

ДЕКОМПРЕССИОННЫЕ МИНЕРАЛЬНЫЕ МИКРОСТРУКТУРЫ В ГРАНУЛИТАХ ИРКУТНОГО БЛОКА (Шарыжалгайский выступ Сибирской платформы)

В.П. Сухоруков

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

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

Проведена оценка *PT*-условий метаморфизма и изучены реакционные взаимоотношения минералов в метапелитах Иркутского блока Шарыжалгайского выступа Сибирской платформы. На основании данных геотермометров, основанных на обменных реакциях, содержании натрия в кордиерите и титана в цирконе, установлено, что температуры метаморфизма достигали ~ 800 °С при давлении 6—7 кбар. Наблюдаемые реакционные взаимоотношения минералов позволяют предположить, что регрессивная ветвь метаморфизма характеризовалась снижением давления до значений ~ 3 кбар.

Гранулиты, мигматиты, реакционные микроструктуры, декомпрессия, Шарыжалгайский выступ.

DECOMPRESSION MINERAL MICROTERTURES IN GRANULITES OF THE IRKUT BLOCK (Sharyzhalgai uplift of the Siberian Platform)

V.P. Sukhorukov

This paper presents mineral reactions in metapelites and estimations of *PT*-conditions of metamorphism for paragneisses of the Irkut block of the Sharyzhalgai uplift (Siberian Platform). The geothermometric data based on exchange reactions and the contents of Na in cordierite and Ti in zircon indicate that the peak temperature of metamorphism reached ca. 800 °C at 6–7 kbar. The observed mineral reactions suggest that the pressure decreased to ca. 3 kbar at the retrograde stage of metamorphism.

Ganulites, migmatites, reaction microtextures, decompression, Sharyzhalgai uplift

ВВЕДЕНИЕ

Изучение условий метаморфизма докембрийских гранулитовых комплексов и их эволюции является ключевым аспектом в понимании геодинамических обстановок формирования древней коры. В настоящее время выделяются два наиболее распространенных тренда метаморфической эволюции гранулитов на регрессивном этапе: изотермической декомпрессии и изобарического охлаждения [Harley, 1989]. Предполагается, что тренд изотермической декомпрессии формируется при достаточно быстрой (1—2 мм/год) тектонической эксгумации пород вследствие растяжения и утонения коры. Для объяснения трендов изобарического остывания обычно привлекаются механизмы магматической аккреции, приводящей к дополнительному разогреву толщ.

Особое значение для понимания эволюции параметров метаморфизма имеют реакционные взаимоотношения минералов, которые часто отмечаются в гранулитовых комплексах [Perchuk et al., 1985; Harley, 1989; Aganovich, Podlesskii, 1989; и др.] и характеризуют, как правило, регрессивную ветвь метаморфизма. Теории образования реакционных микроструктур в метаморфических породах посвящено много работ, важнейшими из которых являются исследования Т. Фишера [Fisher, 1973, 1977, 1978], Д. Ашуорта [Ashworth, 1997, 1998], В.С. Шеплева [Шеплев, 1998; Шеплев и др., 1991, 1992а,б; Кузнецова и др., 1992, 1994]. Такие микроструктуры широко развиты в гранулитах и мигматитах Иркутского блока, выходы которого изучались в разрезах по берегу оз. Байкал и по р. Иркут (рис. 1). Задачами этой работы являются описание реакционных микроструктур и реконструкция на их основании *PT*-тренда эволюции гранулитов.

Шарыжалгайский выступ является юго-западным выходом фундамента Сибирской платформы [Rosen et al., 1994]. В его строении выделяются гранит-зеленокаменные пояса (Булунский и Онотский) и гранулит-гнейсовые блоки (Китойский и Иркутный). Иркутный блок расположен на юго-востоке Шарыжалгайского выступа (см. рис. 1). Его строение определяется сочетанием гранитогнейсовых куполов и сложнорасположенных межкупольных зон, сложенных метавулканитами и метаосадками шары-

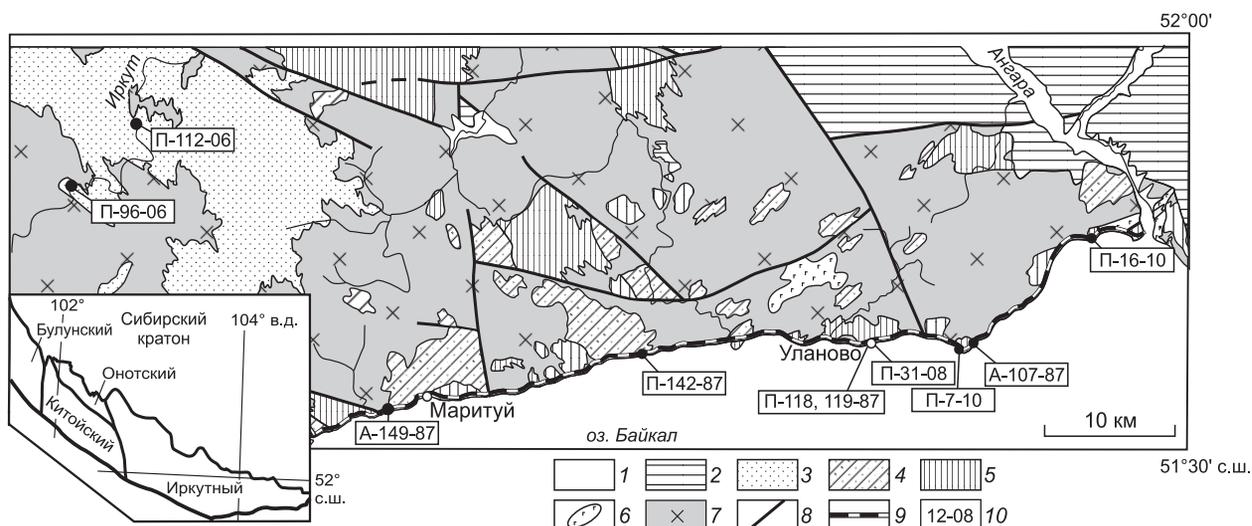


Рис. 1. Геологическая схема юго-восточной части Иркутского блока (по [Туркина и др., 2010] с упрощениями).

1 — аллювиальные отложения; 2 — юрские осадки; 3—5 — Шарыжалгайский комплекс: 3 — нерасчлененный, 4 — метаосадки, 5 — метавулканиты; 6 — раннедокембриские основные интрузии, 7 — раннедокембриские гранитоиды; 8 — разломы; 9 — Кругобайкальская железная дорога; 10 — места отбора образцов. На врезке — схема строения Шарыжалгайского выступа.

жалгайской серии. Метаосадки слагают толщи от первых до десятков и сотен метров, расположенные среди чарнокитов и эндербитов, и представлены преимущественно мигматитами, гранат-биотитовыми, гранат-кордиерит-силлиманитовыми и гранат-ортопироксеновыми гнейсами [Петрова, Левицкий, 1984; Геря, 1999]. Возраст их метаморфизма оценивается 1.85—1.86 млрд лет [Urmantseva, Turkina, 2009; Туркина и др., 2010, 2011].

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

По минеральным ассоциациям ($\text{Grt} + \text{Crd} + \text{Sill} + \text{Bt} + \text{Kfs} + \text{Pl} + \text{Qtz}$, $\text{Grt} + \text{Crd} + \text{Opx} + \text{Bt} + \text{Kfs} + \text{Pl} + \text{Qtz}$, $\text{Grt} + \text{Opx} + \text{Pl} + \text{Qtz}^*$, табл. 1) условия метаморфизма гнейсов и мигматитов Иркутского блока отвечают верхней части амфиболитовой—гранулитовой фациям умеренных давлений. Для детального изучения реакционных взаимоотношений минералов и восстановления термической истории пород были отобраны наиболее представительные образцы, содержащие разные минеральные ассоциации.

Мигматиты (обр. А-142-87), минеральная ассоциация образца — $\text{Grt} + \text{Crd} + \text{Bt} + \text{Sill} + \text{Pl} + \text{Kfs} + \text{Qtz} (+ \text{And} + \text{Spl})$. В породе выделяются лейкократовые и меланократовые прослои мощностью порядка 1 см. Лейкократовые прослои сложены пертитовым калишпатом, кварцем, плагиоклазом, также присутствуют биотит, кордиерит, гранат. Калиевый полевой шпат образует субидiomорфные кристаллы, между которыми располагаются ксеноморфные зерна кварца (рис. 2, а).

Состав граната $\text{Alm}_{73-78}\text{Py}_{22-17}\text{Grss}_{3.5-1.5}\text{Spss}_{0.6-0.8}$, характерно повышение от центра к краю альмандинового и понижение пиропового компонентов (рис. 3, табл. 2), наиболее сильно это проявлено в зернах, контактирующих с кордиеритом. В гранате встречаются включения кордиерита, шпинели и силлиманита.

Кордиерит образует идиоморфные кристаллы в лейкосоме породы и каймы с включениями кварца вокруг зерен граната (см. рис. 2, б, в). Идиоморфные кристаллы характеризуются железистостью около 36 % в центре зерен и около 32 % на краях (рис. 4). Кордиерит из кайм имеет железистость 29—25 %, которая снижается по направлению к зерну граната.

Характерной особенностью данной породы является присутствие биотит-андалузитовых сростаний. Они приурочены в основном к краевым частям зерен кордиерита и имеют розетковидную форму без определенной ориентировки (см. рис. 2, г). В таких сростаниях биотит и андалузит часто образуют тонкое чередование, формируя структуру, напоминающую мирмекиты. Иногда в биотите встречаются вросстки силлиманита. Следует отметить, что наибольшим распространением симплектиты пользуются в лейкосоме пород.

* Обозначения минералов по Р. Кретцу [Kretz, 1983].

Таблица 1. Минеральные ассоциации глиноземистых гнейсов Шарыжалгайского блока

№ образца	Grt	Crd	Hy	Sill	And	Crn	Spl	Bt	Kfs	Pl	Qtz
A-118-87	+	+		+	+	+	+	+	+	+	+
A-119-87	+	+		+	+	+	+	+	+	+	+
П-94-06	+	+		+	+		+	+	+	+	+
A-142-87	+	+		+	+			+	+	+	+
A-68-84	+	+		+			+	+	+	+	+
A-149-84	+	+		+			+	+	+	+	+
П-17-08	+			+			+	+	+	+	+
A-79-87	+	+		+			+	+	+	+	+
A-235-84		+		+					+	+	+
A-258-84	+	+		+					+	+	+
П-105-06	+	+		+				+	+	+	+
A-157-84	+	+	+					+	+	+	+
A-317-84	+	+	+					+		+	+
П-21-08	+	+	+					+		+	+
П-96-06	+	+	+					+	+	+	+
A-27-84	+	+	+					+	+	+	+
A-188-84	+		+					+	+	+	+
П-16-10	+		+					+		+	+
A-190-84	+		+					+		+	+
A-260-84	+		+					+		+	+
A-266-84	+		+					+		+	+
A-239-84	+		+					+	+	+	+
A-68a-85	+	+					+	+		+	+
A-107-87	+	+						+	+	+	+
П-107-06	+	+						+	+	+	+
A-233-84	+	+						+	+	+	+
A-251-84	+	+						+		+	+
П-112-06	+	+						+		+	+

Биотит имеет коричневую окраску, но иногда встречаются чешуи зеленого цвета. Железистость биотита 48—51 %, содержание TiO_2 2,56—1,97 мас. %. Различий по составу между биотитом из лейкосомы, меланосомы и сростаний с андалузитом не установлено.

Гранат-кордиеритовые гнейсы (обр. А-118, 119-87; П-7-10), минеральная ассоциация Grt + Crd + Bt + Sill + Pl + Kfs + Qtz + Ilm + Rt (+ Spl + Crn + And + Mt). В породе выделяется грубозернистая лейкосома существенно кварц-полевошпатового состава с редкими зернами граната и биотита и более мелкозернистая меланосома, состоящая преимущественно из граната и кордиерита с включениями шпинели и силлиманита.

Гранат имеет состав $Alm_{64-70}Py_{25-30}Grss_{0,03-4}Spss_{0,01-1}$. На контакте с кордиеритом наблюдается повышение содержания алмандинового и понижение пиропового миналов (табл. 3). В образцах с большим количеством кварц-полевошпатовой лейкосомы гранат содержит включения кордиерита, шпинели и силлиманита, при этом вне зерен граната эти минералы не встречаются (рис. 5, а, б).

Железистость кордиерита составляет 16—23 %, она снижается на контакте с гранатом. Зеленая шпинель располагается внутри кордиерита и обычно окружена каймами силлиманита (см. рис. 5, в). Непосредственного ее контакта с кварцем не установлено. $F_{Spl} = 71—72$ %, содержание ZnO 2.5—2.9 мас. %.

В породе распространены биотит-силлиманитовые агрегаты, наподобие андалузит-биотитовых сростаний описанных выше. Они имеют розетковидную форму и всегда контактируют с кордиеритом (см. рис. 5, з). Мелкозернистые биотит-силлиманитовые сростания встречаются также на границах зерен

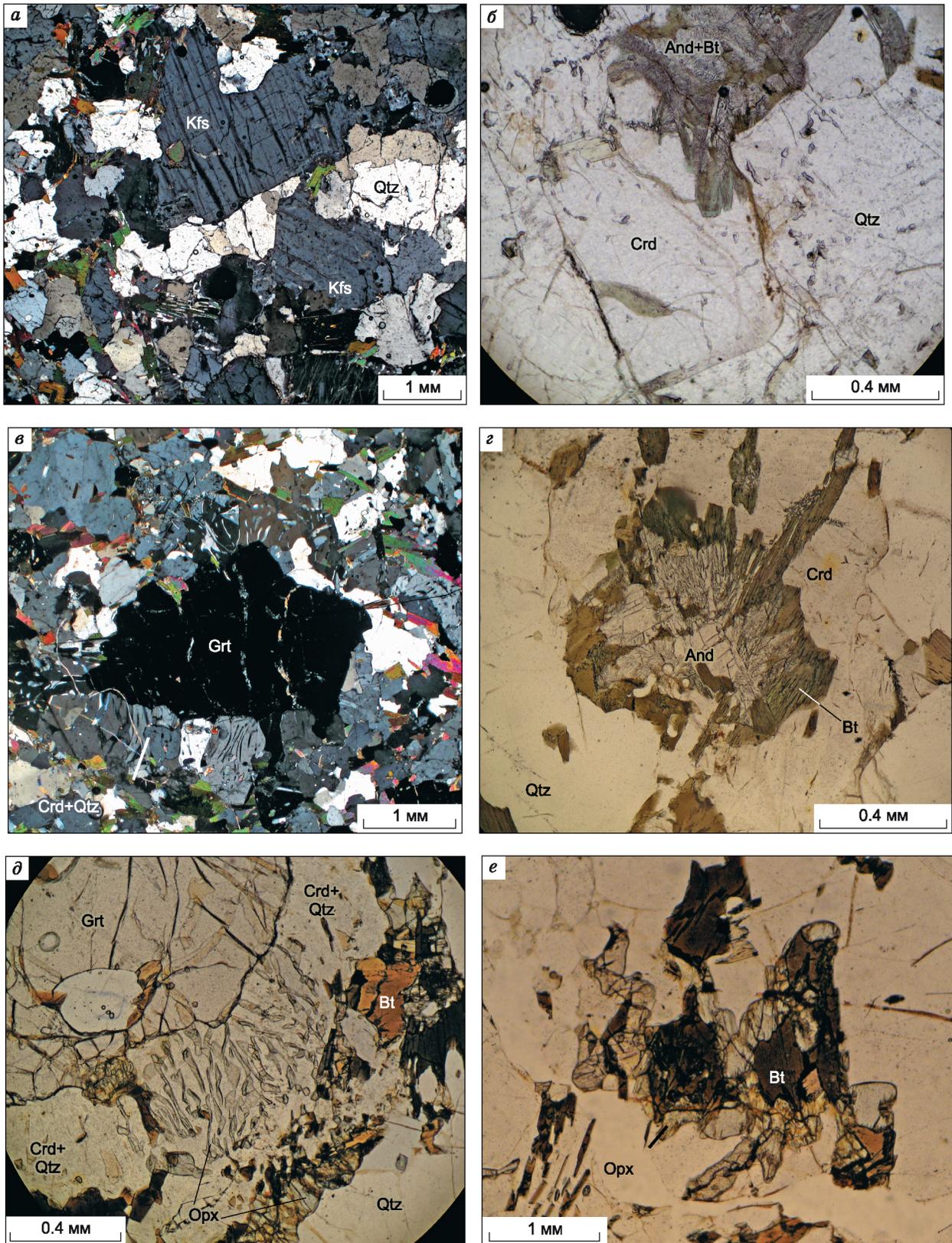


Рис. 2. *a—г* — микроструктуры, наблюдаемые в образце мигматитов: *a* — субидiomорфные зерна пертитового калишпата в окружении кварца, *б* — идиоморфное зерно кордиерита в лейкосоме, *в* — кордиерит-кварцевая кайма вокруг граната, *г* — андалузит-биотитовые розетковидные агрегаты; *д, е* — микроструктуры в обр. П-96-06: *д* — кордиерит-ортопироксеновые и кордиерит-кварцевые симплектиты вокруг зерен граната, *е* — каймы ортопироксена вокруг чешуй биотита.

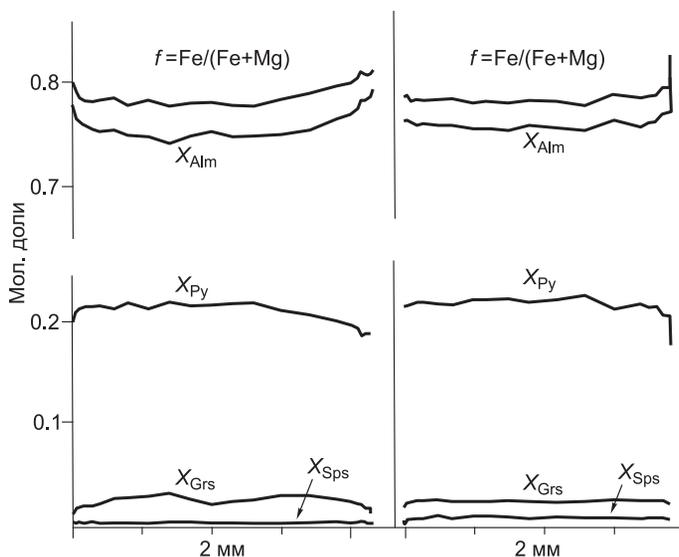


Рис. 3. Состав граната из мигматитов (обр. А-142-87).

Профиль проведен от края до края зерна.

кордиерита (см. рис. 5, д). Железистость биотита из лейкосомы — 31—38 %, содержание TiO_2 — 4.3—4.5 мас. %, в сростаниях с силлиманитом $F = 25—27$ %, TiO_2 2.72—3.65 мас. %.

Корунд встречается в ассоциации со шпинелью и магнетитом, часто образуя ламелли в последнем (см. рис. 5, е). Такие агрегаты располагаются внутри зерен кордиерита или биотита и не имеют непосредственного контакта с кварцем.

Андалузит в породе находится в секущих прожилках совместно с мелкозернистым биотитом (см. рис. 5, ж).

Гранат-ортопироксеновые гнейсы (обр. П-16-10), Grt + Opx + Bt + Pl + Qtz. В породе выделяют лейкократовые и меланократовые прослои мощностью до 3—4 см.

Состав граната $Alm_{63-64}Py_{32-33}Grss_{3.2-4.5}Spss_{2.4}$, наблюдается небольшое увеличение железистости и содержания гроссуляра к краю зерен (рис. 6, табл. 4). Он часто окружен плагиоклаз-ортопироксеновыми каймами (см. рис. 5, з).

Плагиоклаз содержит 25—41 % анортитового компонента. В каймах вокруг граната наблюдается повышение его основности как в отдельных зернах, так и в целом с приближением к контакту с гранатом (см. рис. 6).

Ортопироксен имеет железистость 38—42 % и содержит 4.7—5.6 % Al_2O_3 . Железистость биотита 37—38 %, содержание TiO_2 — 4.8 мас. %.

Гранат-ортопироксен-кордиеритовые гнейсы (обр. П-96-06), Grt + Crd + Opx + Kfs + Pl + Qtz. Состав граната $Alm_{64-70}Py_{26-30}Spss_{1.1-1.2}Grss_{2.5-4.0}$, к краю зерен наблюдается повышение железистости (рис. 7, табл. 5). Для пород этого типа характерно развитие вокруг зерен граната кордиерит-гиперстеновых и кордиерит-кварцевых симплектитов мощностью около 0.6 мм (см. рис. 2, д, 7). Их внутренняя часть представлена тонким сростанием кордиерита с гиперстеном или кварцем, которые часто имеют вытянутую форму и ориентированы субперпендикулярно границе зерна граната. Внешняя часть сложена мономинеральной каймой ортопироксена. Иногда в пределах симплектитов встречаются плагиоклаз и биотит. Железистость кордиерита составляет 16—21 % и снижается на контакте с гранатом (см. рис. 7, табл. 5).

Ортопироксен из вrostков в кордиерите содержит 2.89—3.96 мас. % Al_2O_3 , $F = 39—44$ %. С приближением к зернам граната его железистость уменьшается вместе со снижением железистости кордиерита (см. рис. 7, табл. 5). На границе симплектитов и матрикса $F = 41—44$ %, Al_2O_3 — 3.36—2.14 мас. %.

В матриксе присутствуют зерна ортопироксена размером до 1 мм, в ядрах которых содержание Al_2O_3 составляет 4.66—5.33 мас. %, а на краях 2.47—3.88 мас. % (см. табл. 5, рис. 8). Железистость в них колеблется от 40 до 43 %.

Биотит имеет железистость 42—44 % и содержит TiO_2 3.9—5.3 мас. %. Вблизи кордиерит-гиперстеновых симплектитов он часто окружен каймой ортопироксена (см. рис. 2, е).

Рис. 4. Железистость кордиерита, окружающего зерна граната (Crd 2) и идиоморфного кордиерита из лейкосомы (Crd 1) из мигматитов (обр. А-142-87).

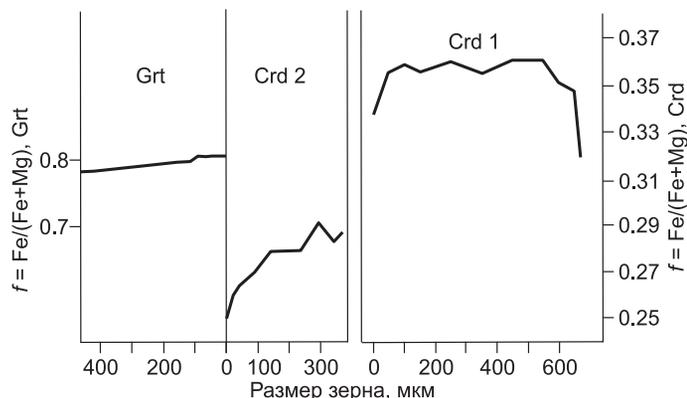


Таблица 2.

Составы минералов мигматитов (обр. А-142-87)

Компонент	Гранат				Кордиерит 1		Кордиерит 2		Биотит			Плагиоклаз
	ц	к	ц	к	ц	к	ц	к	1	2	2	
SiO ₂ , мас. %	37.56	38.26	37.55	37.51	48.44	48.74	49.06	49.77	35.94	35.17	35.08	68.82
TiO ₂	—	—	—	—	—	—	—	—	2.52	2.11	1.97	0.013
Al ₂ O ₃	21.22	21.58	21.12	21.22	32.72	32.71	32.88	33.39	17.74	18.89	18.80	20.11
Cr ₂ O ₃	0.07	0.04	0.52	0.02	—	—	—	—	—	—	—	—
FeO	33.46	35.54	34.08	36.05	8.37	7.41	6.73	6.09	18.82	18.15	18.79	—
MnO	0.40	0.35	0.33	0.33	—	—	—	—	—	—	—	—
MgO	5.58	4.77	5.51	4.44	8.31	8.88	9.20	9.73	11.26	10.75	10.75	—
CaO	1.27	0.55	0.88	0.76	—	—	—	—	—	—	—	0.60
Na ₂ O	0.02	0.03	0.03	0.03	0.12	0.13	0.12	0.152	0.17	0.17	0.17	10.97
K ₂ O	—	—	—	—	—	—	—	—	9.24	9.32	9.42	0.10
Сумма	99.59	101.13	100.03	100.36	98.03	97.97	98.05	99.2	95.76	94.59	95.01	100.6
Si, г/г	2.99	3.01	2.98	2.99	5.00	5.02	5.02	5.02	2.71	2.68	2.67	2.98
Ti	—	—	—	—	—	—	—	—	0.14	0.12	0.11	—
Al	1.99	2.00	1.98	2.00	3.98	3.97	3.97	3.97	—	—	—	1.03
Al(IV)	—	—	—	—	—	—	—	—	1.29	1.32	1.33	—
Al(VI)	—	—	—	—	—	—	—	—	0.29	0.38	0.36	—
Cr	0.00	0.00	0.03	0.00	—	—	—	—	—	—	—	—
Fe	2.23	2.34	2.26	2.41	0.72	0.64	0.58	0.51	1.19	1.16	1.20	—
Mn	0.03	0.02	0.02	0.02	—	—	—	—	—	—	—	—
Mg	0.66	0.56	0.65	0.53	1.28	1.36	1.40	1.46	1.27	1.22	1.22	—
Ca	0.11	0.05	0.08	0.07	—	—	—	—	—	—	—	0.03
Na	0.00	0.01	0.01	0.01	0.02	0.03	0.02	0.03	0.03	0.03	0.03	0.92
K	—	—	—	—	—	—	—	—	0.89	0.91	0.92	0.01
X _{Alm}	0.74	0.79	0.75	0.80	—	—	—	—	—	—	—	—
X _{Py}	0.22	0.19	0.22	0.17	—	—	—	—	—	—	—	—
X _{Grs}	0.04	0.02	0.02	0.02	—	—	—	—	—	—	—	—
X _{Sps}	0.01	0.01	0.01	0.01	—	—	—	—	—	—	—	—
X _{An}	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.03
X _{Ab}	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.97
X _{Ort}	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.01
f	0.77	0.81	0.78	0.82	0.36	0.32	0.29	0.26	0.48	0.49	0.50	—

Примечание. ц, к — анализы центральной и краевой частей зерна, кордиерит 1 — идиоморфный кордиерит из лейкосомы, кордиерит 2 — кордиерит из каймы вокруг граната, биотит: 1 — из лейкосомы, 2 — из срастаний с андалузитом. Здесь и далее $f = \text{Fe}/(\text{Fe} + \text{Mg})$. Все анализы выполнены в ИГМ СО РАН. Здесь и далее: формулы рассчитаны Grt — на 12, Crd — на 18, Sp — на 4, Bt — на 11, Pl — на 8, Орх — 6, Kfs — 8 О.

Плагиоклаз в каймах вокруг граната имеет основность 28—29, во включении в гранате — 27. Обнаруживается повышение основности к краю зерен от 23 до 28 (см. табл. 5).

ОЦЕНКА *PT*-ПАРАМЕТРОВ МЕТАМОРФИЗМА

Оценка *PT*-параметров пика метаморфизма в высокотемпературных породах связана с рядом трудностей, одной из которых являются обменные реакции между железомagneзиальными фазами на регрессивной стадии метаморфизма, что приводит к занижению полученных значений относительно пиковых [Spear, Florence, 1992; Holdaway, Mukhopadhyay, 1993; Fitzsimons, Harley, 1994; Pattison, 2003; и др.]. Температуры, полученные по термометрам, могут быть более чем на 100 °С ниже экспериментальных данных об устойчивости соответствующих минеральных ассоциаций [Pattison et al., 2003].

Таблица 3. Составы минералов гранат-кордиеритовых гнейсов (обр. А-118, 119-87)

Компонент	Гранат						Кордиерит						Шпинель			Биотит						Плагиоклаз
	ц		к		ц		к		ц		к		1			2						
	ц	к	ц	к	ц	к	ц	к	ц	к	ц	к	1	1	1	2	2	2				
SiO ₂ , мас. %	37.70	38.46	38.74	38.10	48.68	48.55	49.42	49.17	49.45	49.54	—	—	—	37.44	37.07	37.31	37.49	38.27	38.17	38.45	38.62	59.01
TiO ₂	—	—	—	—	—	—	0.00	0.02	0.00	0.02	—	—	—	4.44	4.53	4.34	4.34	3.41	3.65	3.54	2.72	—
Al ₂ O ₃	21.13	21.59	21.70	21.26	33.52	33.11	33.13	33.33	33.35	33.65	58.34	59.62	59.27	15.99	16.07	15.71	16.08	15.44	15.39	15.55	15.78	25.55
Cr ₂ O ₃	—	—	—	—	—	—	0.00	0.02	0.00	0.02	2.92	1.50	1.96	0.18	0.21	0.18	0.06	0.02	0.03	0.01	0.01	—
FeO	30.64	32.20	30.56	30.95	5.27	4.54	5.76	4.32	5.42	4.30	29.58	30.16	29.46	13.98	14.38	12.39	14.15	10.73	10.82	11.22	10.71	—
MnO	0.56	0.58	0.53	0.56	0.02	0.01	0.02	0.00	0.02	0.01	—	—	—	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	—
MgO	8.23	6.61	7.58	7.65	10.75	11.15	10.38	11.39	10.38	11.14	6.57	6.83	6.42	13.60	13.12	15.05	13.51	17.08	16.93	16.40	17.44	—
CaO	1.08	0.99	1.58	1.02	0.02	0.03	0.06	0.08	0.05	0.02	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	7.44
Na ₂ O	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	7.23
K ₂ O	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.07
ZnO	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2.94	2.46	2.58	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Сумма	99.41	100.55	100.75	99.65	98.70	97.56	98.77	98.36	98.68	98.67	100.53	100.78	100.20	95.72	95.49	95.24	95.79	95.20	95.02	95.04	94.61	99.38
Si, г/г	2.97	3.01	3.00	2.99	4.93	4.96	5.00	4.97	5.00	4.99	—	—	—	2.77	2.76	2.76	2.78	2.81	2.80	2.82	2.83	2.65
Ti	—	—	—	—	—	—	—	—	0.00	0.00	—	—	—	0.25	0.25	0.24	0.24	0.19	0.20	0.20	0.15	—
Al	1.96	1.99	1.98	1.97	4.00	3.99	3.95	3.97	3.98	3.99	1.92	1.94	1.94	—	—	—	—	—	—	—	—	1.35
Al(IV)	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1.23	1.24	1.24	1.22	1.19	1.20	1.18	1.17	—
Al(VI)	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.17	0.17	0.13	0.18	0.14	0.14	0.17	0.19	—
Cr	—	—	—	—	—	—	0.00	0.00	0.00	0.00	0.06	0.03	0.04	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	—
Fe	2.02	2.10	1.98	2.03	0.45	0.39	0.49	0.37	0.46	0.36	0.69	0.70	0.68	0.87	0.90	0.77	0.88	0.66	0.66	0.69	0.66	—
Mn	0.04	0.04	0.03	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	—
Mg	0.97	0.77	0.88	0.90	1.62	1.70	1.57	1.72	1.56	1.67	0.27	0.28	0.27	1.50	1.46	1.66	1.49	1.87	1.85	1.79	1.90	—
Ca	0.09	0.08	0.13	0.09	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.36
Na	—	—	—	—	0.00	0.01	0.01	0.02	0.01	0.00	—	—	—	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.63
K	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.06	0.05	0.05	0.94	0.95	0.96	0.95	0.95	0.93	0.92	0.86	0.00
Zn	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
X _{Alm}	0.65	0.70	0.655	0.666	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
X _{Py}	0.31	0.26	0.290	0.293	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
X _{Grs}	0.03	0.03	0.043	0.028	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
X _{Spss}	0.01	0.01	0.012	0.012	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
X _{An}	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.36
X _{Ab}	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.63
X _{Ort}	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.00
f	0.68	0.73	0.693	0.694	0.22	0.19	0.24	0.18	0.23	0.18	0.72	0.71	0.72	0.37	0.38	0.32	0.37	0.26	0.26	0.28	0.26	—

Примечание. ц — центр зерна, к — край зерна; 1 — анализ биотита из лейкосомы; 2 — из сростаний с силлиманитом.

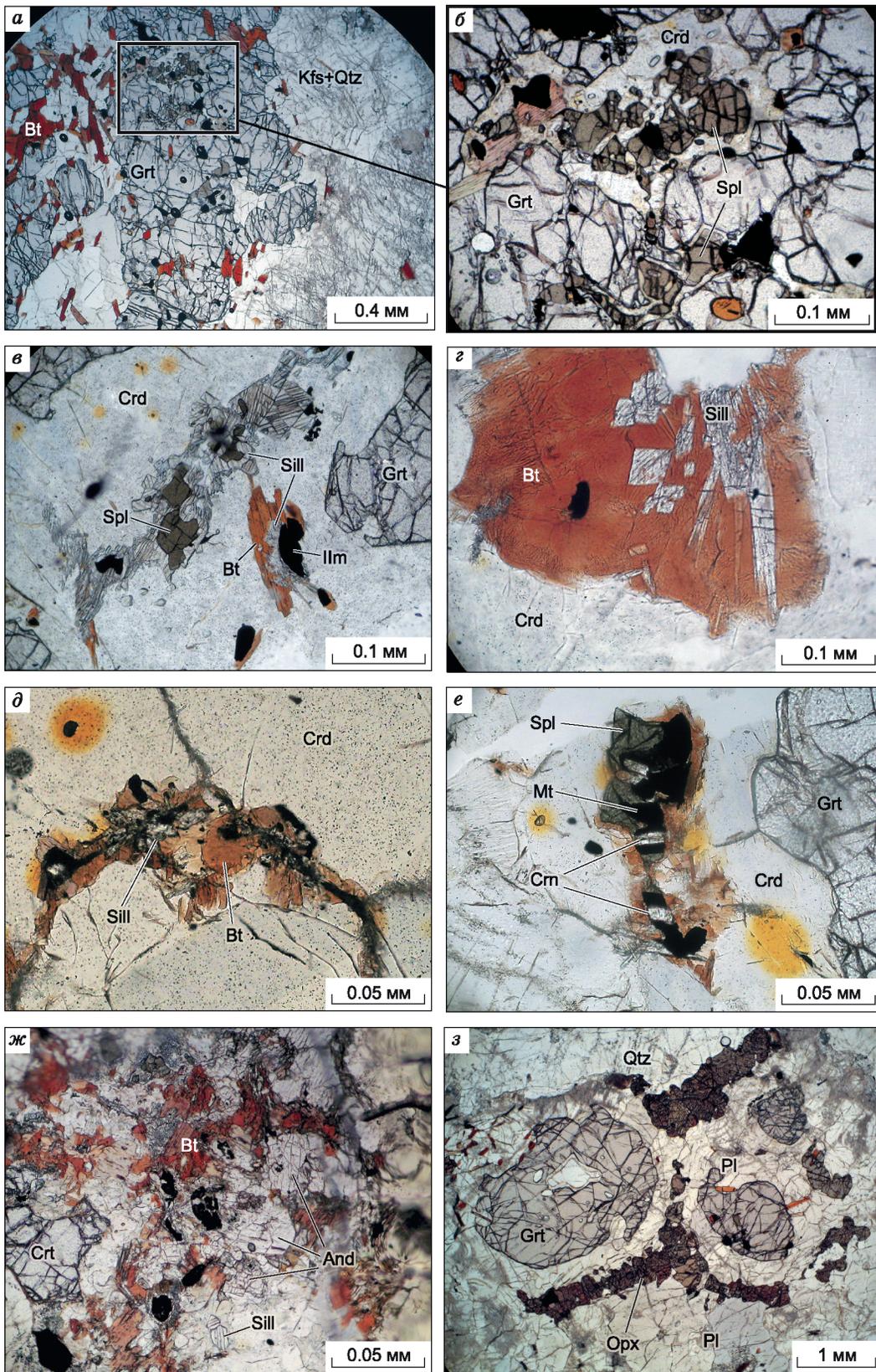


Рис. 5. Микроструктурные взаимоотношения минералов, наблюдаемые в гранат-кордиеритовых гнейсах (обр. А-118, 119-87; П-7-10).

a — гранат на контакте кордиерита и кварц-полевошпатовая лейкосомы; *б* — включение кордиерита, шпинели и силлиманита в гранате; *в* — каймы силлиманита вокруг шпинели; *г, д* — биотит-силлиманитовые симплектиты; *е* — корунд-магнетит-шпинелевые сростания; *ж* — андалузит с биотитом, выполняющие трещины в породе; *з* — плагиоклаз-ортопироксеновые каймы вокруг зерен граната (обр. П-16-10).

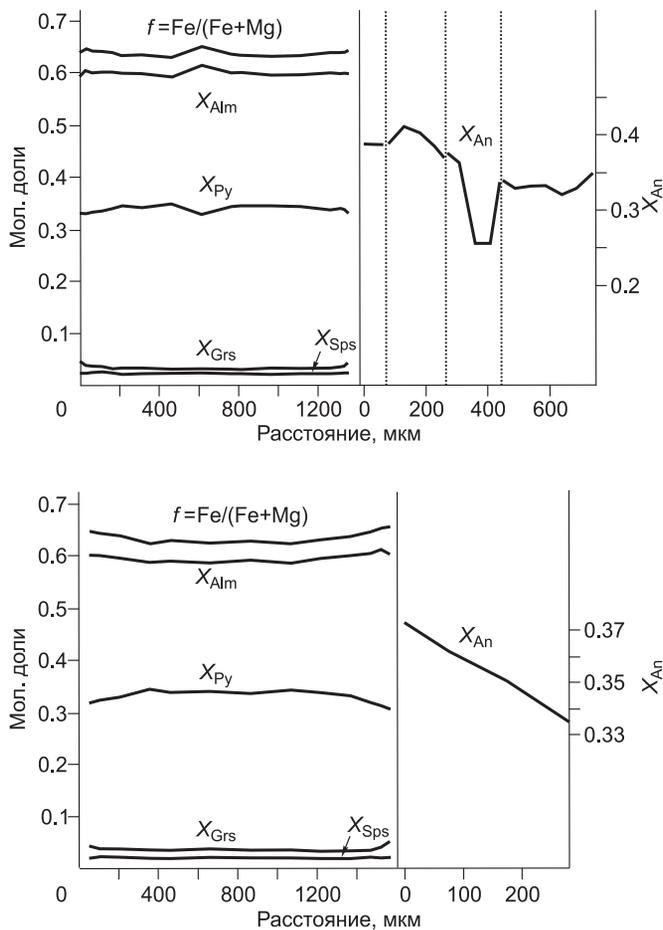


Рис. 6. Состав граната и контактирующего с ним плагиоклаза.

Пунктирными линиями показаны границы зерен плагиоклаза.

В ассоциации Grt + Орх нами использовались термометры, учитывающие растворимость алюминия в ортопироксене [Harley, 1984; Aranovich, Berman, 1997]. В ряде работ [Fitzsimons, Harley, 1994; McFarlane et al., 2003; Pattison et al., 2003; и др.] отмечается их низкая чувствительность к регрессивным реакциям из-за низких коэффициентов диффузии алюминия [Anovitz, 1991].

Для пород, содержащих ассоциацию Grt + Crd + Sill + Qtz, расчеты производились по геотермометрам и геотермобарометрам [Лаврентьева, Перчук, 1981; Aranovich, Podlesskii, 1989; Kaneko, Miyano, 2004].

Давление определялось с использованием гранат-ортопироксен-плагиоклаз-кварцевого барометра [Bhattacharya et al., 1991].

Кроме того, *PT*-оценки проводились с использованием программы TWQ и базы термодинамических данных [Berman, Aranovich, 1996] (обновление DEC06).

Поскольку железистость кордиерита, граната и ортопироксена меняется к краевым частям зерен (см. рис. 4, 7, 9), при расчетах

использовались составы центральных частей. Полученные данные приведены в табл. 6, составы минералов в табл. 7.

В последнее время развиваются методы оценок температур, не подверженные изменению на регрессивной стадии метаморфизма. Один из таких термометров основан на содержании натрия в корди-

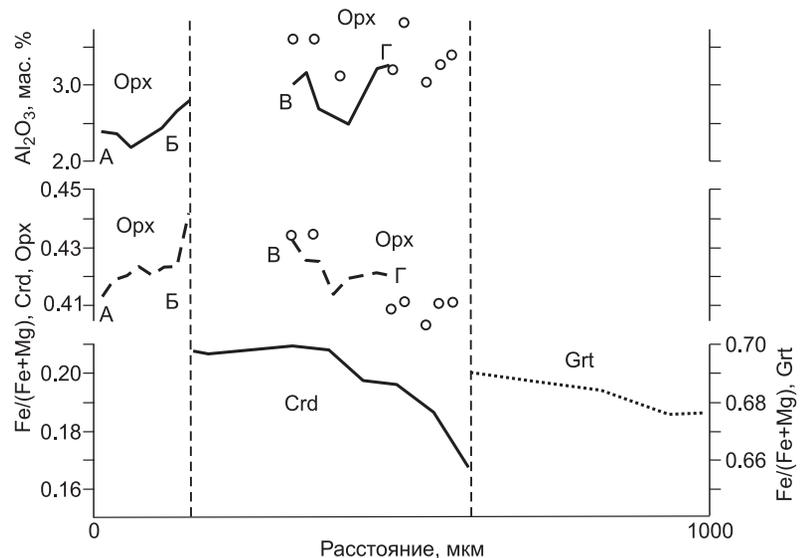
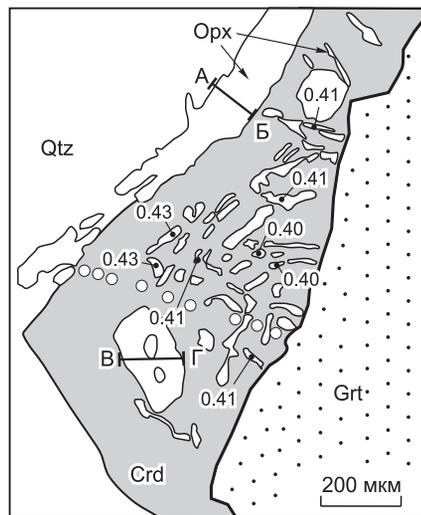


Рис. 7. Зарисовка ортопироксен-кордиеритового симплектита (обр. П-96-06) и состав слагающих его минералов.

Цифрами обозначена железистость ортопироксена, белыми кругами — места анализа кордиерита.

Таблица 4.

Составы минералов из гранат-ортопироксенового гнейса (обр. П-16-10)

Компонент	Гранат				Плагиоклаз		Ортопироксен		Биотит	
	ц	к	ц	к	1	2	к	ц		
SiO ₂ , мас. %	38.69	39.05	39.25	39.03	58.75	62.31	50.15	49.88	37.21	37.28
TiO ₂	—	—	—	—	—	—	—	—	4.80	4.87
Al ₂ O ₃	21.89	22.02	21.89	21.80	26.19	24.40	4.81	5.27	14.94	14.84
Cr ₂ O ₃	0.05	0.13	0.07	0.12	—	—	—	—	—	—
FeO	28.14	28.03	27.48	27.92	0.02	0.12	23.60	23.76	14.61	14.83
MnO	1.02	1.11	1.00	1.04	—	—	0.29	0.27	—	—
MgO	9.00	8.69	9.01	8.30	—	—	20.24	19.65	13.69	13.54
CaO	1.15	1.65	1.35	1.67	8.51	4.86	—	—	—	—
Na ₂ O	0.02	0.03	0.03	0.03	6.74	7.82	—	—	—	—
K ₂ O	—	—	—	—	0.23	0.73	—	—	9.68	9.65
Сумма	99.99	100.72	100.08	99.92	100.51	100.35	99.40	99.17	95.29	95.41
Si, г/т	2.99	3.00	3.02	3.02	2.62	2.75	1.89	1.88	2.78	2.78
Ti	—	—	—	—	—	—	—	—	0.27	0.27
Al	1.99	1.99	1.98	1.99	1.37	1.27	0.21	0.24	—	—
Al(IV)	—	—	—	—	—	—	—	—	1.22	1.22
Al(VI)	—	—	—	—	—	—	—	—	0.10	0.09
Cr	0.00	0.01	0.00	0.01	—	—	—	—	—	—
Fe	1.82	1.80	1.77	1.81	0.00	0.01	0.74	0.75	0.91	0.93
Mn	0.07	0.07	0.07	0.07	—	—	0.01	0.01	—	—
Mg	1.04	0.99	1.03	0.96	—	—	1.14	1.11	1.53	1.51
Ca	0.10	0.14	0.11	0.14	0.41	0.23	—	—	—	—
Na	0.00	0.01	0.01	0.01	0.58	0.67	—	—	—	—
K	—	—	—	—	0.01	0.04	—	—	0.92	0.92
X _{Alm}	0.60	0.60	0.59	0.61	—	—	—	—	—	—
X _{Py}	0.34	0.33	0.35	0.32	—	—	—	—	—	—
X _{Grs}	0.03	0.05	0.04	0.05	—	—	—	—	—	—
X _{Sps}	0.02	0.02	0.02	0.02	—	—	—	—	—	—
X _{An}	—	—	—	—	0.41	0.24	—	—	—	—
X _{Ab}	—	—	—	—	0.58	0.71	—	—	—	—
X _{Ort}	—	—	—	—	0.01	0.04	—	—	—	—
f	0.64	0.64	0.63	0.65	—	—	0.40	0.40	0.37	0.38

Примечание. ц, к — анализы центральной и краевой частей зерен, плагиоклаз: 1 — из каймы граната вблизи контакта зерен, 2 — центр зерна.

рите. Экспериментальные данные [Mirwald, 1986, 2000; Mirwald, Кноп, 1995; Кноп, 1996; Кноп, Mirwald, 2000; Wyhlidal et al., 2007a,b; Mirwald et al., 2008] показали отрицательную корреляцию содержания натрия и температуры и отсутствие зависимости от давления. Термометр [Mirwald, 1986] основан на экспериментах в простой системе Mg—Crд—NaOH, он был апробирован на высокотемпературных роговиках и мигматитах [Kalt et al., 1998, 1999]. Для калибровки [Wyhlidal et al., 2007a,b] использовались природные образцы, она применялась также к высокотемпературным метapelитам.

Составы кордиерита из изученных нами пород и соответствующие температуры представлены в табл. 8.

Другим методом является оценка температур по содержанию титана в цирконе, находящемся в ассоциации с рутилом [Watson et al., 2006]. Экспериментальные работы показали, что существует хорошая корреляция между температурой и содержанием титана в цирконе. Он был апробирован как в экспериментальных условиях, так и на природных образцах и показал высокую точность ($\pm 5^\circ$).

Температурные оценки по этому термометру проведены для кордиерит-силлиманитовых гнейсов (обр. А-118-87). В породе морфологически выделяются два типа зерен циркона: округлые сложнограничные многоплоскостные прозрачные вишневого и розового цветов («гранулитовые») и коричневые

Таблица 5. Состав минералов кордиерит-гранат-гиперстенового кристаллосланца (П-96-06)

Компонент	Гранат						Кордиерит					
	к	ц	к	ц	к	ц	оп	гр	оп	гр	оп	гр
SiO ₂ , мас. %	38.90	38.39	39.32	38.89	38.94	39.05	50.11	50.34	49.82	49.88	49.98	50.54
Al ₂ O ₃	21.71	21.41	21.90	21.59	21.75	21.79	33.23	33.56	33.18	33.15	33.44	33.26
FeO	31.30	30.72	30.57	30.04	30.22	27.83	4.93	4.04	5.09	4.52	5.19	4.23
MnO	0.52	0.54	0.55	0.51	0.58	0.38	—	—	—	—	—	—
MgO	7.45	7.64	7.27	7.91	7.60	9.81	10.54	11.20	10.60	11.02	10.37	11.09
CaO	0.92	1.42	1.02	1.51	1.08	0.88	—	—	—	—	—	—
Na ₂ O	—	—	—	—	—	—	0.04	0.10	0.05	0.06	0.11	0.06
Сумма	100.85	100.19	100.69	100.50	100.22	99.80	98.88	99.29	98.77	98.71	99.12	99.34
Si, г/г	3.01	3.00	3.04	3.01	3.02	3.01	5.04	5.03	5.03	5.02	5.03	5.05
Al	1.98	1.97	1.99	1.97	1.99	1.98	3.94	3.95	3.94	3.94	3.96	3.92
Fe	2.03	2.01	1.97	1.95	1.96	1.79	0.41	0.34	0.43	0.38	0.44	0.35
Mn	0.03	0.04	0.04	0.03	0.04	0.02	—	—	—	—	—	—
Mg	0.86	0.89	0.84	0.91	0.88	1.13	1.58	1.67	1.59	1.65	1.55	1.65
Ca	0.08	0.12	0.08	0.13	0.09	0.07	—	—	—	—	—	—
Na	—	—	—	—	—	—	0.01	0.02	0.01	0.01	0.02	0.01
X _{Alm}	0.68	0.66	0.67	0.64	0.66	0.59	—	—	—	—	—	—
X _{Py}	0.29	0.29	0.29	0.30	0.30	0.37	—	—	—	—	—	—
X _{Grs}	0.03	0.04	0.03	0.04	0.03	0.02	—	—	—	—	—	—
X _{Sps}	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	—	—	—	—	—	—
f	0.70	0.69	0.70	0.68	0.69	0.61	0.21	0.17	0.21	0.19	0.22	0.18

Компо- нент	Ортопироксен									Биотит				Плагиоклаз			
	крд	кв	крд	кв	крд	кв	к	ц	симпл.					к	ц	симпл.	
SiO ₂ , мас. %	50.55	51.50	51.79	51.38	50.80	50.86	51.29	49.96	51.53	50.73	51.44	36.15	36.47	61.99	63.13	61.51	61.24
TiO ₂	0.07	0.06	0.06	0.06	0.08	0.06	0.07	0.11	0.07	0.09	0.06	5.36	5.23	—	—	—	—
Al ₂ O ₃	3.23	2.43	3.22	2.14	2.81	2.18	2.49	5.33	3.06	3.84	3.24	15.61	16.21	24.02	23.53	24.51	23.87
FeO	26.14	25.88	25.97	25.78	25.73	25.74	24.64	24.59	25.07	24.72	24.35	17.16	16.47	0.05	0.02	0.15	0.84
MnO	0.14	0.13	0.13	0.15	0.13	0.16	0.18	0.13	0.11	0.11	0.12	—	—	—	—	—	—
MgO	18.80	19.37	18.60	19.42	19.65	19.93	20.59	19.75	20.18	19.81	20.21	11.44	11.74	—	—	—	—
CaO	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	5.99	4.86	6.10	5.77
Na ₂ O	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.12	0.11	8.22	8.92	8.26	7.64
K ₂ O	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	9.64	9.79	0.09	0.12	0.04	0.07
Сумма	99.05	99.69	99.86	99.06	99.30	99.10	99.34	99.95	100.09	99.42	99.48	95.49	96.00	100.35	100.58	100.57	99.42
Si, г/г	1.93	1.95	1.95	1.96	1.93	1.94	1.94	1.88	1.94	1.92	1.94	2.73	2.73	2.74	2.78	2.72	2.74
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.30	0.29	—	—	—	—
Al	0.15	0.11	0.14	0.10	0.13	0.10	0.11	0.24	0.14	0.17	0.14	—	—	1.25	1.22	1.28	1.26
Al ^{IV}	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1.27	1.27	—	—	—	—
Al ^{VI}	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.12	0.16	—	—	—	—
Fe	0.84	0.82	0.82	0.82	0.82	0.82	0.78	0.77	0.79	0.78	0.77	1.08	1.03	0.00	0.00	0.01	0.03
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	—	—	—	—
Mg	1.07	1.09	1.05	1.10	1.11	1.13	1.16	1.11	1.13	1.12	1.13	1.29	1.31	—	—	—	—
Ca	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.28	0.23	0.29	0.28

Компонент	Ортопироксен										Биотит		Плагиоклаз				
	крд	кв	крд	кв	крд	кв	к	ц	симпл.				к	ц	симпл.		
Na	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.02	0.02	0.70	0.76	0.71	0.66
K	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.93	0.93	0.01	0.01	0.00	0.00
X_{An}	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.29	0.23	0.29	0.29
X_{Ab}	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.71	0.77	0.71	0.71
X_{Ort}	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.01	0.01	0.00	0.00
f	0.44	0.43	0.44	0.43	0.42	0.42	0.40	0.41	0.41	0.41	0.40	0.46	0.44	—	—	—	—

Примечание. к, ц — анализы края и центра граната соответственно, оп — анализ кордиерита на контакте с гиперстеновой каймой, гр — на контакте с гранатом, крд — анализ гиперстена из мономинеральной каймы на контакте с кордиеритом, кв — на контакте с кварцем, к, ц — анализ края и центра крупного гиперстена в матриксе; анализы плагиоклаза: к, ц — край и центр зерна в матриксе, симпл. — в симплектите.

или розово-вишневые мутные и прозрачные призматические до округлых со сглаженными вершинами и ребрами кристаллы и их обломки. В катодолюминесцентных лучах во всех зернах циркона отчетливо выделяются ядра, представленные обломками различной формы с разными типами зональности, и темные оболочки. Последние характеризуются большим диапазоном концентраций U (283—1202 ppm), обеднены Th (4—124 ppm) и имеют пониженное Th/U отношение (0.01—0.4), типичное для метаморфических цирконов. Возраст кайм и многоплоскостных цирконов составляет 1848 ± 12 млн лет и 1870 ± 21 млн лет, что отвечает времени метаморфизма пород. Приведенные данные свидетельствуют в пользу метаморфогенного происхождения кайм и многоплоскостных зерен циркона [Туркина и др., 2010].

Содержания титана в цирконе определялись на приборе Cameca IMS-4F в Ярославском филиале Физико-технологического института РАН (ЯФ ФТИАН) методом вторично-ионной масс-спектрометрии (ионного зонда), аналитическая погрешность составляет < 10 %. Концентрация титана в метаморфических оболочках составляет 15—22 ppm. Минимальные и максимальные оценки температуры, полученные с использованием Ti-in-Zrn термометра, составляют 780 и 816 °C, среднее значение по 9 анализам 802, стандартное отклонение 12.6.

ОБСУЖДЕНИЕ ПОЛУЧЕННЫХ РЕЗУЛЬТАТОВ

Температуры, полученные по ассоциациям, содержащим гранат и кордиерит, с помощью геотермометров и программы TWQ лежат в диапазоне от 770 °C в одних образцах (А-142-87) до 620 °C в других (А-149-87) (см. табл. 6). Экспериментальные и расчетные данные об устойчивости ассоциации Grt + Crd + Kfs, широко распространенной в исследованных породах, указывают на температуры 750—850 °C при давлении около 6 кбар [Holdaway, Lee, 1977; Spear et al., 1999; White et al., 2001]. О таких же значениях свидетельствуют и экспериментальные данные по плавлению метапелитов [Le Breton, Thompson, 1988; Waters, 1988; Spear et al., 1999; White et al., 2001; Johnson, 2008]. На температуры образова-

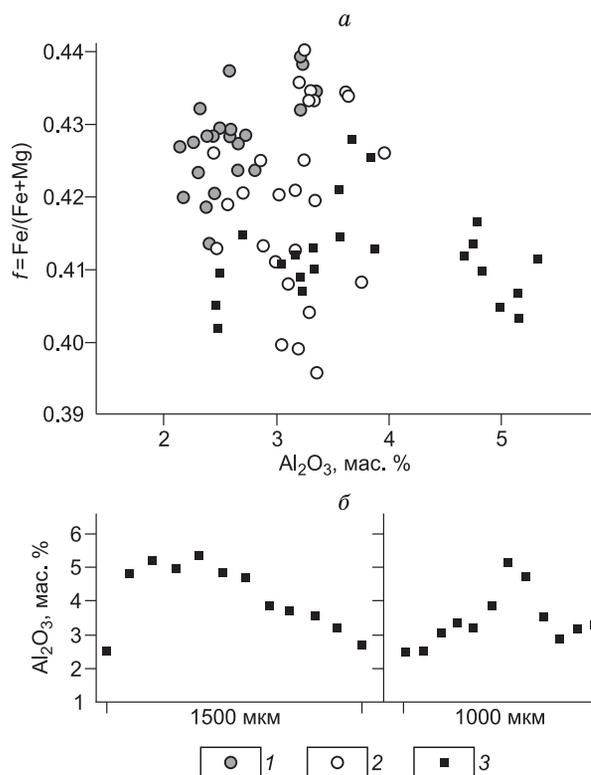


Рис. 8. Состав ортопироксена из гиперстен-гранат-кордиеритовых гнейсов (П-96-06).

а — 1 — мономинеральные гиперстеновые каймы вокруг симплектитов; 2 — ортопироксен в сростаниях с кордиеритом; 3 — крупный ортопироксен в матриксе породы. б — профиль через зерна ортопироксена из матрикса по содержанию Al_2O_3 .

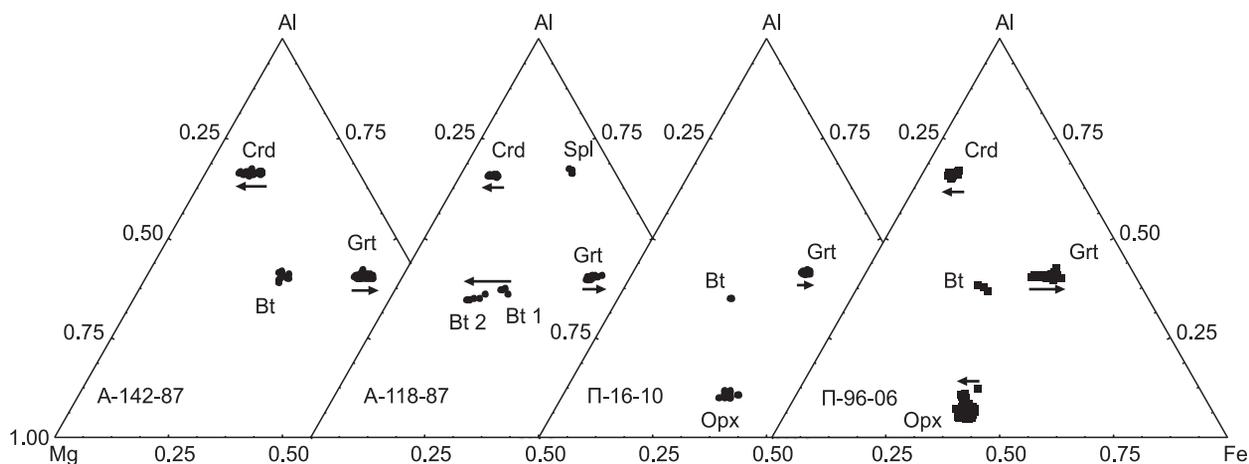


Рис. 9. Составы минералов гнейсов на диаграмме AFM.

Стрелками показано изменение составов, предположительно связанное с преобразованиями на регрессивной стадии метаморфизма. Bt1 и Bt2 соответствуют биотиту 1 и 2 в табл. 3.

Таблица 6. Оценки *PT*-параметров метаморфизма

Минеральная ассоциация	Образец	<i>T</i> , °C								<i>P</i> , кбар		<i>T</i> , °C	<i>P</i> , кбар
		Grt-Crd			Grt-Bt		Na-in-Crd		Grt-Opx		Grt-Crd-Sill-Qtz		
Grt + Crd + Sill + Qtz	A-119-87	KM	LP	AP	HL	KR	Mir	Wyh			AP		
		680	670	700			870	820			6.7	737	6.9
		710	700	735	730	715	<i>n</i> = 15				7	720	6.6
	A-142-87	695	680	715			1.86	1.38			6.8	737	6.8
		755	740	775	700	680	800	770			6.4	705	5.7
								<i>n</i> = 20					
A-79-87	34	25.2				34	25.2						
	680	670	660			730	720			6.9	675	6.7	
						<i>n</i> = 7							
		45.9	34										
Grt + Crd	П-112-06	760	730		605	590	865	820					
	A-149-87	620	620		726	780	845	800					
	A-107-87	640	655		790	700	835	795					
		Grt-Crd			Grt-Bt		Na-in-Crd		Grt-Opx		Grt-Opx-Pl-Qtz		TWQ
Grt + Opx + Pl	П-31-08 П-16-10	KM	LP		HL	KR	Mir	Wyh	H	AB	B		
					620	625			690	700	4.1	640	4.4
					770	760			740	780	5.4	785	5.8
Grt + Opx + Crd	П-96-06												
	Симпл.	650	630				830	790	620	675	3.5	670	5.9
	»	665	655				<i>n</i> = 26		620	700	3.9	670	6
	»	745	755				8.89	6.58	635	675	4.1	705	6.2
Центр				780	800			810	785	7.1	820	8.3	

Примечание. H — [Harley, 1984], AB — [Aranovich, Berman, 1979], KM — [Kaneko, Miyano, 2004], AP — [Aranovich, Podlesskii, 1989], LP — [Лаврентьева, Перчук, 1981], HL — [Holdaway, Lee, 1977], KR — [Kleeman, Reinhardt, 1994], B — [Bhattacharia et al., 1991], Mir — [Mirwald, 2000], Wyh — [Wyhlidal, 2007]. В обр. П-96-06: симпл. — для расчетов использовался ортопироксен и кордиерит из симплектита, центр — ортопироксен из матрикса породы (см. текст). Для термометра Na-in-Crd указано число измерений (*n*) и стандартное отклонение по каждой калибровке (курсив).

Таблица 7.

Составы минералов метapelитов Иркутского блока

Компонент	Гранат										Кордиерит				
	П-112-06		А-149-87		А-107-87		П-31-08		А-79-87		П-112-06	А-149-87	А-107-87	А-79-87	
	ц	к	ц	к	ц	к	ц	к	ц	к				1	2
SiO ₂ , мас. %	38.34	37.41	38.90	38.99	38.88	38.97	38.02	38.20	38.47	38.39	48.79	49.19	49.09	49.06	48.29
Al ₂ O ₃	21.11	20.97	21.49	21.49	21.54	21.53	21.04	21.18	21.66	21.66	32.50	33.32	33.28	33.64	33.11
Cr ₂ O ₃	—	—	0.11	0.26	0.14	0.18	—	—	—	—	—	—	—	—	—
FeO	30.16	34.07	27.53	27.89	27.34	27.61	30.81	30.43	26.60	27.78	6.93	3.43	3.75	3.70	4.26
MnO	0.70	2.08	0.51	0.53	0.53	0.53	0.90	0.86	2.09	2.26	0.11	0.03	0.02	0.08	0.08
MgO	6.69	4.62	10.47	10.28	10.81	10.56	7.19	7.10	8.60	8.77	9.48	11.73	11.68	11.02	10.89
CaO	3.23	0.96	1.23	0.87	0.88	0.80	2.07	2.33	2.03	1.11	—	—	—	—	—
Na ₂ O	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.11	0.06	0.08	0.37	0.19
Сумма	100.23	100.18	100.32	100.35	100.1	100.2	100.13	100.21	99.53	100.10	97.94	97.76	97.94	97.92	96.83
Si, г/г	3.00	2.99	2.98	2.99	2.98	2.99	2.99	2.99	2.99	2.98	5.01	4.98	4.97	4.97	4.96
Al	1.95	1.98	1.94	1.94	1.95	1.95	1.95	1.96	1.98	1.98	3.94	3.98	3.97	4.02	4.01
Cr	—	—	0.01	0.02	0.01	0.01	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Fe	1.97	2.28	1.77	1.79	1.75	1.77	2.02	1.99	1.73	1.80	0.60	0.29	0.32	0.31	0.37
Mn	0.05	0.14	0.03	0.03	0.03	0.03	0.06	0.06	0.14	0.15	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01
Mg	0.78	0.55	1.20	1.18	1.24	1.21	0.84	0.83	1.00	1.01	1.45	1.77	1.76	1.66	1.67
Ca	0.27	0.08	0.10	0.07	0.07	0.07	0.17	0.20	0.17	0.09	—	—	—	—	—
Na	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.02	0.01	0.02	0.07	0.04
X _{Alm}	0.64	0.75	0.57	0.58	0.57	0.58	0.65	0.65	0.57	0.59	—	—	—	—	—
X _{Py}	0.25	0.18	0.39	0.38	0.40	0.39	0.27	0.27	0.33	0.33	—	—	—	—	—
X _{Grs}	0.09	0.03	0.03	0.02	0.02	0.02	0.06	0.06	0.06	0.03	—	—	—	—	—
X _{Sps}	0.02	0.05	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.02	0.05	0.05	—	—	—	—	—
f	0.72	0.81	0.60	0.60	0.59	0.59	0.71	0.71	0.63	0.64	0.29	0.14	0.15	0.16	0.18

Компонент	Биотит				Ортопироксен		Плагиоклаз					Калишпат			
	112-06	149-87	107-87	П-31-08	П-31-08		112-06	149-87	107-87	П-31-08	А 79-87	119-87	149-87	П-31-08	А-79-87
SiO ₂ , мас. %	36.35	36.61	37.10	37.84	50.39	50.84	62.07	61.41	61.53	57.55	61.08	66.02	64.93	64.51	65.10
TiO ₂	3.01	4.72	5.27	3.46	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Al ₂ O ₃	17.95	15.15	15.56	15.00	2.05	2.72	23.52	24.14	24.30	26.94	23.87	18.82	19.04	18.55	18.78
Cr ₂ O ₃	0.14	0.65	0.28	—	0.13	0.50	—	—	—	—	—	—	—	—	—
FeO	17.78	14.32	12.59	13.90	28.36	27.07	—	—	—	—	—	—	—	—	—
MnO	0.04	0.02	0.03	0.02	0.24	0.23	—	—	—	—	—	—	—	—	—
MgO	12.30	14.89	15.49	16.10	18.18	18.79	—	—	—	—	—	—	—	—	—
CaO	0.01	0.02	0.00	0.00	0.21	0.22	4.98	5.62	5.77	8.79	5.85	0.14	0.52	0.24	0.12
Na ₂ O	—	—	0.11	—	—	—	8.58	8.11	8.17	6.60	8.30	2.57	2.59	1.23	1.63
K ₂ O	9.68	9.82	10.12	10.03	—	—	0.11	0.26	0.29	0.25	0.10	12.47	12.49	14.71	14.16
Сумма	97.32	96.26	96.56	96.46	99.63	100.4	99.38	99.60	100.09	100.16	100.05	100.10	99.65	99.31	99.82
Si, г/г	2.69	2.71	2.72	2.78	1.94	1.93	2.77	2.74	2.73	2.58	2.71	3.00	2.97	2.99	2.99
Ti	0.17	0.26	0.29	0.19	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Al	—	—	—	—	0.09	0.12	1.23	1.27	1.27	1.42	1.29	1.01	1.03	1.01	1.02
Al(IV)	1.31	1.29	1.28	1.22	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Al(VI)	0.26	0.04	0.06	0.08	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Cr	0.01	0.04	0.02	—	0.00	0.01	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Fe	1.10	0.89	0.77	0.86	0.91	0.86	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Mg	1.36	1.64	1.69	1.76	1.04	1.06	—	—	—	—	—	—	—	—	—

Компонент	Биотит				Ортопироксен		Плагиоклаз					Калишпат			
	112-06	149-87	107-87	П-31-08	П-31-08		112-06	149-87	107-87	П-31-08	А-79-87	119-87	149-87	П-31-08	А-79-87
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.24	0.27	0.27	0.42	0.28	0.01	0.03	0.01	0.01
Na	—	—	0.02	—	—	—	0.74	0.70	0.70	0.57	0.71	0.23	0.23	0.11	0.15
K	0.91	0.93	0.95	0.94	—	—	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.72	0.73	0.87	0.83
X_{An}	—	—	—	—	—	—	0.24	0.27	0.28	0.42	0.28	0.01	0.03	0.01	0.01
X_{Ab}	—	—	—	—	—	—	0.75	0.71	0.71	0.57	0.72	0.24	0.23	0.11	0.15
X_{Ort}	—	—	—	—	—	—	0.01	0.02	0.02	0.01	0.01	0.76	0.74	0.88	0.85
f	0.45	0.35	0.31	0.33	0.47	0.45	—	—	—	—	—	—	—	—	—

Примечание. ц — анализ центр зерна, к — края; 1 — анализ зерна кордиерита на контакте с гранатом, 2 — анализ того же зерна кордиерита на удалении от контакта; прочерком обозначены содержания элементов ниже пределов обнаружения.

ния этих пород около 800 °С указывают также данные геотермометров, основанных на содержании натрия в кордиерите и титана в цирконе, рассчитанные для этих же образцов. Оценки температур по гранат-ортопироксеновым гнейсам (П-16-10 и П-96-06) достигают 780—820 °С.

Таким образом, можно предположить, что породы Иркутского блока были метаморфизованы при температуре около 800 °С и давлении 6—7 кбар (см. табл. 6). Более низкие температуры, полученные по гранат-кордиеритовому геотермометру, могут быть связаны с изменением состава сосуществующих минералов на регрессивной стадии метаморфизма, что подтверждается изменением железистости граната и кордиерита в зонах их непосредственного контакта (см. рис. 4, 7, 9).

Сравнительно высокие температуры, полученные по гранат-биотитовому термометру могут быть связаны с тем, что для них использовался биотит из матрикса породы, не контактирующий с гранатом и зачастую окруженный зернами кварца или полевого шпата.

ИНТЕРПРЕТАЦИЯ РЕАКЦИОННЫХ ВЗАИМООТНОШЕНИЙ МИНЕРАЛОВ

Присутствие в лейкосоме мигматитов идиоморфных кристаллов кордиерита, калиевого полевого шпата и граната (обр. А-142-87) может свидетельствовать об их формировании при участии расплава, образованного за счет плавления при разложении биотита: $Bt + As + Pl + Qtz \rightarrow Grt + Kfs + L$ [Le Breton, Thompson, 1988], $Bt + As + Qtz \rightarrow Grt + Crd + Kfs + L$ [Spear et al., 1999; Johnson, 2008], $Bt + As + Pl + Qtz \rightarrow Grt + Crd + Kfs + L$ [Waters, 1988; White et al., 2001], в температурном интервале 700—800 °С. Относительно низкая железистость кордиерита ($F = 36\%$) и граната ($F = 77\%$) в лейкосоме пород в присутствии силлиманита и кварца указывают на давления их формирования порядка 6 кбар (см. табл. 6).

Кордиерит из включений в гранате содержит зерна шпинели, которые не встречаются в идиоморфном кордиерите и в каймах вокруг граната. Это свидетельствует о том, что он, вероятно, относится к другой, более ранней генерации. В таком случае, образование граната может быть связано с реакцией $Crd \rightarrow Grt + Sill + Qtz$, проходившей на прогрессивной стадии метаморфизма, либо обусловлено реакцией ранее образованного кордиерита с вновь образованным расплавом $Crd + Spl + L \rightarrow Grt + Bt + Sill$ [Kriegsman, Hensen, 1998].

Срастания биотита с андалузитом, распространенные в породе, образуют псевдоморфозы по кордиериту и имеют розеткообразную форму, без определенной ориентировки, что может свидетельствовать о росте этих симплектитов на регрессивной стадии метаморфизма после снятия значительного напряжения.

Подобные срастания описаны в разных мигматитовых комплексах [Ashworth, 1976; Vernon, 1978; Vernon, Pooley, 1981; Waters, 2001]. В этих работах делается вывод, что их формирование происходит на регрессивной стадии метаморфизма при реакции с расплавом [Ashworth, 1976; Waters, 2001] или за счет обратного прохождения реакции $Sill + Qtz + Bt \rightarrow Crd + Kfs + H_2O$ [Vernon, 1978; Vernon, Pooley, 1981]. В последнем случае необходимая вода освобождается при кристаллизации расплава. В пользу его участия свидетельствует преимущественная распространенность этих симплектитов в лейкосоме мигматитов главным образом в переходной зоне от амфиболитовой к гранулитовой фации, где образующийся расплав преимущественно остается в системе [Waters, 2001].

Таблица 8.

Составы кордиерита из мигматитов и гнейсов Иркутского блока

Компо- нент	А-119-87																		
	SiO ₂ , мас. %	49.18	49.31	49.42	49.43	49.17	49.54	49.55	49.45	49.32	49.20	49.68	48.55	48.91	49.21	48.68			
Al ₂ O ₃	33.05	33.18	33.13	32.92	33.33	33.65	33.23	33.35	33.09	33.18	32.93	33.11	33.62	33.58	33.52				
FeO	5.57	5.46	5.76	5.44	4.32	4.30	4.88	5.42	5.41	5.28	4.87	4.54	4.94	5.12	5.27				
MnO	0.02	0.02	0.02	0.02	0.00	0.01	0.02	0.02	0.03	0.03	0.03	0.01	0.01	0.01	0.02				
MgO	10.62	10.54	10.38	10.42	11.39	11.14	11.07	10.38	10.61	10.45	10.71	11.15	11.03	10.80	10.75				
Na ₂ O	0.05	0.02	0.06	0.04	0.08	0.02	0.04	0.05	0.02	0.05	0.01	0.03	0.01	0.03	0.02				
Сумма	98.52	98.56	98.77	98.30	98.36	98.67	98.82	98.68	98.48	98.22	98.28	97.56	98.57	98.78	98.70				
Si, г/г	4.99	5.00	5.00	5.02	4.97	4.99	5.00	5.00	5.00	5.00	5.03	4.96	4.95	4.97	4.93				
Al	3.95	3.96	3.95	3.94	3.97	3.99	3.95	3.98	3.95	3.97	3.93	3.99	4.01	4.00	4.00				
Fe	0.47	0.46	0.49	0.46	0.37	0.36	0.41	0.46	0.46	0.45	0.41	0.39	0.42	0.43	0.45				
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00				
Mg	1.61	1.59	1.57	1.58	1.72	1.67	1.66	1.56	1.60	1.58	1.62	1.70	1.66	1.63	1.62				
Na	0.01	0.00	0.01	0.01	0.02	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00				
<i>f</i>	0.23	0.23	0.24	0.23	0.18	0.18	0.20	0.23	0.22	0.22	0.20	0.19	0.20	0.21	0.22				
Mir	870	870	871	870	875	873	870	871	869	868	870	872	873	873	871				
Wyh	822	821	822	821	825	824	821	822	821	820	821	823	823	824	822				
П-96-06																			
SiO ₂ , мас. %	48.65	48.63	47.87	50.71	51.17	48.05	49.78	48.52	48.91	48.70	49.12	50.11	49.89	49.86	49.80	50.08	50.02	49.87	49.95
Al ₂ O ₃	33.00	33.47	32.88	34.23	34.26	32.43	33.82	33.24	33.47	33.36	33.49	33.23	33.20	33.26	33.09	33.28	33.28	33.43	33.50
FeO	4.72	3.95	4.68	5.21	5.19	4.78	4.71	4.88	5.16	5.38	5.41	4.93	4.85	4.92	4.92	4.90	4.69	4.68	4.47
MnO	0.00	0.01	0.03	0.01	0.04	0.03	0.02	0.03	0.03	0.02	0.04	0.01	0.03	0.03	0.04	0.01	0.02	0.01	0.04
MgO	11.19	11.62	11.33	10.62	10.29	12.72	10.91	10.96	10.66	10.61	10.45	10.54	10.56	10.54	10.46	10.52	10.69	10.82	10.98
Na ₂ O	0.09	0.07	0.10	0.07	0.10	0.10	0.10	0.10	0.09	0.10	0.07	0.04	0.07	0.09	0.08	0.07	0.05	0.09	0.07
Сумма	97.66	97.76	96.99	100.84	101.16	98.17	99.35	97.77	98.32	98.17	98.58	98.88	98.62	98.72	98.43	98.90	98.76	98.95	99.03
Si, г/г	4.97	4.94	4.93	5.01	5.04	4.90	4.99	4.95	4.97	4.96	4.98	5.04	5.03	5.03	5.04	5.04	5.04	5.01	5.01
Al	3.97	4.01	3.99	3.99	3.98	3.90	3.99	4.00	4.00	4.00	4.00	3.94	3.95	3.95	3.95	3.95	3.95	3.96	3.96
Fe	0.40	0.34	0.40	0.43	0.43	0.41	0.39	0.42	0.44	0.46	0.46	0.41	0.41	0.41	0.42	0.41	0.39	0.39	0.38
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	1.70	1.76	1.74	1.56	1.51	1.93	1.63	1.67	1.61	1.61	1.58	1.58	1.59	1.58	1.58	1.58	1.60	1.62	1.64
Na	0.02	0.01	0.02	0.01	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01	0.02	0.02	0.01	0.01	0.02	0.01
<i>f</i>	0.19	0.16	0.19	0.22	0.22	0.17	0.20	0.20	0.21	0.22	0.23	0.21	0.20	0.21	0.21	0.21	0.20	0.20	0.19
Mir	825	838	821	838	824	822	825	824	830	823	840	854	841	828	834	837	848	830	838
Wyh	788	798	785	798	787	786	788	787	792	787	799	810	800	790	795	797	805	792	798
П-96-06																			
А-79-87																			
SiO ₂ , мас. %	50.34	49.82	49.83	49.62	49.92	50.14	49.83	49.06	49.02	48.16	48.36	48.29	48.31	48.18					
Al ₂ O ₃	33.56	33.18	33.12	33.26	33.23	33.38	33.24	33.64	33.53	33.14	33.18	33.11	33.47	33.10					
FeO	4.04	5.09	5.13	5.07	4.89	4.87	4.57	3.70	3.94	4.11	4.09	4.26	4.00	4.24					
MnO	0.03	0.00	0.03	0.04	0.03	0.02	0.03	0.08	0.07	0.07	0.08	0.08	0.08	0.08					
MgO	11.20	10.60	10.46	10.49	10.52	10.56	10.76	11.02	10.80	10.90	10.85	10.89	11.17	11.01					
Na ₂ O	0.10	0.05	0.08	0.09	0.06	0.08	0.09	0.37	0.33	0.30	0.35	0.19	0.20	0.16					
Сумма	99.29	98.77	98.68	98.60	98.70	99.08	98.56	97.92	97.73	96.70	96.96	96.83	97.26	96.82					
Si, г/г	5.03	5.03	5.03	5.02	5.03	5.04	5.03	4.97	4.98	4.95	4.96	4.96	4.94	4.95					
Al	3.95	3.94	3.94	3.96	3.95	3.95	3.95	4.02	4.02	4.02	4.01	4.01	4.03	4.01					
Fe	0.34	0.43	0.43	0.43	0.41	0.41	0.39	0.31	0.33	0.35	0.35	0.37	0.34	0.36					
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01					
Mg	1.67	1.59	1.57	1.58	1.58	1.58	1.62	1.66	1.64	1.67	1.66	1.67	1.70	1.69					
Na	0.02	0.01	0.02	0.02	0.01	0.02	0.02	0.07	0.06	0.06	0.07	0.04	0.04	0.03					
<i>f</i>	0.17	0.21	0.22	0.21	0.21	0.21	0.19	0.16	0.17	0.17	0.17	0.18	0.17	0.18					
Mir	824	847	833	828	842	832	827	681	700	713	686	774	770	789					
Wyh	788	804	794	790	801	793	790	681	695	705	685	750	747	762					

Компонент	А-142-87																			
SiO ₂ , мас. %	48.27	48.37	48.79	48.44	48.44	49.00	48.86	48.74	49.35	49.77	49.78	49.51	49.63	48.49	49.06	48.69	49.09	48.64	48.62	
Al ₂ O ₃	32.43	32.53	32.52	32.72	32.43	32.79	32.78	32.71	33.01	33.39	33.29	33.01	33.11	32.48	32.88	32.85	32.77	32.53	32.76	
FeO	8.31	8.31	8.23	8.37	8.34	8.11	8.03	7.41	5.84	6.09	6.20	6.32	6.49	6.63	6.73	6.55	7.71	8.18	8.28	
MnO	0.02	0.02	0.03	0.04	0.04	0.05	0.04	0.05	0.03	0.03	0.02	0.01	0.01	0.00	0.02	0.02	0.03	0.04	0.03	
MgO	8.43	8.29	8.37	8.31	8.28	8.39	8.45	8.88	9.85	9.73	9.71	9.60	9.42	9.59	9.20	9.29	8.49	8.31	8.30	
Na ₂ O	0.11	0.13	0.11	0.12	0.14	0.11	0.10	0.13	0.29	0.15	0.12	0.12	0.13	0.15	0.12	0.15	0.08	0.09	0.11	
Сумма	97.60	97.69	98.11	98.03	97.77	98.49	98.31	97.97	98.53	99.20	99.20	98.63	98.84	97.37	98.05	97.64	98.20	97.85	98.19	
Si, г/г	5.01	5.01	5.03	5.00	5.02	5.03	5.02	5.02	5.02	5.02	5.03	5.03	5.03	5.00	5.02	5.01	5.04	5.03	5.01	
Al	3.96	3.97	3.95	3.98	3.96	3.96	3.97	3.97	3.96	3.97	3.96	3.95	3.96	3.95	3.97	3.98	3.97	3.96	3.98	
Fe	0.72	0.72	0.71	0.72	0.72	0.70	0.69	0.64	0.50	0.51	0.52	0.54	0.55	0.57	0.58	0.56	0.66	0.71	0.71	
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
Mg	1.30	1.28	1.29	1.28	1.28	1.28	1.29	1.36	1.49	1.46	1.46	1.45	1.43	1.48	1.40	1.42	1.30	1.28	1.28	
Na	0.02	0.03	0.02	0.02	0.03	0.02	0.02	0.03	0.06	0.03	0.02	0.02	0.03	0.03	0.02	0.03	0.02	0.02	0.02	
<i>f</i>	0.36	0.36	0.36	0.36	0.36	0.35	0.35	0.32	0.25	0.26	0.26	0.27	0.28	0.28	0.29	0.28	0.34	0.36	0.36	
Mir	816	808	816	813	802	816	821	805	721	794	810	810	805	794	810	797	835	824	816	
Wyh	781	775	781	779	771	781	785	773	711	765	777	777	773	765	777	767	795	787	781	

Примечание. Формульные единицы рассчитаны на 18 O, $f = \text{Fe}/(\text{Fe} + \text{Mg})$, Mir и Wyh — температуры, рассчитанные по геотермометрам [Murgwald, 1986; Wyhlidal, 2007].

Отсутствие регрессивного мусковита в породах указывает на то, что параметры регрессивного метаморфизма находились по температуре выше линии разложения ассоциации мусковита с кварцем (рис. 10, линия *a*) при температуре не ниже 650 °C и давлении не выше 3 кбар.

Возникновение кордиеритовых кайм вокруг кристаллов граната в меланосоме пород может являться следствием обратного протекания реакции $\text{Crd} \rightarrow \text{Grt} + \text{Sil} + \text{Qtz}$. По экспериментальным данным [Holdaway, Lee, 1977; Aranovich, Podlesskii, 1983], линия этой реакции в *PT*-координатах ориентирована круто к оси давления, следовательно, прохождение этой реакции может свидетельствовать о снижении давления. Это подтверждает наблюдаемая в породе смена силлиманита на андалузит. Одинаковые содержания натрия в идиоморфных зернах кордиерита и каймах вокруг граната (см. табл. 2), позволяет предполагать, что формирование тех и других происходило при близких температурах.

Микроструктуры, в которых шпинель окружена каймами силлиманита, кордиерита и граната (обр. А-118, 119-87; П-7-10) описаны в разных гранулитовых комплексах. По одной из версий, их образование связывается с реакцией шпинели с кварцем, которые были равновесны при более высоких температурах, но на регрессивной стадии метаморфизма эта ассоциация оказалась вне своего поля устойчивости [Stuwe, Powell, 1989; Waters, 1989]. Согласно другой точке зрения, шпинель реагирует с расплавом, образуя каймы при повышении температуры и не отделившись от глиноземистой меланосомы [Kriegsman, Hensen, 1998; Stuwe, Powell, 1989; Waters, 1989; Waters, Wales, 1984]. В изученных породах отчетливо выделяются существенно кварц-полевошпатовая лейкосомы и силлиманит-гранат-кордиеритовая меланосома, на их границе часто присутствует гранат. В связи с этим наиболее вероятным представляется второй вариант реакций с расплавом, которые могут быть записаны как: $\text{Spl} + \text{Crd} + \text{L} \rightarrow \text{Grt} + \text{Sill}$, $\text{Spl} + \text{L} \rightarrow \text{Crd} \pm \text{Sill} \pm \text{Kfs}$, $\text{Spl} + \text{L} \rightarrow \text{Grt} \pm \text{Sill} \pm \text{Kfs}$ [Kriegsman, Hensen, 1998].

Силлиманит-биотитовые симплектиты, развивающиеся по кордиериту, аналогичны андалузит-биотитовым сростаниям. Их формирование на регрессивной стадии метаморфизма подтверждается более низким содержанием TiO₂ в биотите симплектитов по сравнению с биотитом в лейкосоме породы (см. табл. 3). Присутствие в этих сростаниях силлиманита, а не андалузита, свидетельствует о кристаллизации расплава при более высоких давлениях. В то же время появление андалузита в жилах совместно с биотитом свидетельствует о его образовании после кристаллизации расплава. Предположительный тренд изменения *PT*-параметров метаморфизма этих пород изображен на рис. 10, *б*.

Корунд, как правило, образует ламеллы в магнетите, что может являться признаком распада твердого раствора по реакции $\text{Spl} + \text{O}_2 \rightarrow \text{Mt} + \text{Crn}$.

Наблюдаемые в шлифах плагиоклаз-ортопироксеновые каймы (обр. П-16-10, см. рис. 7) свидетельствуют о замещении ими граната в соответствии с реакцией $\text{Grt} + \text{Qtz} \rightarrow \text{Opx} + \text{Pl}$. Согласно экспериментальным данным [Newton, Perkins, 1982], ее протекание и увеличение основности плагиоклаза в этой ассоциации в большей степени связано с понижением давления.

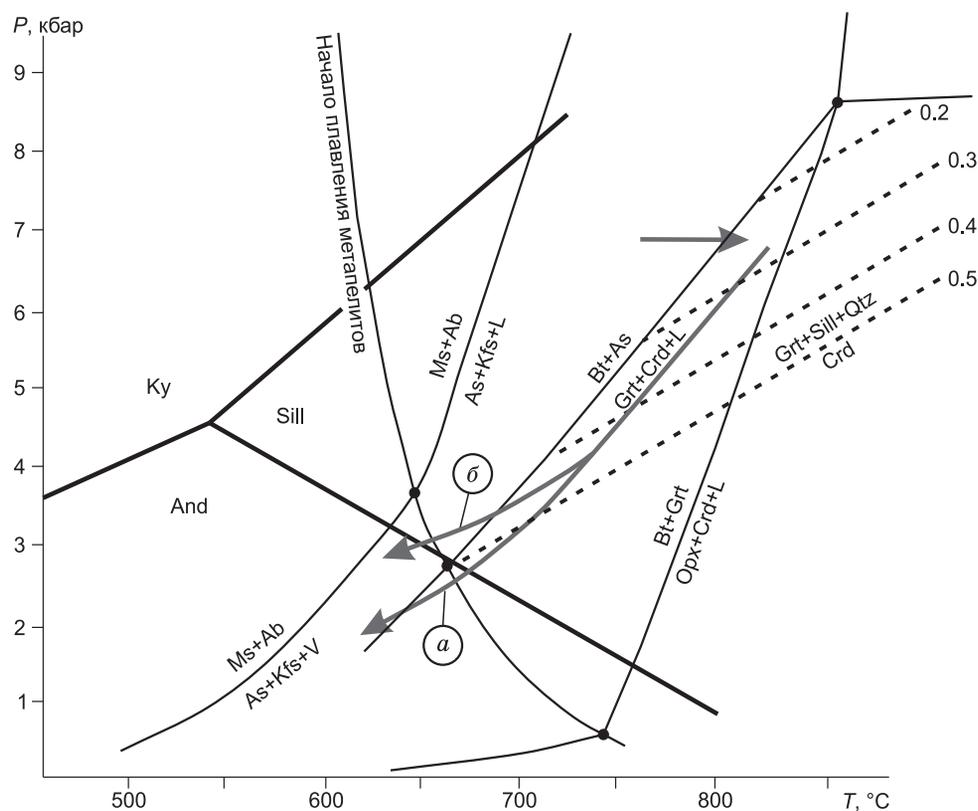


Рис. 10. Предположительный *PT*-тренд регрессивного метаморфизма *a* — мигматитов (обр. А-142-87), *б* — гранат-кордиеритовых гнейсов (обр. А-118, 119-87; П-7-10).

Линии реакций плавления по [Spearg et al., 1999]. Штрихпунктиром показаны линии постоянной железистости кордиерита в ассоциации с гранатом, силлиманитом и кварцем [Aranovich, Podlesskii, 1983]. Линия начала плавления метapelитов в водонасыщенной системе, по [Le Breton, Thompson, 1988]. Тройная точка, по [Pattison, 1992].

Кордиерит-гиперстеновые келифиты вокруг граната, обнаруженные нами в обр. П-96-06, описаны во многих высокотемпературных метаморфических комплексах (Лимпопо, Лапландия, Алданский щит) [Кориковский, 1979; Геря, 1999; и др.]. В ряде работ [Harley, 1989; и др.] предполагается, что формирование этих структур происходит на регрессивной стадии метаморфизма, характеризующейся существенно изотермальной декомпрессией, по реакции $\text{Grt} + \text{Qtz} \rightarrow \text{Crd} + \text{Orpx}$. Также существуют примеры образования таких симплектитов при повторном метаморфизме на стадии повышения температуры [McFarlane, 2003]. Последнее подтверждается частым присутствием в этих породах кайм ортопироксена вокруг биотита [Кориковский, 1979].

В изученных породах выделяются две генерации ортопироксена: первая, с содержанием Al_2O_3 — 4.66—5.33 мас. %, образует центральные части зерен в матриксе, вторая (2.89—3.14 мас. % Al_2O_3) составляет краевые части этих зерен и встречается в симплектиках с кордиеритом. Это определенно свидетельствует об образовании последних при более низких *PT*-параметрах, что подтверждается данными термометрии (см. табл. 6).

Основность плагиоклаза повышается к краям зерен, что в данной ассоциации должно происходить при снижении давления [Perkins, Newton, 1981; Perkins, Chipera, 1985; Eckert et al., 1991]. По экспериментальным данным [Hoffer, 1980], ассоциация $\text{Orpx} + \text{Kfs}$ за счет биотита может формироваться также на стадии снижения давления при температуре около 700 °C и давлении около 3 кбар. Таким образом, с учетом данных по другим реакционным структурам, можно предположить, что формирование ортопироксен-кордиеритовых кайм происходило на стадии снижения давления.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Таким образом, метаморфизм гранулитов прибайкальской части Иркутского блока происходил при температуре около 800 °C и давлении 6—7 кбар. Наиболее высокие значения температуры получены для

ассоциации Grt–Opx–Pl–Qtz. В ассоциации Grt–Crd–Sill–Qtz максимальные значения получены с использованием геотермометров, основанных на содержании натрия в кордиерите и титана в цирконе, показания гранат-кордиеритового термометра обычно ниже и лежат в широком диапазоне значений, что может быть связано с железомagneзиальным обменом на регрессивной стадии метаморфизма.

Микроструктурные взаимоотношения минералов, установленные нами в породах, свидетельствуют о преимущественном снижении давления до величин около 3 кбар при сохранении достаточно высоких температур. К таким микроструктурам относятся андалузит-биотитовые симплектиты по кордиериту и ортопироксен-плаггиоклазовые каймы вокруг кристаллов граната. Интерпретация кордиерит-ортопироксеновых симплектитов вокруг граната на основе имеющегося материала затруднительна, возможно предположить их декомпрессионное происхождение лишь в совокупности с данными по другим реакционным структурам.

Автор признателен О.М. Туркиной, С.А. Каргополову, Г.Г. Лепезину и Л.Я. Арановичу за предоставленные коллекции и ценные консультации.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант 12-05-00557) и проекта ОНЗ-9.

ЛИТЕРАТУРА

Геря Т.В. *PT*-тренды и модель формирования гранулитовых комплексов докембрия: Дис. ... д.г.-м.н. М., МГУ, 1999, 354 с.

Кориковский С.П. Фации метаморфизма метapelитов. М., Наука, 1979, 263 с.

Кузнецова Р.П., Шеплев В.С., Колобов В.Ю. Анализ роста зональных минеральных сегрегаций и получение характеристик массопереноса при метаморфизме. 4. Исследование системы $\text{SiO}_2\text{—MgO—CaO}$ // Геология и геофизика, 1992 (9), с. 52—61.

Кузнецова Р.П., Колобов В.Ю., Шеплев В.С. Анализ роста зональных минеральных сегрегаций и получение характеристик массопереноса при метаморфизме. 5. Исследование системы $\text{SiO}_2\text{—Al}_2\text{O}_3\text{—FeO—MgO—K}_2\text{O—Na}_2\text{O}$ // Геология и геофизика, 1994 (10), с. 105—115.

Лаврентьева И.В., Перчук Л.Л. Кордиерит-гранатовый термометр // Докл. АН СССР, 1981, т. 259, № 3, с. 697—700.

Петрова З.И., Левицкий В.И. Петрология и геохимия гранулитовых комплексов Прибайкалья. Новосибирск, Наука, 1984, 200 с.

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., Урманцева Л.Н., Бережная Н.Г., Скублов С.Е. Формирование и мезоархейский метаморфизм гиперстеновых гнейсов в Иркутском гранулитогнейсовом блоке (Шарыжалгайский выступ Сибирского кратона) // Геология и геофизика, 2011, т. 52 (1), с. 122—137.

Шеплев В.С. Математическое моделирование химической зональности в метаморфических реакционных структурах горных пород. Дис. в виде научного доклада ... д.х.н. Новосибирск, НИЦ ОИГТМ СО РАН, 1998, 80 с.

Шеплев В.С., Колобов В.Ю., Кузнецова Р.П., Ревердатто В.В. Анализ роста зональных минеральных сегрегаций и получение характеристик массопереноса при метаморфизме. 1. Теоретическая модель в стационарном приближении // Геология и геофизика, 1991 (12), с. 3—17.

Шеплев В.С., Кузнецова Р.П., Колобов В.Ю. Анализ роста зональных минеральных сегрегаций и получение характеристик массопереноса при метаморфизме. 2. Исследование системы $\text{SiO}_2\text{—Al}_2\text{O}_3\text{—MgO—NaCa}_2\text{O}_{5/2}$ // Геология и геофизика, 1992а (2), с. 84—93.

Шеплев В.С., Кузнецова Р.П., Колобов В.Ю. Анализ роста зональных минеральных сегрегаций и получение характеристик массопереноса при метаморфизме. 3. Модель стационарной диффузии // Геология и геофизика, 1992б (6), с. 49—57.

Anovitz L.M. Al zoning in pyroxene and plagioclase: window on late prograde to early retrograde *P-T* path in granulite terranes // Amer. Miner., 1991, v. 76, p. 1328—1343.

Aranovich L.Y., Podlesskii K.K. The cordierite-garnet-sillimanite-quartz equilibrium: experiments and calculations // Kinetics and equilibrium in mineral reactions. Springer, Berlin, Heidelberg, New York, Advances in Physical Geochemistry, 1983, v. 3, p. 173—198.

Aranovich L.Y., Podlesskii K.K. Geothermobarometry of high-grade metapelites: simultaneously operating reactions // Evolution of metamorphic belts / Eds. R.A. Cliff, B.W.D. Yardley, J.S. Daly. Geological Society Special Publication, 1989, v. 43, p. 45—62.

- Aranovich L.Y., Berman R.G.** A new garnet-orthopyroxene thermometer based on reversed Al_2O_3 solubility in $\text{FeO-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2$ orthopyroxene // *Amer. Miner.*, 1997, v. 82, p. 345—353.
- Ashworth J.R.** Petrogenesis of migmatites in the Huntly—Portsoy area, northeast Scotland // *Miner. Mag.*, 1976, v. 40, p. 661—682.
- Ashworth J.R., Sheplev V.S.** Diffusion modelling of metamorphic layered coronas with stability criterion and consideration of affinity // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1997, v. 61, № 17, p. 3671—3689.
- Ashworth J.R., Sheplev V.S., Bryxina N.A., Kolobov V.Yu., Reverda V.V.** Diffusion-controlled corona reaction and overstepping in garnet granulite, Yenisey Ridge, Siberia // *J. Metam. Geol.*, 1998, v. 16, p. 231—246.
- Berman R.G., Aranovich L.Y.** Optimized standard state and mixing properties of minerals: I. Model calibration for olivine, orthopyroxene, cordierite, garnet and ilmenite in the system $\text{FeO} \pm \text{MgO} \pm \text{CaO} \pm \text{Al}_2\text{O}_3 \pm \text{SiO}_2 \pm \text{TiO}_2$ // *Contr. Miner. Petrol.*, 1996, v. 126, p. 1—24.
- Bhattacharya A., Krishnakumar K.R., Raith M., Sen S.K.** An improved set of a-X parameters for Fe-Mg-Ca garnets and refinements of the orthopyroxene-garnet thermometer and the orthopyroxene-garnet-plagioclase quartz barometer // *J. Petrol.*, 1991, v. 32, № 3, p. 629—656.
- Eckert J.O. Jr., Newton R.C., Kleppa O.J.** The ΔH of reaction and recalibration of garnet-pyroxene-plagioclase-quartz geobarometers in the CMAS system by solution calorimetry // *Amer. Miner.*, 1991, v. 76, № 1/2, p. 148—160.
- Fisher G.W.** Nonequilibrium thermodynamics as a model for diffusion-controlled metamorphic processes // *Amer. J. Sci.*, 1973, v. 273, p. 897—924.
- Fisher G.W.** Nonequilibrium thermodynamics in metamorphism / Ed. D.G. Fraser // *Thermodynamics in geology*. NATO advance. Study instit. Ser. C, v. 30. Dordrecht, D.Reidel Publ. Co., 1977, p. 381—403.
- Fisher G.W.** Rate laws in metamorphism // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1978, v. 42, p. 1035—1050.
- 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 of peak metamorphic conditions // *J. Petrol.*, 1994, v. 35, p. 543—576.
- Johnson T.E., White R.W., Powell R.** Partial melting of metagreywacke: a calculated mineral equilibria study // *J. Metamorphic Geol.*, 2008, v. 26, p. 837—853.
- Harley S.L.** The solubility of alumina in orthopyroxene coexisting with garnet in $\text{FeO-MgO-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2$ and $\text{CaO-FeO-MgO-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2$ // *J. Petrol.*, 1984, v. 25, № 3, p. 665—694.
- Harley S.L.** The origin of granulites: a metamorphic perspective // *Geol. Mag.*, 1989, v. 126 (3), p. 215—247.
- Hoffer E., Grant J.A.** Experimental investigation of the formation of cordierite-orthopyroxene parageneses in pelitic rocks // *Contr. Miner. Petrol.*, 1980, v. 73, p. 15—22.
- Holdaway M.J., Lee S.M.** Fe-Mg cordierite stability in high-grade pelitic rocks based on experimental, theoretical, and natural observations // *Contr. Miner. Petrol.*, 1977, v. 63, p. 175—198.
- Holdaway M.J., Mukhopadhyay B.** Geothermobarometry in pelitic schists: a rapidly evolving field // *Amer. Miner.*, 1993, v. 78, p. 681—693.
- Kaneko Y., Miyano T.** Recalibration of mutually consistent garnet-biotite and garnet-cordierite geothermometers // *Lithos*, 2004, v. 73, p. 255—269.
- Kalt A., Altherr R., Ludwig T.** Contact metamorphism in pelitic rocks on the island of Kos (Greece, Eastern Aegean Sea): a test for the Na-in-cordierite thermometer // *J. Petrol.*, 1998, v. 39, p. 663—668.
- Kalt A., Berger A., Blümel P.** Metamorphic evolution of cordierite-bearing migmatites from the Bayrische Wald (Variscan Belt, Germany) // *J. Petrol.*, 1999, v. 40, p. 601—627.
- Kleemann U., Reinhardt J.** Garnet-biotite thermometry revisited: the effect of Al_{VI} and Ti in biotite // *Eur. J. Miner.*, 1994, v. 6, p. 925—941.
- Knop E., Mirwald P.W.** Cordierite as a monitor of fluid and melt sodium activity in metapelites, migmatites and granites: constraints from incorporation experiments // *J. Conf. Abs*, 2000, v. 5, p. 58.
- Kretz R.** Symbols for rock-forming minerals // *Amer. Miner.*, 1983, v. 68, p. 277—279.
- Kriegsman L.M., Hensen B.J.** Back reaction between restite and melt: implications for geothermobarometry and pressure—temperature paths // *Geology*, 1998, v. 26, p. 1111—1114.
- Le Breton N., Thompson A.B.** Fluid-absent (dehydration) melting of biotite in metapelites in the early stages of crustal anatexis // *Contr. Miner. Petrol.*, 1988, v. 99, p. 226—237.
- Lee H.I., Ganguly J.** Equilibrium compositions of coexisting garnet and orthopyroxene: experimental determinations in the system $\text{FeO-MgO-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2$, and applications // *J. Petrol.*, 1988, v. 29, № 1, p. 93—113.

McFarlane C.R.M., Carlson W.D., Connelly J.N. Prograde, peak, and retrograde *P-T* paths from aluminum in orthopyroxene: high-temperature contact metamorphism in the aureole of the Makhavinekh Lake Pluton, Nain Plutonic Suite, Labrador // *J. Metamorphic Geol.*, 2003, v. 21, p. 405—423.

Mirwald P.W. Ist cordierit eia Teothermometer? // *Fortschritte der Mineralogie*, 1986, v. 64 (Beiheft 1), p. 119.

Mirwald P.W. The incorporation of H₂O and CO₂ in cordierite at varying sodium content under subsolidus conditions // *Eur. J. Miner. Beih.*, 2000, v. 12, p. 128.

Mirwald P.W., Knop E. Der Einfluss der Kanalkomponenten H₂O, CO₂ und Na⁺ auf die oberste Stabilität von Mg-Cordierit — eine experimentelle Pilotstudie und ihre Bedeutung für das Granat-Cordierit-Geobarometer // *Geol. Paläont. Mitt.*, 1995, v. 20, p. 153—164.

Mirwald P.W., Scola M., Tropper P. Experimental study on the incorporation of Na in Mg-cordierite in the presence of different fluids (Na(OH), NaCl-H₂O, albite-H₂O) // *Geophys. Res. Abstr.*, 2008, v. 10, EGU2008-A-04149.

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.

Pattison D.R.M., Chacko T., Farquhar J., McFarlane C.R.M. Temperatures of granulite-facies metamorphism: constraints from experimental phase equilibria and thermobarometry corrected for retrograde exchange // *J. Petrol.*, 2003, v. 44, № 5, p. 867—900.

Perchuk L.L., Aranovich L.Ya., Podlesskii K.K., Lavrant'eva I.V., Gerasimov V.Yu., Fed'kin V.V., Kitsul V.I., Karsakov L.P., Berdnikov N.V. Precambrian granulites of the Aldan shield, Eastern Siberia, USSR // *J. Metamorphic Geol.*, 1985, v. 3, p. 265—310.

Perkins D.III, Chipera S.J. Garnet-orthopyroxene-plagioclase-quartz barometry: refinement and application to the English River Subprovince and the Minnesota River Valley // *Contr. Miner. Petrol.*, 1985, v. 89, p. 69—80.

Perkins D.III, Newton R.C. Charnockite geobarometers based on coexisting garnet-pyroxene-plagioclase-quartz // *Nature*, 1981, v. 292, № 9, p. 144—146.

Poller U., Gladkochub D., Donskaya T., Mazukabzov A., Sklyarov E., Todt W. Multistage magmatic and metamorphic evolution in the Southern Siberian craton: Archean and Paleoproterozoic zircon ages revealed by SHRIMP and TIMS // *Precam. Res.*, 2005, v. 136, p. 353—368.

Rosen O.M., Condie K.C., Natapov L.M., Nozhkin A.D. Archean and early Proterozoic evolution of the Siberian craton: a preliminary assessment // *Archean Crustal Evolution*. Elsevier, 1994, p. 411—459.

Spear F.S. On the interpretation of peak metamorphic temperatures in light of garnet diffusion during cooling // *J. Metamorphic Geol.*, 1991, v. 9, p. 379—388.

Spear F.S., Florence F.P. Thermobarometry in granulites: pitfalls and new approaches // *J. Precam. Res.*, 1992, v. 55, p. 209—241.

Spear F.S., Kohn M.J., Cheney J.T. *P-T* paths from anatectic pelites // *Contr. Miner. Petrol.*, 1999, v. 134, p. 17—32.

Spear F.S., Parrish R. Petrology and cooling rates of the Valhalla Complex, British Columbia, Canada // *J. Petrol.*, 1996, v. 37, p. 733—737.

Stuwe K., Powell R. Metamorphic evolution of the Bungar Hills, East Antarctica: evidence for substantial post-metamorphic compression with minimal cooling in a Proterozoic orogenic event // *J. Metamorphic Geol.*, 1989, v. 7, p. 449—464.

Turkina O.M., Urmantseva L.N. Metaterrigenous rocks of the Irkut granulite-gneiss block as indicators of the evolution of the Early Precambrian crust // *Lithol. Miner. Res.*, 2009, v. 44(1), p. 43—57.

Urmantseva L., Turkina O. Paleoproterozoic, high-metamorphic, metasedimentary units of Siberian Craton // *Acta Geol. Sinica*, 2009, v. 83(5), p. 875—883.

Vernon R.H. Pseudomorphous replacement of cordierite by symplectic intergrowths of andalusite, biotite and quartz // *Lithos*, 1978, v. 11, p. 283—289.

Vernon R.H., Pooley G.D. SEM microprobe study of some symplectic intergrowths replacing cordierite // *Lithos*, 1981, v. 14, p. 75—82.

Vernon R.H., Clarke G.L., Collins W.J. Local, mid-crustal granulite-facies metamorphism and melting: an example in the Mount Stafford area, central Australia / Eds. J.R. Ashworth, M. Brown // *High temperature metamorphism and crustal anatexis*. Mineral. Soc. Ser., 1990, v. 2, p. 272—319.

Waters D.J. Partial melting and the formation of granulite-facies assemblages in Namaqualand, South Africa // *J. Metamorph Geol.*, 1988, v. 6, p. 387—404.

Waters D.J. Metamorphic evidence for the heating and cooling path of Namaqualand granulites / Eds. J.S. Daly, R.A. Cliff, B.W.D. Yardley // *Evolution of metamorphic belts*. Geological Society (London) Special Publication 1989, v. 43, p. 375—393.

Waters D.J. The significance of prograde and retrograde quartz-bearing intergrowth microstructures in partially melted granulite-facies rocks // *Lithos*, 2001, v. 56, p. 97—110.

Waters D.J., Wales C.J. Dehydration melting and the granulite transition in metapelites from southern Namaqualand // *Contr. Miner. Petrol.*, 1984, v. 88, p. 269—275.

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

White R.W., Powell R., Holland T.J.B. Calculation of partial melting equilibria in the system Na_2O — CaO — K_2O — FeO — MgO — Al_2O_3 — SiO_2 — H_2O (NCKFMASH) // *J. Metamorphic Geol.*, 2001, v. 19, p. 139—153.

Wyhlidal S., Thöny W.F., Tropper P. Experimental constrains on the Na-in cordierite thermometer using natural quartz-phyllite as starting materials // *Mitt. Österr. Miner. Ges.*, 2007a, v. 153, p. 133.

Wyhlidal S., Thöny W.F., Tropper P. New experimental constrains on the Na-in cordierite thermometer and its application to high-grade rocks // *Suppl. Geochim. Cosmochim. Acta*, 2007b, v. 71, p. 1129.

*Рекомендована к печати 23 ноября 2012 г.
В.В. Ревердатто*

*Поступила в редакцию
13 марта 2012 г.*