Hoskin, Schaltegger, 2003]. От «игольчатых» цирконов, обогащенных тяжелыми PЗЭ и Y, крупные зерна отличает также пониженное Th/U (0.09—0.11), обусловленное обогащением U (1975—3025 г/т).

ЗОНАЛЬНОСТЬ ГРАНАТА ИЗ ПАРАГНЕЙСОВ, МИГМАТИТОВ И ГРАНИТОВ

Все изученные гранаты являются пиропальмандиновыми твердыми растворами с низким содержанием гроссулярового и спессартинового компонентов (табл. 4). Они характеризуются слабой зональностью с незначительным снижением пиропового компонента в краевой зоне. Содержание редких элементов в гранате приведено в табл. 5. Для гранатов из парагнейсов и мигматитов установлено два типа зональности: 1) с постепенным снижением Grs компонента, тяжелых лантаноидов и Y от центра к краю зерна и 2) с практически постоянным низким их содержанием в сочетании с ростом в краевой зоне граната.

Первый тип зональности — «колоколообразное» распределение Grs компонента со слабым снижением от центра с «ситовидной» структурой к промежуточной зоне (от 4.0 до 3.8 %) и резким падением в краевой части зерна (до 3.2—2.8 %) — установлен для граната из высокоглиноземистого силлиманит-кордиерит-гранатового гнейса (обр. 119—87) (рис. 8, а). Подобная зональность по Grs типична и для гра-

Таблица 3. Содержание редких элементов (г/т) в цирконах из диатексита (обр. 30-08)

Компонент	Номер зерна								
	11.1	10.1	9.1	5.1	1.2	1.1	5	5d	12
La	0.2	0.6	0.2	0.1	0.2	0.6	2.47	5.5	2.10
Ce	18.2	15.2	4.2	4.2	5.7	7.6	22.23	49.4	16.07
Pr	0.8	1.9	0.6	0.4	0.5	0.9	3.08	6.4	1.80
Nd	11.4	23.0	8.5	6.0	8.5	10.3	19.67	35.6	12.99
Sm	16.9	25.8	12.2	6.4	14.5	16.0	14.52	18.9	6.80
Eu	1.7	2.2	0.9	0.4	0.8	1.8	1.53	4.2	0.72
Gd	58	82	54	17	52	55	45.2	47.7	27.6
Dy	155	192	94	27	84	75	131.3	133	137.1
Er	251	211	42	28	38	26	236.1	261	282.6
Yb	397	228	25	54	21	33	428	448	498
Lu	60	41	4.8	9.6	4.1	7.0	68.0	69.1	72.2
Y	1460	1628	535	250	512	376	1448	1512	1956
Th	238	561	191	72	111	110	299	346	183
U	429	1186	579	732	545	1414	2685	3025	1975
Hf	8688	8993	9559	9724	9604	10498	10017	10023	10419
Ti	25.0	32.1	20.0	18.0	20.2	18.4	32.4	13.4	37.6
(Lu/Gd) _n	8.3	4.0	0.7	4.7	0.6	1.0	12.1	11.7	21.1
Eu/Eu*	0.16	0.15	0.11	0.13	0.09	0.19	0.18	0.43	0.16
Ce/Ce*	11.4	3.5	3.0	4.6	4.3	2.5	1.9	2.0	2.0
Th/U	0.55	0.47	0.33	0.10	0.20	0.08	0.11	0.11	0.09
T, °C	829	855	806	795	807	797	856	767	873

Примечание. $Eu/Eu^* = Eu_n / \sqrt{(Sm_n \times Gd_n)}$, $Ce/Ce^* = Ce_n / \sqrt{(La_n \times Pr_n)}$, n — отношение, нормированное по хондриту [Boynnton, 1984].

натов из других парагнейсов. Этот гранат имеет максимальные концентрации Y (до 890 г/т) и тяжелых РЗЭ (Yb до 117 г/т) в ядре (см. табл. 5, рис. 8, б, в). От центра к краю происходит обеднение тяжелыми РЗЭ и Y, снижается и степень фракционирования тяжелых лантаноидов с уменьшением $(Yb/Gd)_n$ от 10 до 1. Величина Eu минимума возрастает от центра к краю (Eu/Eu^* от 0.13 до 0.03). Следует отметить слабое обогащение граната Zr в краевой зоне.

Более сложный характер зональности имеет гранат из высокоглиноземистого мигматита (обр. 79—87) (см. рис. 8, з—е). Максимальное обогащение достигается не в центре, а в промежуточной зоне, где концентрации Y (450—740 г/т) и тяжелых РЗЭ (Yb = 62—105 г/т) сопоставимы с содержанием в центральной и промежуточной зонах граната из высокоглиноземистого парагнейса (обр. 119-87). Краевая зона этого граната характеризуется резким снижением содержания Grs компонента, Y и тяжелых РЗЭ.

В диатекситах и парагнейсах на границе с лейкосомой наиболее распространены гранаты с практически постоянным содержанием Grs компонента, тяжелых РЗЭ и Y в пределах зерна, слабый рост которых происходит в краевой зоне (рис. 9, 10). Эти гранаты отличаются низким содержанием тяжелых РЗЭ (Yb = 10—25 г/т) и Y (104—255 г/т). Для них характерно нефракционированное распределение тяжелых лантаноидов с низким $(Yb/Gd)_n$ (0.8—1.1), возрастающим в краевой зоне ($(Yb/Gd)_n$ до 1.3—1.5), а также резкий Eu минимум ($Eu/Eu^* = 0.04—0.11$). Содержание Zr в этих гранатах также слабо возрастает от центра к краю. Исключением является гранат в одном из мигматитов (обр. 10—10), который характеризуется слабым снижением Grs компонента от центра к краю (3.4 до 2.5 %), но пониженным и слабоизменяющимся содержанием Y и тяжелых РЗЭ подобно другим гранатам из диатекситов (см. рис. 9, в, з).

В гранат-биотитовом диатексите (обр. 30-08) гранат имеет два типа зональности. В одних зернах имеет место рост Grs компонента от ядра (5.7—6.2 %) к краевой зоне (7.0—7.4 %) одновременно со слабым накоплением Y и тяжелых РЗЭ (рис. 11, в, з), что типично для гранатов из других мигматитов. Более крупное зерно граната имеет ядро с ситовидной структурой, обогащенное Grs компонентом, Y и тяжелыми РЗЭ (см. рис. 11, а, б), их концентрации достигают установленных для центральной части граната в парагнейсе (обр. 119-87). Краевая зона граната резко обеднена Grs (от 9.5 до 6.4—7.0 %), Y (от 900 до 246 г/т) и тяжелыми РЗЭ (Yb от 190 до 17 г/т). Таким образом, центральная часть этого граната, вероятно, сохраняет зональность, типичную для граната из гнейсов, тогда как оболочки деплетированы Y и тяжелыми РЗЭ подобно другим гранатам из мигматитов.

Таблица 4.

Состав граната из парагнейсов, мигматитов и жильных гранитов

Компонент	119-87			79-87			10-10			16-106		16-10	
	с	м	г	с	м	г	с	м	г	с	г	с	г
SiO ₂ , мас. %	38.09	37.95	38.00	38.31	38.2	38.21	39.16	38.86	39.10	39.17	38.75	38.48	38.42
TiO ₂	0.05	0.03	0.02	0.04	0.03	0.03	0.03	0.05	0.03	0.02	0.02	0.03	0.02
Al ₂ O ₃	21.32	21.38	21.38	21.26	21.3	21.14	21.87	21.72	21.85	21.98	21.79	21.42	21.39
Cr ₂ O ₃	0.04	0.04	0.05	0.02	0.01	0.02	0.03	0.08	0.08	0.09	0.13	0.03	0.04
FeO	30.32	30.61	31.03	26.74	26.8	27.50	26.95	27.25	27.38	27.95	28.01	30.79	30.92
MnO	0.58	0.55	0.56	2.54	2.54	2.62	0.56	0.53	0.54	1.07	1.12	0.91	0.88
MgO	7.89	7.81	7.65	8.43	8.23	8.27	10.09	9.78	9.73	8.93	8.76	6.97	6.77
CaO	1.47	1.39	1.17	2.01	2.15	1.47	1.15	0.93	0.97	1.22	1.49	1.18	1.33
Сумма	99.8	99.8	99.9	99.38	99.2	99.27	99.9	99.3	99.7	100.5	100.1	99.8	99.8
Alm, %	0.65	0.65	0.66	0.57	0.57	0.59	0.57	0.59	0.59	0.60	0.60	0.67	0.68
Py	0.30	0.30	0.29	0.32	0.31	0.31	0.38	0.38	0.37	0.34	0.33	0.27	0.26
Grs	0.040	0.038	0.032	0.055	0.06	0.040	0.031	0.026	0.027	0.034	0.041	0.033	0.037
Sps	0.012	0.012	0.012	0.055	0.05	0.057	0.012	0.012	0.012	0.023	0.024	0.020	0.020

Компонент	30-08			30-08		32-08		199-84		221-84		226-84	
	с	м	г	с	г	с	г	с	г	с	г	с	г
SiO ₂ , мас. %	37.77	37.94	37.95	37.90	38.11	38.51	38.38	38.78	38.60	38.26	37.97	37.67	37.87
TiO ₂	0.07	0.02	0.03	0.03	0.04	0.02	0.00	0.03	0.06	0.02	0.00	0.04	0.03
Al ₂ O ₃	20.75	20.69	20.69	20.66	20.72	21.04	20.92	21.60	21.56	21.31	21.47	21.06	21.10
Cr ₂ O ₃	0.01	0.04	0.06	0.05	0.06	0.03	0.05	0.03	0.06	0.00	0.04	0.01	0.01
FeO	30.02	30.86	30.87	31.13	30.81	29.87	30.01	29.62	29.46	32.89	33.25	34.01	34.01
MnO	1.06	1.07	1.06	1.06	1.05	0.63	0.63	0.82	0.81	1.14	1.19	1.76	1.75
MgO	6.34	6.39	6.65	6.56	6.60	8.19	7.93	8.03	8.10	5.40	5.21	3.70	3.77
CaO	3.31	2.65	2.34	2.14	2.51	1.50	1.62	1.01	1.21	1.17	0.98	2.07	1.54
Сумма	99.35	99.70	99.68	99.53	99.89	99.81	99.56	100.0	99.9	100.3	100.1	100.4	100.1
Alm, %	0.64	0.66	0.66	0.67	0.66	0.64	0.64	0.64	0.64	0.73	0.74	0.76	0.76
Py	0.242	0.244	0.253	0.251	0.251	0.310	0.302	0.31	0.31	0.21	0.21	0.15	0.15
Grs	0.091	0.073	0.064	0.059	0.069	0.041	0.044	0.028	0.033	0.033	0.028	0.059	0.044
Sps	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.01	0.01	0.018	0.018	0.026	0.027	0.040	0.040

Примечание. Зоны граната: с — ядро, м — промежуточная, г — край.

Различный характер зональности имеют гранаты из жильных гранитов. Гранат из меланократового гранита (обр. 199-84) подобно гранатам из мигматитов характеризуется слабым ростом Grs компонента от центра к краю и низкими концентрациями тяжелых РЗЭ, Y в ядре с обогащением в краевой зоне (рис. 12, а, б), но его отличает повышенное содержание Zr (30—43 г/т). Напротив, гранаты из двух других образцов лейкократовых гранитов (обр. 221-84, 226-84) характеризуются снижением Grs, тяжелых РЗЭ и Y от центра к краю и обеднены Zr (5—17 г/т) (табл. 5, рис. 12, в, з). Все гранаты из гранитов имеют более резко выраженную Eu аномалию ($Eu/Eu^* = 0.02—0.04$) в сравнении с гранатами из гнейсов и мигматитов.

ОЦЕНКА ТЕМПЕРАТУР МЕТАМОРФИЗМА И ЧАСТИЧНОГО ПЛАВЛЕНИЯ

Полученные ранее оценки условий метаморфизма составляют 6—7 кбар при $T = 670—780\text{ }^{\circ}\text{C}$ [Сухоруков, 2013], и указанные температуры, вероятно, ниже пиковых значений, что связано с железомagneзиальным обменом на регрессивной стадии [Fitzsimons, Harley, 1994]. Они близки к температурам солидуса при дегидратационном плавлении метapelитов и граувакк [Vielzeuf, Montel, 1994; Patiño Douce, Harris, 1998].

Для оценки температур метаморфизма и частичного плавления использованы термометры по содержанию Ti в цирконе и Zr в рутиле [Watson et al., 2006]. В высокоглиноземистом гнейсе циркон имеет узкий диапазон содержания Ti (15.5—22.5 г/т), что соответствует $T = 790—830\text{ }^{\circ}\text{C}$. Максимальные температуры, рассчитанные по содержанию Ti в цирконе (~825—830 °C), согласуются с температурами, определенными по содержанию Zr в рутиле (Zr = 2060—2105 г/т), ~830 °C (см. табл. 3, 6). В гранат-био-

Таблица 5. Содержание редких элементов (г/т) в гранате из парагнейсов, мигматитов и жильных гранитов

Компо- нент	119-87			79-87			10-10			16-10b			16-10			30-08			30-08			32-08			199-84			221-84			226-84		
	Парагнейс			Мигматит			Диатексит			Диатексит			Диатексит			Диатексит			Диатексит			Диатексит			Гранит			Гранит			Гранит		
	с	m	r	с	m	r	с	m	r	с	r	с	r	с	r	с	m	r	с	r	с	r	с	r	с	r	с	r	с	r			
La	0.05	0.02	0.02	0.04	0.01	0.04	0.02	0.03	0.01	0.03	0.02	0.01	0.01	0.003	0.048	0.014	0.04	0.01	0.013	0.006	0.01	0.03	0.02	0.02	0.24	0.01	0.02	0.02	0.24	0.01			
Ce	0.16	0.09	0.08	0.12	0.04	0.13	0.10	0.12	0.06	0.11	0.07	0.03	0.09	0.03	0.21	0.17	0.14	0.11	0.013	0.02	0.08	0.11	0.07	0.09	0.84	0.01	0.07	0.09	0.84	0.01			
Pr	0.02	0.03	0.03	0.04	0.05	0.06	0.06	0.06	0.05	0.04	0.03	0.003	0.06	0.09	0.09	0.15	0.12	0.12	0.012	0.02	0.08	0.07	0.01	0.06	0.00	0.02	0.01	0.02	0.06	0.00			
Nd	1.13	1.55	1.35	0.97	1.51	1.53	2.15	2.42	1.90	1.16	1.20	0.34	2.12	4.09	3.13	4.02	3.24	3.07	0.24	0.54	2.35	2.05	0.68	0.64	0.27	0.68	0.84	0.64	0.27	0.68			
Sm	4.38	5.95	6.89	3.18	2.47	3.19	4.91	7.13	6.38	4.14	4.62	4.62	7.97	16.73	11.98	11.91	11.88	11.5	1.74	2.57	8.64	7.59	4.76	2.63	1.26	2.84	4.76	2.63	1.26	2.84			
Eu	0.31	0.33	0.20	0.62	0.51	0.18	0.20	0.29	0.24	0.21	0.28	0.25	0.37	0.33	0.26	0.23	0.23	0.28	0.14	0.16	0.15	0.14	0.08	0.06	0.06	0.09	0.09	0.06	0.06	0.06			
Gd	14.2	14.5	17.6	12.4	10.5	9.4	9.0	13.3	14.1	16.0	27.0	19.0	29.4	35.2	31.5	29.9	31.71	32.7	9.1	10.0	25.2	27.5	31.8	15.6	33.2	103.7	89.2	15.6	33.2	14.8			
Dy	93.2	54.0	35.1	34.1	52.9	16.6	13.7	23.2	17.8	24.3	65.6	34.5	56.5	90.5	48.5	42.1	37.63	42.6	18.0	17.1	25.8	46.0	103.7	99.3	65.3	103.7	89.2	103.7	99.3	65.3			
Er	113.0	42.8	20.5	26.5	63.4	5.4	7.8	14.5	6.8	9.5	40.6	17.6	33.9	144.3	37.0	19.8	19.22	23.2	11.1	10.2	9.1	30.0	86.1	102.0	19.4	86.1	111.3	111.3	102.0	19.4			
Yb	117.3	39.4	19.5	26.6	61.9	5.4	8.4	13.2	5.4	10.0	35.7	14.1	31.3	191.2	46.8	17.2	19.66	24.5	9.7	9.9	10.0	32.8	78.7	84.4	15.9	78.7	118.1	118.1	84.4	15.9			
Lu	14.3	4.7	2.9	3.4	7.8	1.1	1.3	2.1	1.2	1.8	5.5	2.4	4.9	25.84	6.27	3.01	3.21	3.85	1.51	1.64	1.9	4.7	9.7	8.3	3.8	9.7	13.9	13.9	8.3	3.8			
Y	800	425	230	264	451	80	98	154	88	160	432	186	353	902	366	246	226	255	109	104	160	341	802	884	268	802	859	859	884	268			
Zr	25	33	34	14	17	19	15	22	21	17	23	8	21	27	23	19	22	21	14	18	31	40	17	6.2	4.8	17	11	17	11	6.2	4.8		
Eu/Eu*	0.12	0.11	0.06	0.3	0.3	0.1	0.09	0.11	0.08	0.08	0.08	0.08	0.07	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.11	0.09	0.03	0.03	0.02	0.04	0.04	0.02	0.02	0.04	0.04	0.02			
(Yb/Gd) _n	10.1	3.4	1.5	2.7	7.3	0.7	1.1	1.5	0.5	0.8	1.6	0.9	1.3	5.9	1.6	0.8	0.81	0.9	1.3	1.3	0.5	1.5	3.1	9.4	7.1	3.1	9.4	9.4	7.1	0.6			
Grs, %	4.0	3.8	3.2	5.5	5.9	4.0	3.1	2.6	2.7	3.4	4.1	3.3	3.7	9.1	7.3	6.4	5.9	6.9	4.1	4.3	2.8	3.3	3.3	2.8	5.9	4.4	3.3	2.8	5.9	4.4			
Тип гра- нага	Grt I			Grt I			Grt II			Grt II			Grt II			Grt I			Grt II			Grt II			Grt II			Grt III			Grt III		

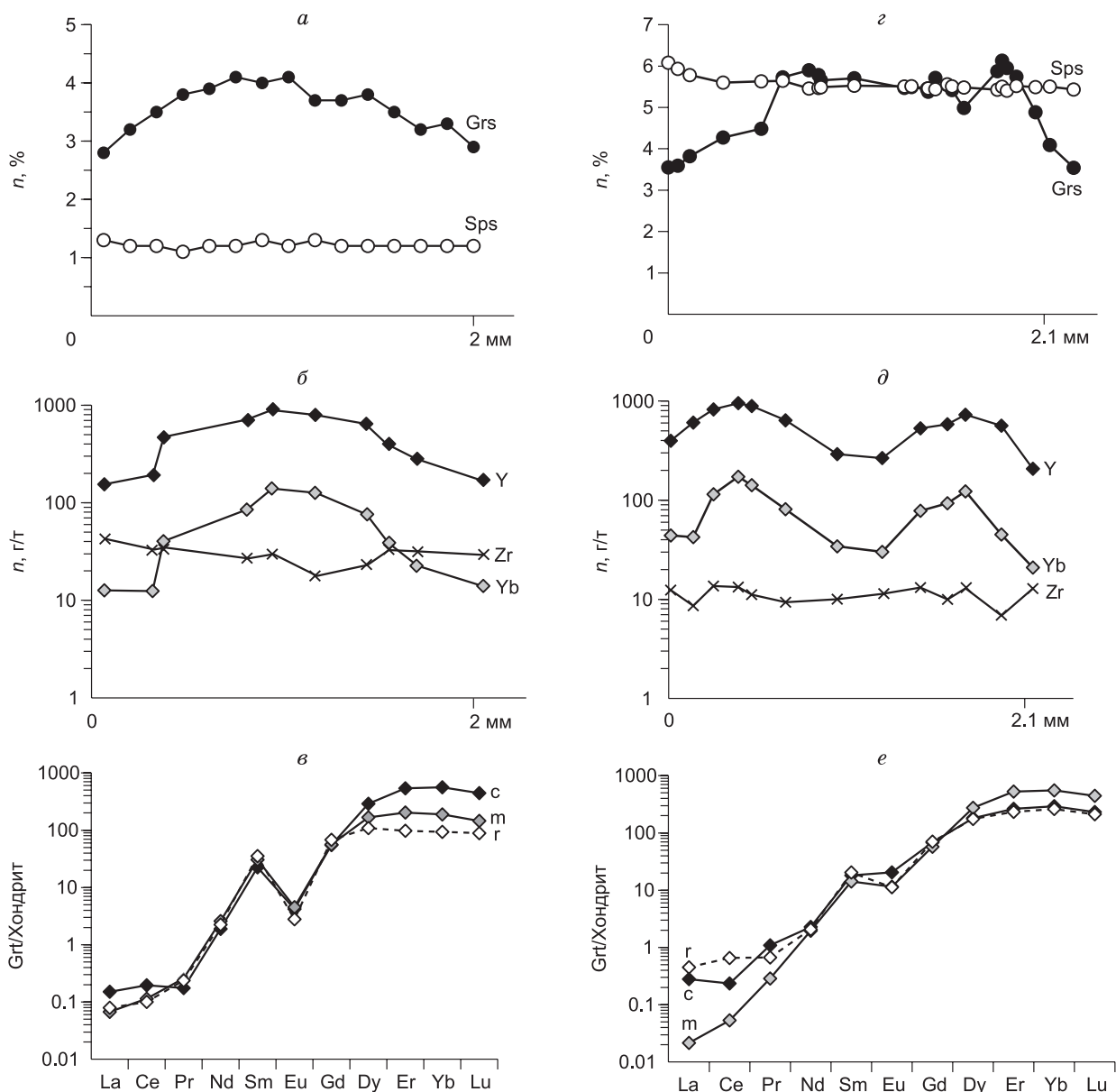


Рис. 8. Зональность по главным компонентам, Y, Yb, Zr и распределение РЗЭ для граната из высокоглиноземистого парагнейса (обр. 119-87) (а—в) и мигматита (обр. 79-87) (з—е).

Здесь и далее: горизонтальная шкала — размер зерна.

титовом диатексите (обр. 30-08) два типа циркона различаются по распределению РЗЭ и температурам образования. Для первого типа с распределением РЗЭ, типичным для магматических относительно обогащенных Ti цирконов (25—32 г/т), температуры составляют 830—855 °С, а для второго, обедненного тяжелыми РЗЭ, Y и Ti (18—20 г/т), отчетливо ниже — 810—795 °С (см. табл. 3, 6). Максимальные температуры, определенные по циркону, согласуются с температурами, рассчитанными по содержанию Zr в рутиле (Zr = 2322—2800 г/т) и составляющими 844—867 °С.

Следует отметить, что рутил из парагнейса и диатексита характеризуется широким диапазоном концентраций Zr. Только единичные зерна в обоих породах по температурам сопоставимы с цирконом. Для большинства зерен T находятся в диапазоне от 660 до 540 °С и близки к температурам закрытия (от 560 до 730 °С) объемной диффузии Zr в зернах рутила с диаметром 100 мкм [Watson et al., 2006]. Предполагается, что значительный интервал концентраций Zr и температур образования рутила обусловлен внутризерновой диффузией и перераспределением редких элементов при рекристаллизации во флюидонасыщенной среде [Meyer et al., 2011].

Таблица 6. Содержание Zr и температуры образования рутила из парагнейса (обр. 118-87) и диатексита (обр. 30-08)

Образец	Точка	Zr, г/г	T, °C
118-87	8	2059	830
	12	2105	833
	10	373	661
	1	282	639
	7	180	604
	9	176	602
	6	176	603
	11	124	577
	2	129	580
	3	138	585
30-08	1	2800	867
	6	2322	844
	9	2546	856
	10	207	615
	5	216	618
	8	134	583
	2	69	539
	3	90	556
	4	120	575
	7	76	545

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Происхождение граната

По текстурно-структурным особенностям и составу в изученных породах могут быть выделены три типа граната (см. табл. 5). Первый тип (Grt I) образует ядра в парагнейсах (обр. 119-87), мигматитах (обр. 79-87) и диатекситах (обр. 30-08) и содержит мелкие включения биотита, кварца, плагиоклаза, реже силлиманита. Его образование, вероятно, связано с протеканием метаморфической реакции с повышением температуры: $\text{Bt} + \text{Pl} + \text{Al}_2\text{SiO}_5 + \text{Qtz} \rightarrow \text{Grt} + \text{Kfs} + \text{H}_2\text{O}$ [Spear, Kohn, 1996]. Для умеренно глиноземистых низкокальциевых разностей гнейсов реакция образования граната может иметь вид: $\text{Bt} + \text{Pl}_1 + \text{Qtz} \rightarrow \text{Grt} + \text{Pl}_2 + \text{Kfs} + \text{H}_2\text{O}$. Первый тип граната характеризуется наиболее высоким содержанием Grs компонента с тенденцией его снижения от центра к внешней зоне.

Второй тип (Grt II) с крупными включениями кварца и полевых шпатов, в том числе двухфазными, представлен доминирующими зернами в диатекситах и появляется в парагнейсах на границе с лейкосомой. Вероятно, к этому же типу можно отнести внешние массивные зоны граната в парагнейсах и мигматитах (обр. 119-87, 79-87). Его образование связано с инконгруэнтным плавлением биотита, которое в умеренно глиноземистых граувакках происходит по реакциям: $\text{Bt} + \text{Pl} + \text{Qtz} \rightarrow \text{Grt} + \text{Kfs} + \text{L}$ и $\text{Bt} + \text{Pl} + \text{Qtz} \rightarrow \text{Opx} + \text{Grt} + \text{Kfs} + \text{L}$ [Vielzeuf, Montel, 1994], а в высокоглиноземистых метапелитах $\text{Ms/Bt} + \text{Pl} + \text{Qtz} \rightarrow \text{Grt} + \text{Kfs} + \text{L}$ [Patiño Douce, Harris, 1998]. Образование граната при плавлении отвечает $P \geq 5-6$ кбар [Vielzeuf, Montel, 1994; Patiño Douce, Harris, 1998]. Большин-

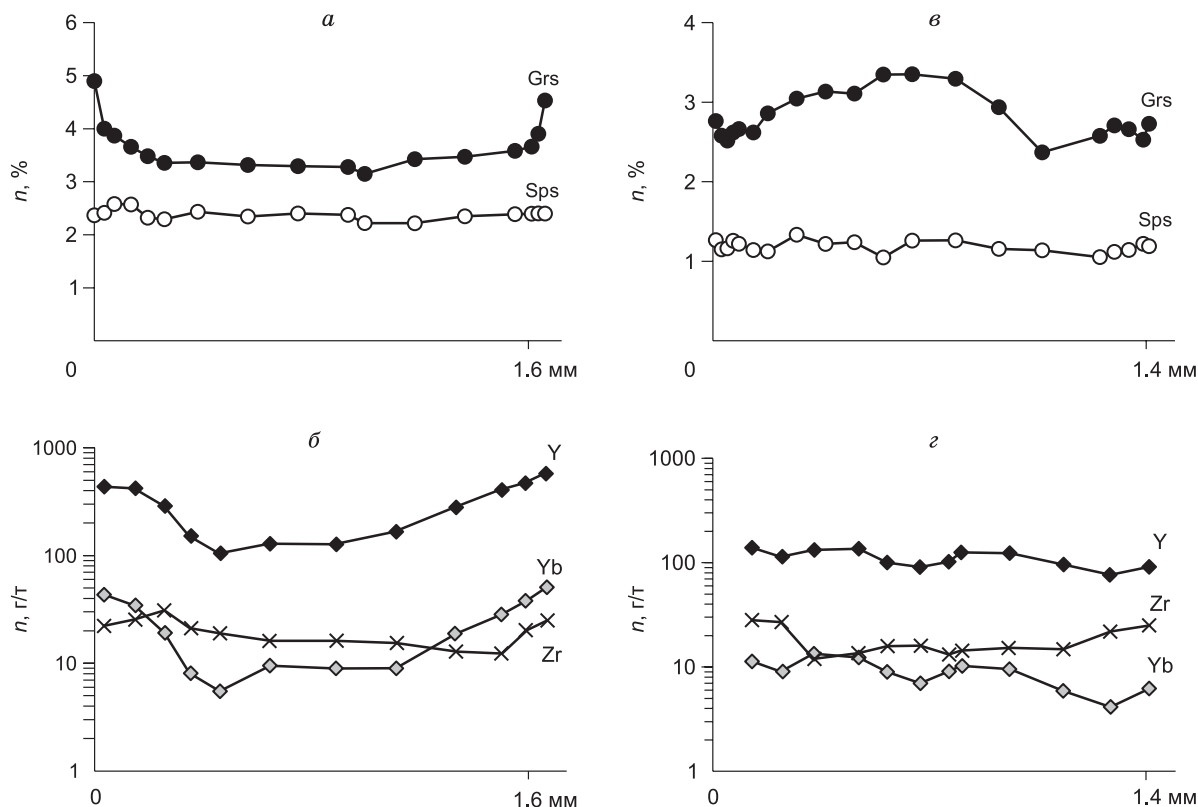


Рис. 9. Зональность по главным компонентам, Y, Yb, Zr граната: а, б — из парагнейса на границе с лейкосомой (обр. 16-10b), в, г — из диатексита (обр. 10-10).

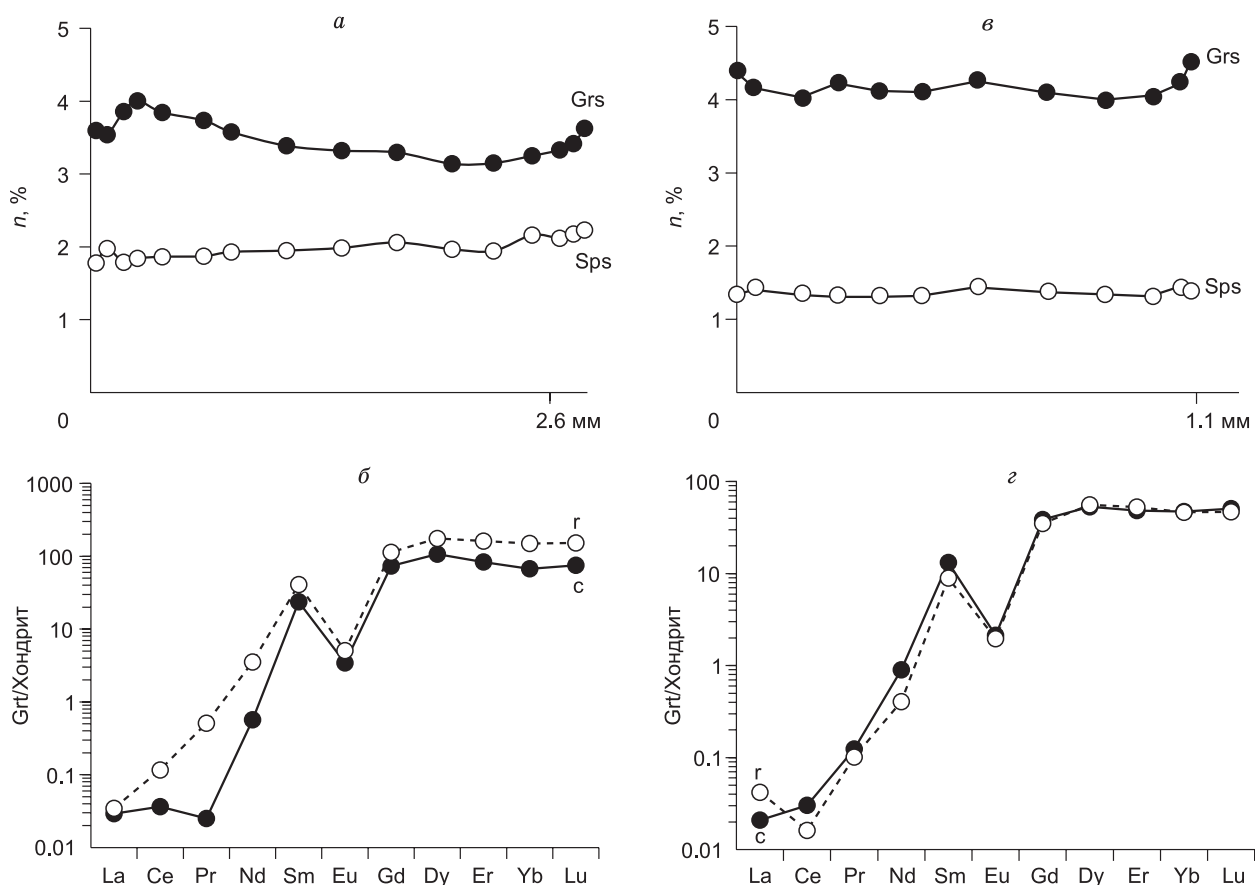


Рис. 10. Зональность по главным компонентам и распределение РЗЭ для граната из диатекситов: а, б — обр. 16-10, в, з — обр. 32-08.

ство гранатов в низкокальцевых умеренно глиноземистых диатекситах и располагающихся на границе с лейкосомой парагнейсах не имеют высококальцевого ядра с ситовидной структурой и характеризуются низким содержанием Grs компонента (3.3—3.4 %) в центральной и промежуточной зонах, что указывает на его формирование как перитектической фазы при плавлении. Такое же происхождение, вероятно, имеет и низкокальцевое ядро граната (Grs 2.7—3.1 %) в меланократовом граните (обр. 199-84).

Более сложный характер зональности имеет гранат из высокоглиноземистого мигматита (обр. 79-87), который характеризуется ростом Grs в промежуточной зоне по сравнению с ядром. Резкое снижение Grs компонента во внешней кайме этого граната, так же как и для других гранатов из диатекситов, отражает ее образование в результате реакции инконгруэнтного плавления биотита.

Гранаты из лейкократовых гранитов (обр. 221-84, 226-84) представляют третий тип (Grt III) и, вероятно, имеют магматическое происхождение, снижение Grs компонента от центра к краю может быть объяснено обеднением расплава CaO в результате фракционной кристаллизации плагиоклаза.

Дискуссионным остается вопрос о причинах роста содержания Grs компонента в краевой зоне перитектических гранатов. По экспериментальным данным [Newton, Perkins, 1982], образование плагиоклаз-ортопироксеновых сростаний вокруг граната происходит при взаимодействии с расплавом по реакции $\text{Grt} + \text{Qtz} + \text{L} \rightarrow \text{Pl} + \text{Opx}$ при снижении давления. Обогащение Grs компонентом в краевой зоне может быть обусловлено диффузией Ca, высвобождающегося при частичном растворении граната в присутствии расплава. Еще один вариант изменения содержания Grs компонента в гранате при плавлении рассмотрен в работе [Spear, Kohn, 1996]. Плавление приводит к увеличению Na/Ca отношения в расплаве относительно сосуществующего плагиоклаза, что должно сопровождаться ростом содержания An компонента в новообразованном плагиоклазе. Гранат, растущий в равновесии с этим плагиоклазом, будет иметь более высокое содержание Grs компонента. Такая закономерность установлена для гранатов из мигматитов формации Рангелей [Spear, Kohn, 1996]. Обогащенные Grs компонентом внешние зоны граната из мигматитов этого комплекса характеризуются также накоплением Y, Sc, Cr. Эта интерпретация

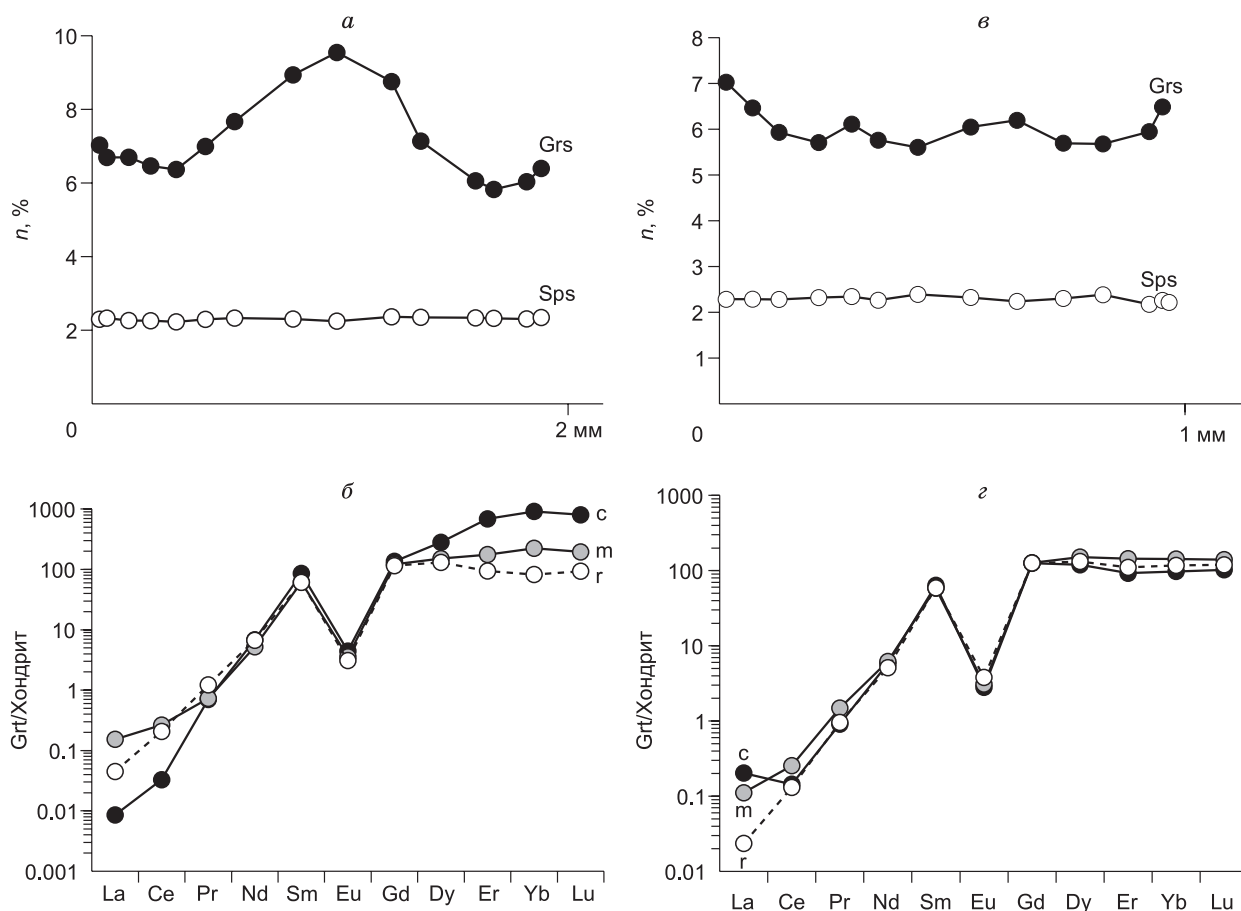


Рис. 11. Два типа зональности по главным компонентам и распределение РЗЭ для граната из лейкократового диатексита (обр. 30-08).

Тип зональности: а, б — первый, в, г — второй.

может быть применена для объяснения увеличения Grs компонента в промежуточной зоне граната из высокоглиноземистого мигматита (обр. 79-87) на начальной стадии плавления.

Редкоэлементный состав и процессы образования граната

Предложенная интерпретация процессов образования граната может быть тестирована на основании распределения редких элементов (см. табл. 5). Зональность в метаморфической генерации граната (Grt I) с обеднением Grs компонентом, тяжелыми РЗЭ и Y согласуется с моделью равновесного распределения в закрытой системе, т. е. рэлеевским фракционированием совместимых компонентов при образовании граната [Otamendi et al., 2002].

Обеднение РЗЭ и Y краевых зон граната в мигматизированных гнейсах или в целом низкие их концентрации в перитектическом гранате (Grt II) из диатекситов могут быть следствием низких концентраций этих элементов в минералах, участвующих в плавлении. Все исследованные перитектические гранаты характеризуются слабофракционированным распределением тяжелых РЗЭ с низким $(Yb/Gd)_n = 0.7—1.5$, что резко отличает их от метаморфической генерации граната с высоким $(Yb/Gd)_n = (5.9—10.1)$, снижающимся к внешней зоне ($(Yb/Gd)_n = 3.4—1.6$). Другим источником тяжелых РЗЭ и Y в расплаве служит циркон. Его растворение при температурах выше солидуса приводит к слабым вариациям содержания Zr в перитектическом гранате (15—24 г/т). Дополнительным признаком перитектического граната служит его более глубокий европиевый минимум в сравнении с метаморфическим гранатом. Это отчетливо просматривается при сопоставлении метаморфических ядер и перитектических оболочек отдельных зерен граната из высокоглиноземистых гнейсов и мигматитов. В мигматизированном парагнейсе (обр. 119-87) величина Eu/Eu^* снижается от 0.11—0.13 до 0.03—0.04, а в мигматите (обр. 79-87) от 0.33 до 0.06.

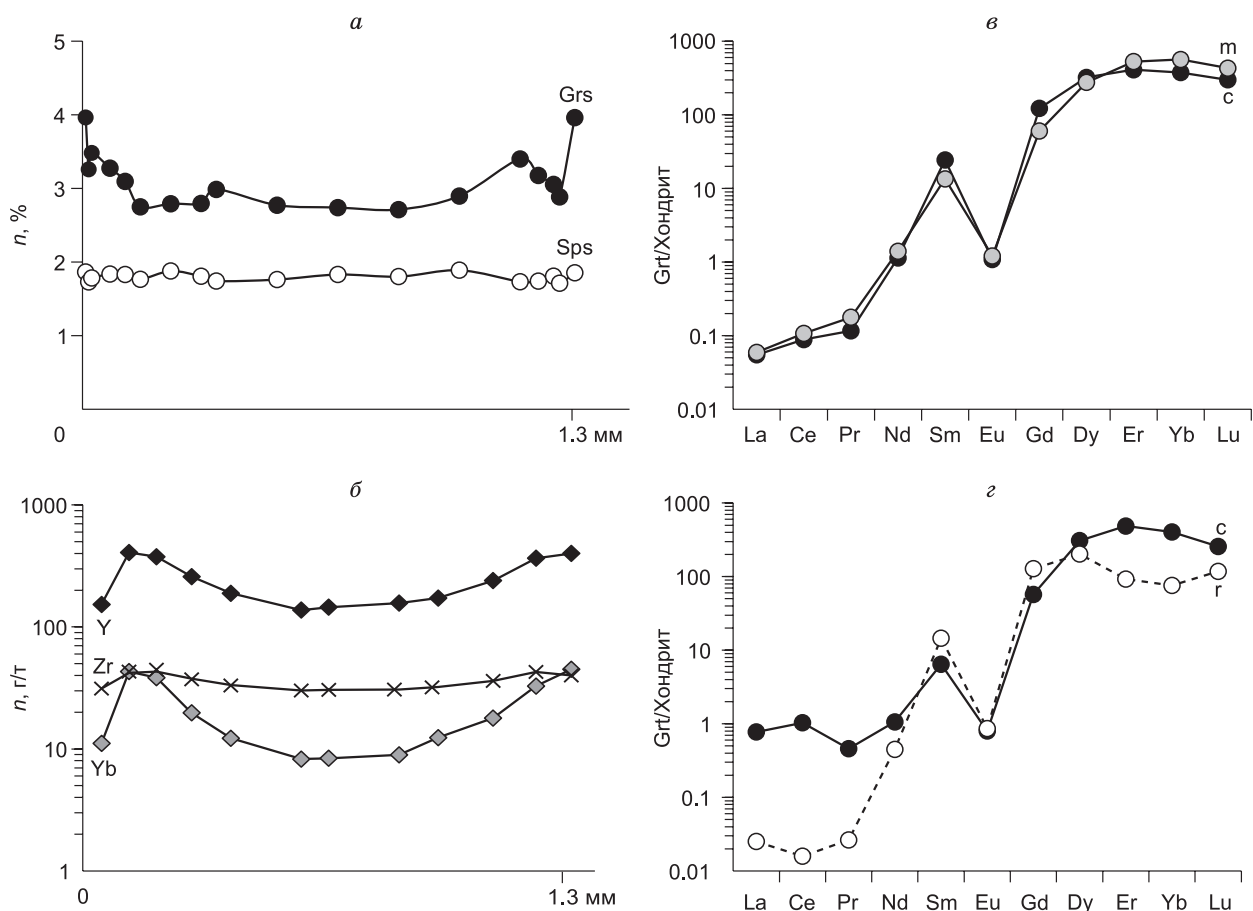


Рис. 12. Зональность по главным компонентам, Y, Yb, Zr для граната из меланократового гранита (обр. 199-84) (а, б) и распределение РЗЭ в гранате из лейкогранитов (обр. 221-84 (в), обр. 226-84 (д)).

«Плоские» спектры тяжелых РЗЭ с невысокими концентрациями этих элементов и Y, а также обилие кварц-полевошпатовых включений установлены для гранатов из гранатитов и пералюминиевых гранитов плутона Кардиган [Dorais et al., 2009; Dorais, Tubrett, 2012], что рассматривается как типичная черта гранатов, образующихся в реакциях плавления. Низкие содержания тяжелых РЗЭ и Y в эвгдральном гранате из лейкосомы мигматита и во внешних каймах граната из меланосомы в сравнении с ядрами рассматриваются как признак перитектического происхождения [Otamendi et al., 2002]. На примере гранатитов Хондалитового пояса (Северо-Китайский кратон) показано, что крупные (> 4 мм) порфиро-бласты перитектического граната характеризуются обеднением тяжелыми РЗЭ и Y от центра к краю, тогда как мелкие гранаты имеют более низкие концентрации и «плоские» спектры тяжелых РЗЭ, что обусловлено увеличением объема расплава [Jiao et al., 2013].

Дискуссионным остается вопрос о причинах обогащения тяжелыми РЗЭ и Y внешних, повышенно кальциевых кайм граната из диатекситов. Рассматривается две возможности накопления этих элементов: 1) связанная с растворением акцессорных минералов при увеличении температуры [Stowell et al., 2010; Jung et al., 2014]; 2) обусловленная резорбцией граната при взаимодействии с расплавом в условиях декомпрессии [Yakymchuk et al., 2015]. В изученных диатекситах наиболее отчетливый рост концентраций тяжелых РЗЭ и Y характерен для гранатов с ортопироксен-плаггиоклазовыми каймами, их обогащение, вероятно, происходило за счет расплава, в котором накапливались эти элементы при растворении граната. В то же время резорбция не может обеспечить рост концентрации Zr в краевой зоне граната ввиду невысокого содержания в этом минерале. Согласно модельным оценкам, растворение циркона с ростом температуры выше солидуса приводит к увеличению концентрации Zr в расплаве [Kelsey et al., 2008; Kohn et al., 2015]. Поскольку коэффициент распределения Zr между гранатом и расплавом составляет 1.1—1.9 [Rubatto, Hermann, 2007], это создает потенциальную возможность обогащения внешней зоны граната Zr. В парагнейсе и диатексите (обр. 16-10b, 16-10) обогащение Zr происходит одновременно с ростом концентраций тяжелых РЗЭ и Y, но эти гранаты характеризуются и

наличием плагиоклаз-ортопироксеновых оторочек, следовательно, изменение концентраций редких элементов в краевой зоне было обусловлено как растворением циркона, так и резорбцией граната. В меланократовом граните (обр. 199-84) резкое увеличение концентрации Zr (до 40 г/т) во внешней кайме граната, лишенного Орх-Р1 кайм, напротив, предполагает поступление как Zr, так и тяжелых РЗЭ в расплав преимущественно за счет растворения циркона.

Гранат из лейкократовых гранитов (обр. 221-84, 226-84) отличается высокими концентрациями тяжелых РЗЭ и Y с обеднением этими элементами от центра к краю, что согласуется с его магматическим происхождением из расплава, обогащенного этими элементами, источником которых, служил, прежде всего, перитектический гранат, испытавший растворение и переотложение. Подобный механизм нередко предполагается для образования граната в S-гранитах [Villaro et al., 2009; Taylor, Stevens, 2010; Xu et al., 2013]. Судя по резкому европиевому минимуму для этих гранатов, расплав испытывал дифференциацию с фракционированием плагиоклаза.

Условия образования циркона в диатекситах и гнейсах

При метаморфизме и частичном плавлении формирование циркона может происходить в субсолидусных условиях и в результате кристаллизации из расплава при понижении температуры. Согласно расчетному моделированию [Kelsey et al., 2008; Kohn et al., 2015], плавление сопровождается растворением циркона до насыщения расплава. Поскольку все исследованные цирконы из диатексита имеют субэвгидральную длиннопризматическую форму и ростовую зональность, они кристаллизовались из расплава.

Наличие в диатексите двух типов циркона, отличающихся по распределению в них РЗЭ и температурам, свидетельствует о различных условиях их роста. В работе [Rubatto, 2002] отмечается, что циркон из мигматитов, образующийся в присутствии расплава, сходен по характеру спектров РЗЭ с магматическим цирконом. По мнению [Whitehouse, Kamber, 2003], несмотря на то, что такой циркон по определению является магматическим, распределение РЗЭ в этом минерале может отличаться от магматического в зависимости от состава и объема расплава. В данном случае первый тип циркона с «магматическим» распределением РЗЭ представляет раннюю более высокотемпературную (830—855 °C) генерацию (см. рис. 7, а) и, вероятно, кристаллизовался, когда объем расплава был велик, так что присутствие граната не приводило к обеднению циркона тяжелыми РЗЭ и Y. Второй тип циркона формировался при более низкой температуре и уменьшении количества расплава, уже обедненного тяжелыми РЗЭ и Y. В пользу более позднего образования второго типа циркона свидетельствует его относительное обогащение U и пониженное Th/U (0.08—0.2), что характерно для циркона, формирующегося на регрессивной стадии метаморфизма во флюидонасыщенных условиях [Каулина, 2010].

В отличие от диатексита метаморфическая генерация циркона с возрастом ~1.85 млрд лет из парагнейса (обр. 118-87) представлена типичными для гранулитовой фации многоплоскостными зернами и оболочками с отчетливым обеднением тяжелыми РЗЭ и Y относительно детритовых ядер исходно магматического происхождения (см. рис. 7, б) [Туркина и др., 2016]. «Плоское» распределение тяжелых РЗЭ для метаморфического циркона из парагнейса указывает на его рост/перекристаллизацию в равновесии с гранатом в субсолидусных условиях. В пользу субсолидусных условий формирования циркона из парагнейса свидетельствуют и более низкие температуры его образования (790—830 °C) [Туркина и др., 2016] в сравнении с ранним магматическим цирконом из диатексита.

Таким образом, разновозрастные цирконы из парагнейса и диатексита формировались на различных стадиях одного этапа метаморфизма и частичного плавления. Рост/перекристаллизация циркона в парагнейсах происходила в субсолидусных условиях, а цирконы из диатекситов кристаллизовались из расплава при снижении температуры.

Влияние граната на состав гранитоидов

Анализ состава граната показывает, что в мигматитах и диатекситах этот минерал представляет перитектическую фазу или унаследован от метаморфической породы, подвергавшейся плавлению. Высоко- и умеренно глиноземистой группам пород свойствен различный характер распределения редкоземельных элементов. Высокоглиноземистые парагнейсы имеют умеренно фракционированные спектры РЗЭ с $(La/Yb)_n = 6.9—9.7$ и отчетливый европиевый минимум ($Eu/Eu^* = 0.39—0.62$) (см. рис. 5, а). Умеренно глиноземистые гнейсы отличает сильнофракционированное распределение РЗЭ с высоким $(La/Yb)_n = 19.7—57.8$ и более слабый Eu минимум ($Eu/Eu^* = 0.67—0.79$) (см. рис. 5, а). Высоко- и умеренно глиноземистые мигматиты и диатекситы характеризуются близкими к исходным гнейсам величинами $(La/Yb)_n$ (5.2—9.6 и 18.5—38.2), но резко различающимися между собой (см. рис. 5, б). Такие соотношения указывают на то, что частичное плавление не приводило к обособлению граната от расплава.

Два типа распределения РЗЭ унаследуют и жильные граниты, которые не обнаруживают обеднения тяжелыми лантаноидами относительно их вероятных источников (см. рис. 5, в), что может иметь две причины. Одной из причин высоких концентраций тяжелых лантаноидов в гранитах может быть

равновесие расплава только с перитектическим гранатом, обладающим низкими концентрациями этих элементов [Otamendi et al., 2002]. Другая причина — это захват расплавом перитектического граната, что очевидно для меланократового гранита (обр. 199-84). В лейкократовых гранитах гранат утрачивает признаки образования в результате реакции плавления. Этот гранат характеризуется обеднением тяжелыми РЗЭ и Y от центра к краю, что типично для магматического граната, следовательно, его формирование, вероятно, было результатом растворения/переотложения в присутствии расплава. Таким образом, особенности редкоэлементного состава гранатосодержащих гранитов и повышенные содержания в них FeO и MgO в сравнении с экспериментально полученными расплавами позволяют предполагать, что их материнские расплавы содержали перитектический гранат.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Формирование мигматит-гнейсового комплекса Иркутского блока произошло в палеопротерозое ~1.85—1.86 млрд лет. На основании термометров Ti-in-циркон и Zr-in-рутил оценены максимальные температуры метаморфизма и частичного плавления, которые составляют 790—830 °C (гнейсы) и 830—860 °C (диатекситы) соответственно.

В гранатосодержащих парагнейсах, мигматитах и жильных гранитах по характеру зональности выделено три типа граната: метаморфический, перитектический и магматический. Первый образует ядра граната в парагнейсах и мигматитах, содержит многочисленные мелкие включения, характеризуется наиболее высоким содержанием Grs компонента, тяжелых РЗЭ, Y и их снижением от центра к краю, что согласуется с рэлеевским фракционированием совместимых компонентов. Второй тип с крупными включениями кварца и полевых шпатов представлен преобладающими зернами в диатекситах и парагнейсах на границе с лейкосомой. Для этого перитектического граната типично практически постоянное и низкое содержание Grs компонента, тяжелых РЗЭ и Y со слабым их ростом в краевой зоне. В жильных меланократовых гранитах гранат аналогичен по составу гранату из диатекситов. Магматические гранаты из лейкократовых гранитов принадлежат к третьему типу, характеризуются снижением Grs компонента, тяжелых РЗЭ и Y от центра к краю и резким Eu минимумом. Предполагается его образование путем растворения/переотложения перитектического граната в расплаве.

По минеральному и химическому составу среди гнейсов и мигматитов выделены высоко- и умеренно глиноземистая серии пород, которые являются продуктами метаморфизма плавления двух субстратов: пелитового и грауваккового, что подчеркивается различным характером распределения РЗЭ. Обогащение гранитов FeO и MgO в сравнении с расплавами из пелитов и граувакк, унаследование уровня содержания тяжелых РЗЭ в диатекситах и гранитах от гнейсов, а также наличие в меланократовых гранитах перитектического граната свидетельствуют о том, что при формировании диатекситов и гранитов не происходило полной сегрегации граната из расплава.

Авторы признательны С.Г. Симакину и Е.В. Потапову, выполнившим анализ минералов на редкие элементы, и А.Н. Ларионову, проводившему датирование циркона.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (гранты 15-05-02964, 14-05-00373).

ЛИТЕРАТУРА

Каулина Т.В. Образование и преобразование циркона в полиметаморфических комплексах. Апатиты, Изд-во Кольского НЦ РАН, 2010, 114 с.

Сухоруков В.П. Декомпрессионные минеральные микроструктуры в гранулитах Иркутского блока (Шарыжалгайский выступ Сибирской платформы) // Геология и геофизика, 2013, т. 54 (9), с. 1314—1335.

Туркина О.М., Урманцева Л.Н. Метатерригенные породы Иркутского гранулитогнейсового блока как индикаторы эволюции раннедокембрийской коры // Литология и полезные ископаемые, 2009, № 1, с. 49—64.

Туркина О.М., Урманцева Л.Н., Бережная Н.Г., Пресняков С.Л. Палеопротерозойский возраст протолитов метатерригенных пород восточной части Иркутского гранулитогнейсового блока (Шарыжалгайский выступ Сибирского кратона) // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 2010, т. 18, № 1, с. 18—33.

Туркина О.М., Бережная Н.Г., Сухоруков В.П. Изотопный Lu-Hf состав детритового циркона из парагнейсов Шарыжалгайского выступа: свидетельства роста коры в палеопротерозое // Геология и геофизика, 2016, т. 57 (7), с. 1292—1306.

Федотова А.А., Бибикова Е.В., Симакин С.Г. Геохимия циркона (данные ионного микрозонда) как индикатора генезиса минерала при геохронологических исследованиях // Геохимия, 2008, № 9, с. 980—997.

Эшурт Дж. Р. Введение // Мигматиты. М., Мир, 1988, с. 10—52.

- Boynton W.V.** Cosmochemistry of the rare earth elements: meteorite studies // Rare earth element geochemistry / Ed. P. Henderson. Amsterdam, Elsevier, 1984, p. 63—114.
- Chappell B.W., White A.J.R., Wyborn D.** The importance of residual source material (restite) in granite petrogenesis // *J. Petrol.*, 1987, v. 28, p. 1111—1138.
- Clemens J.D., Stevens G.** What controls chemical variation in granite magmas? // *Lithos*, 2012, v. 134—135, p. 317—329.
- Dorais M.J., Tubrett M.** Detecting peritectic garnet in peraluminous Cardigan Pluton, New Hampshire // *J. Petrol.*, 2012, v. 53, p. 299—324.
- Dorais M.J., Pett T.K., Tubrett M.** Garnetites of the Cardigan Pluton, New Hampshire: evidence for peritectic garnet and implications for source rock compositions // *J. Petrol.*, 2009, v. 50, p. 1993—2016.
- Fitzsimons I.C.W., Harley S.L.** The influence of retrograde cation exchange on granulite *P-T* estimates and a convergence technique for the recovery metamorphic conditions // *J. Petrol.*, 1994, v. 35, p. 543—576.
- Hoskin P.W.O., Schaltegger U.** The composition of zircon and igneous and metamorphic petrogenesis // *Zircon* / Eds. J.M. Hanchar, P.W.O. Hoskin. Rev. Mineral. Geochem. Mineral. Soc. Amer. Washington, D.C., 2003, v. 53, p. 27—62.
- Jiao S., Guo J., Harley S., Peng P.** Geochronology and trace element geochemistry of zircon, monazite and garnet from the garnetite and/or associated other high-grade rocks: implications for Paleoproterozoic tectonothermal evolution of the Khondalite Belt, North China Craton // *Precambrian Res.*, 2013, v. 237, p. 78—100.
- Jung S., Hoernes S., Masberg P., Hoffer E.** The petrogenesis of some migmatites and granites (Central Damara Orogen, Namibia): evidence for disequilibrium melting, wall-rock contamination and crystal fractionation // *J. Petrol.*, 1999, v. 10, p. 1241—1269.
- Jung S., Brandt S., Nebel O., Hellebrand E., Seth B., Jung C.** The *P-T-t* path of high-grade gneisses, Kaoko Belt, Namibia: constraints from mineral data, U-Pb allanite and monacite and Sm-Nd/Lu-Hf garnet ages and garnet ion probe data // *Gondwana Res.*, 2014, v. 25, p. 775—796.
- Kelsey D.E., Clark C., Hand M.** Thermobarometric modelling of zircon and monazite growth in melt-bearing systems: examples using model metapelitic and metapsammitic granulites // *J. Metamorph. Geol.*, 2008, v. 26, p. 199—212.
- Kohn M.J., Corrie S.L., Markley C.** The fall and rise of metamorphic zircon // *Amer. Miner.*, 2015, v. 100, p. 897—908.
- Kretz R.** Symbols for rock-forming minerals // *Amer. Miner.*, 1983, v. 68, p. 277—279.
- Kriegsman L.M., Álvarez-Valero A.M.** Melt-producing versus melt-consuming reactions in pelitic xenoliths and migmatites // *Lithos*, 2010, v. 116, p. 310—320.
- Meyer M., John T., Brandt S., Klemd R.** Trace element composition of rutile and the application of Zr-in-rutile thermometry to UHT metamorphism (Epupa Complex, NW Namibia) // *Lithos*, 2011, v. 126, p. 388—401.
- Milord I., Sawyer E.W., Brown M.** Formation of diatexite migmatite and granite magma during anatexis of semi-pelitic metasedimentary rocks: an example from St. Malo, France // *J. Petrol.*, 2001, v. 42, p. 487—505.
- Montel J.-M., Vielzeuf D.** Partial melting of metagreywackes. Part II. Composition of minerals and melts // *Contr. Miner. Petrol.*, 1997, v. 128, p. 176—196.
- Newton R.C., Perkins D.** Thermodynamic calibration of geobarometers based on the assemblage garnet-plagioclase-orthopyroxene-(clinopyroxene)-quartz // *Amer. Miner.*, 1982, v. 67, p. 203—220.
- Otamendi J.E., de la Rosa J.D., Patiño Douce A.E., Castro A.** Rayleigh fractionation of heavy rare earths and yttrium during metamorphic garnet growth // *Geology*, 2002, v. 30, p. 159—162.
- Patiño Douce A.E., Johnston A.D.** Phase equilibria and melt productivity in the pelitic systems: implications for the origin of peraluminous granitoids and aluminous granulites // *Contr. Miner. Petrol.*, 1991, v. 107, p. 202—218.
- Patiño Douce A.E., Harris N.** Experimental constraints on Himalayan anatexis // *J. Petrol.*, 1998, v. 39, p. 689—710.
- Rubatto D.** Zircon trace element geochemistry: partitioning with garnet and the link between U-Pb ages and metamorphism // *Chem. Geol.*, 2002, v. 184, p. 123—138.
- Rubatto D., Hermann J.** Experimental zircon/melt and zircon/garnet element partitioning and implications for geochronology of crustal rocks // *Chem. Geol.*, 2007, v. 241, p. 38—61.
- Sawyer E.W.** Formation and evolution of granite magmas during crustal reworking: the significance of diatexites // *J. Petrol.*, 1998, v. 39, p. 1147—1167.
- Spear F.S., Kohn M.J.** Trace element zoning in garnet as a monitor of crustal melting // *Geology*, 1996, v. 24, p. 1099—1102.
- Stevens G., Villaros A., Moyen J.F.** Selective peritectic garnet entrainment as the origin of geochemical diversity in *S*-type granites // *Geology*, 2007, v. 35, p. 9—12.

Stowell H., Tulloch A., Zuluaga C., Koenig A. Timing and duration of garnet granulite metamorphism in magmatic arc crust, Fiordland, New Zealand // *Chem. Geol.*, 2010, v. 273, p. 91–110.

Taylor J., Stevens G. Selective entrainment of peritectic garnet into S-type granitic magmas: evidence from Archaean mid-crustal anatectites // *Lithos*, 2010, v. 120, p. 277–292.

Vielzeuf D., Montel J.-M. Partial melting of metagreywackes. Part I. Fluid-absent experiments and phase relationship // *Contr. Miner. Petrol.*, 1994, v. 117, p. 375–393.

Villaros A., Stevens G., Buick I.S. Tracking S-type granite from source to emplacement: clues from garnet in the Cape Granite Suite // *Lithos*, 2009, v. 112, p. 217–235.

Watson E.B., Wark D.A., Thomas J.B. Crystallization thermometers for zircon and rutile // *Contr. Miner. Petrol.*, 2006, v. 151, p. 413–433.

Whitehouse M.J., Kamber B.S. A rare earth element study of complex zircons from early Archaean Amitsoq gneisses, Godthabsfjord, south-west Greenland // *Precambrian Res.*, 2003, v. 126, p. 363–377.

Yakymchuk C., Brown M., Clark C., Korhonen F.J., Piccoli P.M., Siddoway C.S., Taylor R.J.M., Vervoort J.D. Decoding polyphase migmatites using geochronology and phase equilibria modelling // *J. Metamorph. Geol.*, 2015, v. 33, p. 203–230.

Xu L., Xiao Y., Wua F., Li S., Simon K., Worner G. Anatomy of garnets in a Jurassic granite from the south-eastern margin of the North China Craton: Magma sources and tectonic implications // *J. Asian Earth Sci.*, 2013, v. 78, p. 198–221.

*Рекомендована к печати 6 июля 2016 г.
В.В. Ревердатто*

*Поступила в редакцию 3 февраля 2016 г.
после доработки — 10 июня 2016 г.*