

## **PT-ТРЕНД МЕТАМОРФИЗМА И ВОЗРАСТ МИГМАТИТОВ СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ИРКУТНОГО БЛОКА (Шарыжалгайский выступ Сибирской платформы)**

**В.П. Сухоруков<sup>1,2</sup>, О.М. Туркина<sup>1,2</sup>**

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

<sup>2</sup> *Новосибирский государственный университет, 630090, Новосибирск, ул. Пирогова, 2, Россия*

Приведены результаты исследования мигматизированных глиноземистых гнейсов северо-западной части Иркутского гранулитового комплекса на юго-востоке Шарыжалгайского выступа фундамента Сибирской платформы. Мигматизированные гнейсы с минеральной ассоциацией  $Grt + Sil + Bt + Kfs + Pl + Qz (+ Crd + Opx + Spl)$  характеризуются наличием лейкосомы и широким развитием кордиритсодержащих (+ортопироксен, кварц, шпинель) симплектитов по гранату и силлиманиту. На основании изучения микроструктурных взаимоотношений минералов и моделирования с использованием программного комплекса PERPLEX 672 установлено, что изучаемые парагнейсы характеризуются регрессивным трендом метаморфизма, близким к тренду изотермальной декомпрессии (ITD). Параметры пика метаморфизма составляют около  $T = 850\text{—}870\text{ }^{\circ}\text{C}$  при  $P \geq 7$  кбар. Средневзвешенный возраст метаморфогенного циркона из парагнейсов ( $1856 \pm 13$  млн лет, SHRIMP) определяет время метаморфического события.

Декомпрессионный характер регрессивного метаморфизма в породах северо-западной части Иркутского блока свидетельствует об их формировании в обстановке растяжения и утонения коры. Присутствие купольных структур в разрезе Иркутского блока на побережье оз. Байкал позволяет предположить участие купольного тектогенеза в процессах эксгумации. Палеопротерозойские метаморфизм и гранитообразование были связаны с одним этапом коллизионных процессов со сменой обстановок сжатия на растяжение, которые происходили в довольно узком временном интервале 1.88—1.85 млрд лет.

*Мигматиты, ITD, PT-тренд, симплектиты, PERPLEX, U-Pb возраст циркона, палеопротерозой, Шарыжалгайский выступ, фундамент Сибирской платформы.*

### **THE *P*-*T* PATH OF METAMORPHISM AND AGE OF MIGMATITES FROM THE NORTHWESTERN IRKUT BLOCK (*Sharyzhalgai uplift of the Siberian Platform*)**

**V.P. Sukhorukov and O.M. Turkina**

We study migmatized aluminous gneisses in the northwest of the Irkut granulite complex in the south-eastern Sharyzhalgai uplift of the Siberian Platform basement. Migmatized gneisses with the mineral assemblage  $Grt + Sil + Bt + Kfs + Pl + Qz (+ Crd + Opx + Spl)$  contain a leucosome and widespread cordierite-bearing (+ orthopyroxene, quartz, and spinel) symplectites developed after garnet and sillimanite. Study of the microstructural relationships of minerals and modeling using the PERPLEX 672 software have shown a retrograde *P*-*T* path of metamorphism for the metasedimentary gneisses, close to the isothermal decompression (ITD). The parameters of the peak of metamorphism are  $T = 850\text{—}870\text{ }^{\circ}\text{C}$  and  $P \geq 7$  kbar. The weighted average age of zircon from the metasedimentary gneisses ( $1856 \pm 13$  Ma, SHRIMP) corresponds to the time of metamorphism. The decompression type of retrograde metamorphism of the rocks in the northwest of the Irkut block indicates their formation in the crust extension and thinning setting. The presence of domal structures in the section of the Irkut block on the shore of Lake Baikal suggests that the dome tectogenesis was involved in the exhumation processes. The Paleoproterozoic metamorphism and granite formation were associated with the same stage of collision processes, when the compression setting was changed by an extension one (1.88–1.85 Ga).

*Migmatites, ITD, P-T path, symplectites, PERPLEX, U-Pb zircon age, Paleoproterozoic, Sharyzhalgai uplift, Siberian Platform basement*

### **ВВЕДЕНИЕ**

Породы гранулитовой фации метаморфизма широко распространены в раннедокембрийском фундаменте платформ. Их формирование и эволюция связываются с тектоническими событиями при амальгамации раннедокембрийских коровых блоков, сопровождавшейся утолщением коры в результате коллизии, утонением при последующем растяжении, процессами магматической аккреции и др.

Реконструкция *PT*-тренда гранулитового метаморфизма и его корреляция с проявлениями магматизма являются ключевыми вопросами в расшифровке термальной истории древней коры. В большинстве гранулитовых комплексов информация о прогрессивном этапе метаморфизма стерта в результате метаморфической перекристаллизации и частичного плавления при высоких температурах. Реконструируемые в породах регрессивные фрагменты *PT*-эволюции близки к трендам изотермальной декомпрессии (ITD) или изобарического остывания (IBC) [Harley, 1989]. Реализация того или иного тренда определяется тектонической обстановкой и скоростью эксгумации комплексов на постколлизивной стадии развития орогенов.

В данной работе приводятся результаты комплексного исследования мигматизированных парагнейсов Иркутского блока Шарыжалгайского выступа Сибирской платформы, включающие реконструкцию *PT*-тренда на основании изучения реакционных микроструктур минералов, применения геотермометров, устойчивых к регрессивному снижению температуры, и моделирования с использованием программы PERPLEX 672, а также датирования метаморфического циркона методом SHRIMP-II.

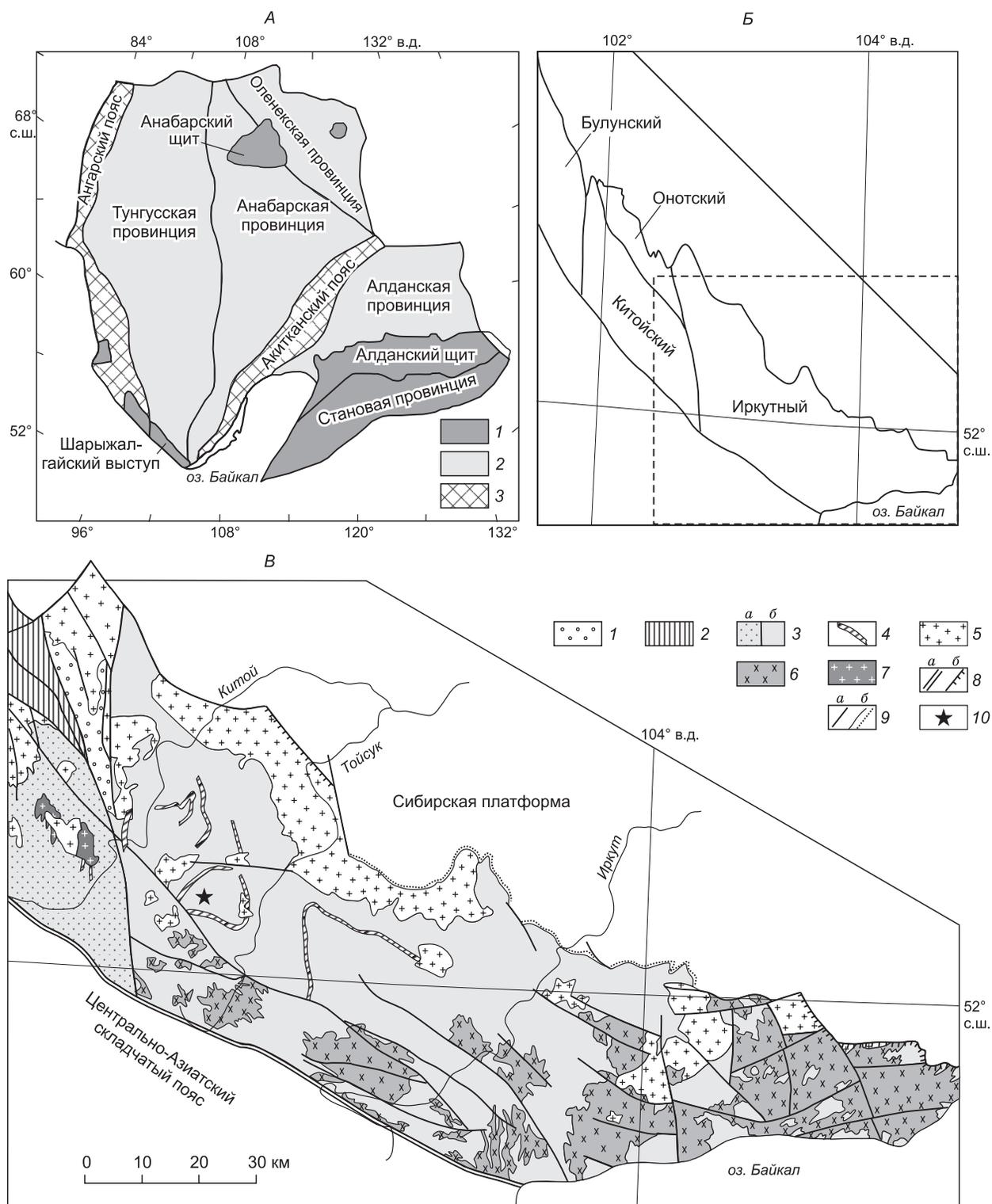
## ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ, СОСТАВ И ВОЗРАСТ ПОРОД ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ШАРЫЖАЛГАЙСКОГО ВЫСТУПА

Шарыжалгайский выступ представляет собой южное обнаженное окончание Тунгусской провинции фундамента Сибирской платформы (рис. 1, *A*). В его структуре с северо-запада на юго-восток выделены четыре блока: Булунский и Онотский гранит-зеленокаменные, Китойский и Иркутский гранулитогнейсовые (см. рис. 1, *B*). Китойский и Иркутский блоки, образующие большую часть Шарыжалгайского выступа, сложены однотипными породными ассоциациями, метаморфизованными от амфиболитовой до гранулитовой фации и включающими ортогнейсы среднего и кислого состава, метабазиты, гранат-биотитовые и высокоглиноземистые кордиерит- и силлиманитсодержащие гнейсы, мраморы и кальцифиры [Ножкин, Туркина, 1993; Ножкин и др., 2001; Гладкочуб и др., 2005; Poller et al., 2005]. В обоих блоках для метамагматических пород по цирконам установлены два этапа метаморфизма: 2.55—2.60 и 1.85—1.86 млрд лет, которые коррелируют с образованием гранитов (2.53—2.54 и 1.85—1.86 млрд лет) [Гладкочуб и др., 2005; Poller et al., 2005; Сальникова и др., 2007; Turkina et al., 2012].

**В юго-восточной части Иркутского блока** в метаморфическом комплексе (по побережью оз. Байкал, бассейн р. Иркут) выделены две толщи: метамагматическая и метаосадочная. Первая сложена гиперстенсодержащими и биотитовыми ортогнейсами и метабазитами. Их протолиты были сформированы преимущественно в неорархее ~2.7 млрд лет и испытали двухкратный высокотемпературный метаморфизм в конце неорархея и палеопротерозое [Туркина и др., 2009; Turkina et al., 2012]. Метаосадочные породы слагают широкие зоны между гранито(чарнокито)гнейсовыми куполами (см. рис. 1, *B*). В составе метаосадочной толщи доминируют гранат-биотитовые гнейсы, нередко мигматизированные и инъецированные жильными гранатсодержащими гранитами [Туркина, Урманцева, 2009]. Кордиеритсодержащие и гиперстен-биотитовые разности встречаются в виде относительно маломощных прослоев. Метаморфизованные карбонатные и силикатно-карбонатные породы (мраморы и кальцифиры) пространственно ассоциируют и иногда переслаиваются с парагнейсами [Урманцева и др., 2012]. На основании U-Pb датирования детритовых цирконов установлено, что протолиты парагнейсов были сформированы в интервале 1.95—1.85 млрд лет и испытали метаморфизм в палеопротерозое (~1.85—1.86 млрд лет) [Туркина и др., 2010].

**На северо-западе Иркутского блока** (водораздел рек Китой и Тойсук) высокоглиноземистые гнейсы с гранатом, кордиеритом и силлиманитом установлены в виде относительно маломощных (до 50 м) «прослоев» (пластин), которые чередуются с гиперстенсодержащими ортогнейсами кислого состава (см. рис. 1, *B*) [Туркина, Сухоруков, 2015]. Наряду с высокоглиноземистыми разностями на водоразделе рек Китой и Тойсук присутствуют также гранат-биотитовые и гранат-ортопироксен-биотитовые парагнейсы [Бадашкова и др., 2011]. Породы северо-западной части Иркутского блока метаморфизованы на рубеже  $2623 \pm 32$  млн лет [Poller et al., 2005] и интродуцированы коллизивными гранитами с возрастом 2.53 млрд лет [Гладкочуб и др., 2005]. Различное структурное положение и время метаморфизма метаосадочных пород юго-восточной (1.85—1.86 млрд лет) и северо-западной части Иркутского (~2.6 млрд лет) блока свидетельствуют в пользу разновозрастности их протолитов.

Для оценки *PT*-условий и времени метаморфизма метаосадочных пород северо-западной части Иркутского блока исследованы высокоглиноземистые силлиманит-гранат-кордиерит-биотитовые парагнейсы междуречья Тойсук—Китой. Химический состав парагнейсов детально описан в работе [Туркина, Сухоруков, 2015]. Протолиты этих пород по содержанию петрогенных компонентов отвечают ряду от алевритов до пелитовых аргиллитов.



**Рис. 1. Геологическая схема юго-восточной части Шарыжалгайского выступа.**

1 — нижнепротерозойские отложения; 2 — отложения Онотского зеленокаменного пояса; 3 — гранулитогнейсовый комплекс (а — Китойский, б — Иркутский блоки); 4 — маркирующие слои; 5—7 — гранитоиды: 5 — палеопротерозойские, б — архей-палеопротерозойские нерасчлененные; 7 — неоархейские; 8 — главные разломы (а), надвиги (б); 9 — прочие разломы (а), несогласное залегание (б); 10 — участок отбора проб — северо-западная часть Иркутского блока, водораздел рек Тойсук и Китой. А — главные тектонические элементы Сибирского кратона, по [Rosen et al., 1994; Donskaya et al., 2009]: 1 — выступы фундамента, 2 — погребенный фундамент, 3 — палеопротерозойские орогенные пояса; Б — схема террейнов Шарыжалгайского выступа. Рамкой показан контур геологической схемы В.

## МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Содержание петрогенных элементов в породах определено рентгенофлюоресцентным методом на рентгеноспектральном анализаторе VRA-20R в Центре коллективного пользования ИГМ СО РАН (г. Новосибирск), погрешности определения не превышают 5 отн. %.

Содержание петрогенных компонентов в минералах определялось на микроанализаторе JEOL JXL-8100 с использованием спектрометра с волновой дисперсией в Институте геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН. Параметры съемки 20 кВ, 50 нА. Время измерения составило 10 с на пике линии и по 5 с с двух сторон от линии. Метод пересчета измеренных интенсивностей ZAF. Съемка производилась с использованием природных и синтетических эталонов.

U-Pb датирование цирконов проведено на ионном микрозонде SHRIMP-II в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ им. А.П. Карпинского. Отобранные вручную зерна цирконов были имплантированы в эпоксидную смолу вместе с зернами цирконовых стандартов TEMORA и 91500. Далее зерна цирконов были сошлифованы и приполированы приблизительно на половину своей толщины. Для выбора участков (точек) датирования на поверхности зерен использовали оптические (в проходящем и отраженном свете) и катодолюминесцентные изображения, отражающие внутреннюю структуру и зональность цирконов.

Измерения U-Pb отношений на SHRIMP-II проводили по методике, описанной в работе [Williams, 1998]. Интенсивность первичного пучка молекулярного кислорода составляла 4 нА, диаметр пятна (кратера) — 25 мкм. Для обработки полученных данных использовали программу SQUID [Ludwig, 2000]. U-Pb отношения были нормализованы на значение 0.0668, приписанное стандартному циркону TEMORA, что соответствует возрасту этого циркона 416.75 млн лет. Погрешности единичных анализов (отношений и возрастов) приводятся на уровне  $1\sigma$ , вычисленных конкордантных возрастов и пересечений с конкордией — на уровне  $2\sigma$ . Построение графиков с конкордией проводили с использованием программы ISOPLOT/EX [Ludwig, 1999].

Анализ содержания титана в цирконе и циркония в рутиле выполнен методом вторично-ионной масс-спектрометрии (ионного зонда) на приборе Cameca IMS-4F в Ярославском филиале Физико-технического института РАН. Точность определения составляет < 10 % для содержаний элементов более 0.1 г/т и 30—50 % при концентрациях менее 0.1 г/т. Для контроля производился анализ концентраций РЗЭ в стандартном цирконе 91500.

Построение фазовых диаграмм производилось с помощью программного комплекса Perplex 672 [Connolly, 1990, 2009] в системе  $\text{Na}_2\text{O}-\text{K}_2\text{O}-\text{CaO}-\text{FeO}-\text{MgO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{TiO}_2-\text{H}_2\text{O}$  (NCKFMASH). Использовались следующие модели смешения для твердых растворов: гранат [Holland, Powell, 1998], ортопироксен [Powell, Holland, 1999], расплав [White et al., 2001], полевые шпаты [Newton et al., 1980], биотит [Tajcmanova et al., 2009], идеальная модель смешения для кордиерита и ильменита.

## РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

**Петрографическая характеристика парагнейсов.** Породы представлены среднезернистыми мигматизированными гнейсами с чередованием прослоев лейкосомы и меланосомы. Мощность лейкосомы составляет от первых миллиметров до 2—5 см. Минеральный состав гнейсов  $\text{Grt} + \text{Sil} + \text{Bt} + \text{Kfs} + \text{Pl} + \text{Qz}$  (+ Crd + Opx + Spl)<sup>1</sup>.

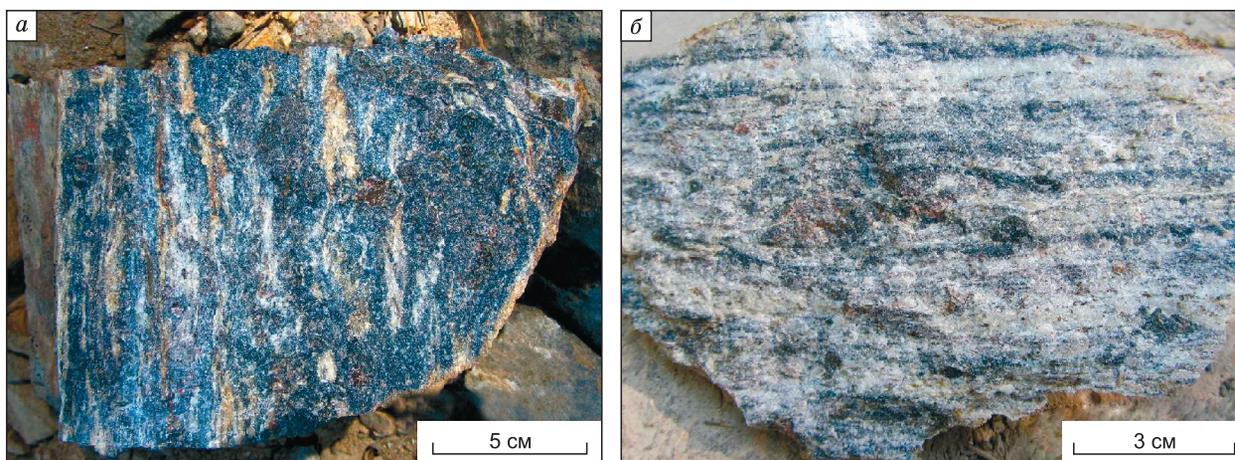
Для детального исследования были отобраны два образца (рис. 2): меланократовый гранат-кордиеритовый гнейс с небольшими линзовидными прослоями лейкократового материала, слагающего около 10 об. % породы (П-14-13) и лейкосома с маломощными меланократовыми прослоями (П-15-13). Объем меланократового материала составляет порядка 10 % от общего объема породы. Выбранные породы содержат 15—17 мас. %  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (табл. 1) и по составу соответствуют алевролиту и пелитовому аргиллиту.

Меланократовый гнейс (П-14-13) состоит из граната (до 20 %), кордиерита (10—30 %), силлиманита (до 10 %), кварца (10—15 %), плагиоклаза и калишпата (по 10—15 %), кроме того, присутствуют биотит (5 %), шпинель (5 %), ортопироксен (до 5 %), из аксессуарных минералов — монацит, рутил, ильменит и циркон. Гранат имеет размер до 8 мм в диаметре и содержит включения плагиоклаза, кварца и монацита (размером до 0.3 мм). Средний размер зерен в матриксе породы лежит в интервале 0.1—0.3 мм.

Порода характеризуется широким развитием реакционных минеральных микроструктур вокруг граната и силлиманита, представленных четырьмя типами.

1. Ортопироксен-кордиеритовые симплектиты вокруг зерен граната. В них мелкие вроски ортопироксена расположены внутри кордиерита, снаружи такие симплектиты часто окружены мономинеральной ортопироксеновой каймой (рис. 3, а). Такие симплектиты, как правило, развиты на контакте с кварцем.

<sup>1</sup> Здесь и далее обозначения минералов, по [Whitney, Evans, 2010].



**Рис. 2. Фотографии образцов.**

*a* — меланократовых гнейсов, обр. П-14-13, *б* — лейкосомы, обр. П-15-13.

2. Шпинель-кордиеритовые симплектиты развиваются вокруг силлиманита, который в породе обрывает как отдельные зерна, так и поликристаллические агрегаты. Во всех случаях он располагается внутри зерен кордиерита, содержащих обильные включения зеленой шпинели (см. рис. 3, б). Шпинель встречается только в симплектитах с кордиеритом, с зернами кварца не контактирует.

3. Кварц-кордиеритовые каймы вокруг зерен граната, в которых червеобразные вросстки кварца расположены преимущественно субперпендикулярно к границе с зерном граната. Гранат, окруженный кварц-кордиеритовыми симплектитами, имеет неправильную форму с сильно резорбированными краями (см. рис. 3, в). Кордиерит-кварцевые и кордиерит-ортопироксеновые симплектиты могут располагаться вокруг одного и того же зерна граната. Кордиерит-кварцевые срастания часто расположены с внешней стороны зерна на контакте с матриксом, напротив, кордиерит-ортопироксеновые на контакте с кварцем или даже во внутренних частях зерен граната на контакте с кварцевыми включениями (см. рис. 3, з).

4. Мономинеральные биотитовые оторочки представляют наиболее поздние образования, окружающие ортопироксен-кордиеритовые симплектиты по гранату (см. рис. 3, д).

Плагиоклаз в породе встречается в матриксе в виде изометричных зерен, а также образует каймы вокруг зерен кордиерита и граната. Часто тонкие каемки плагиоклаза наблюдаются вокруг включений кварца в гранате (см. рис. 3, е, ж).

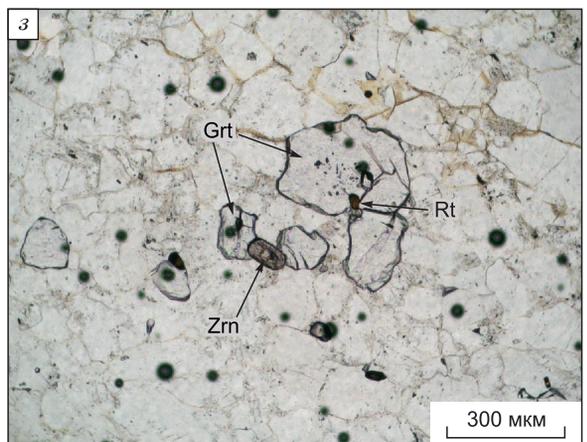
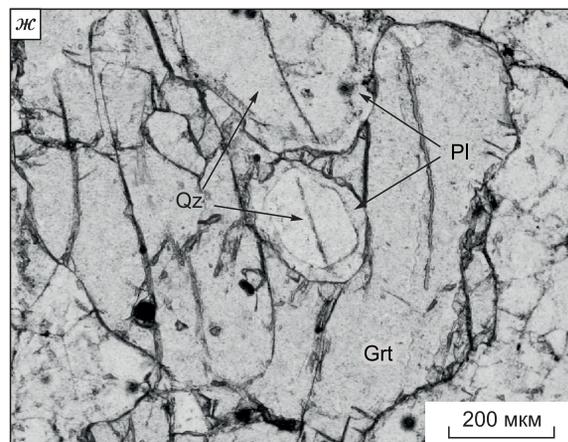
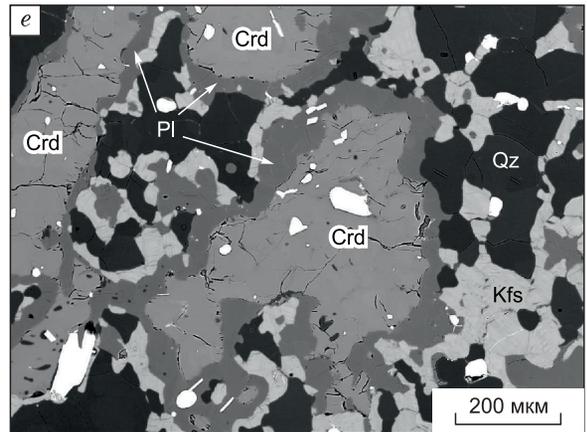
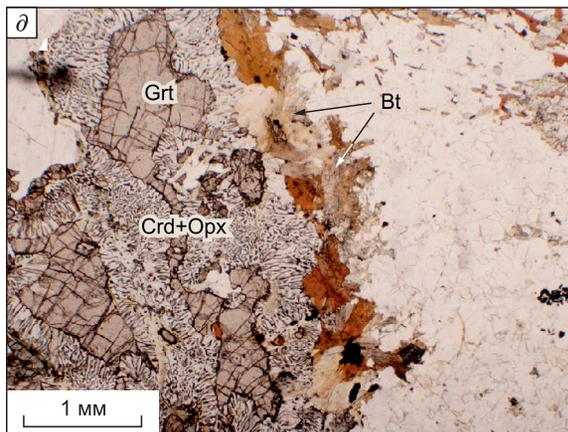
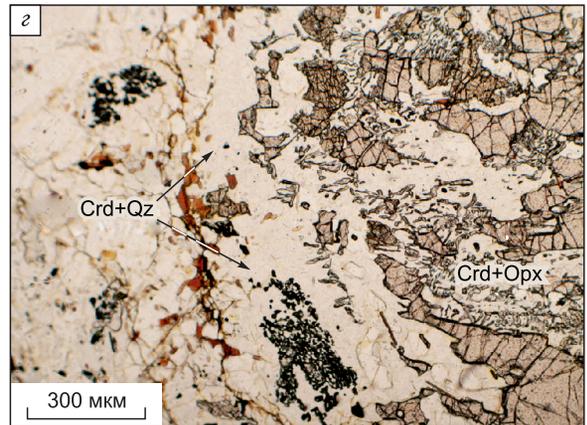
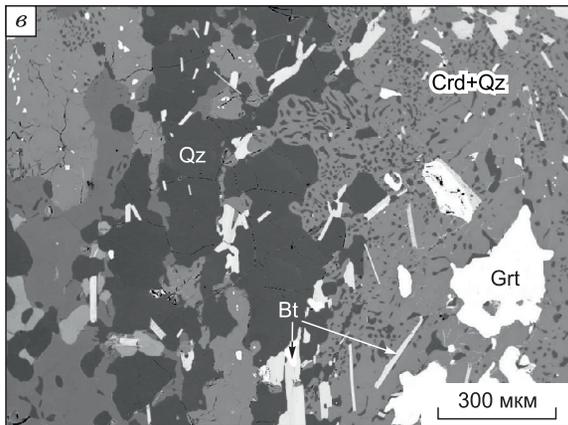
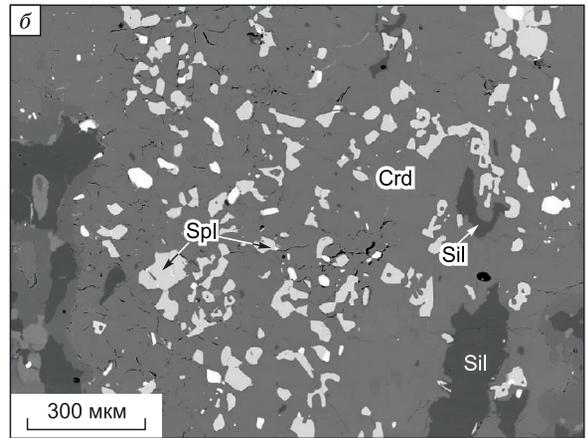
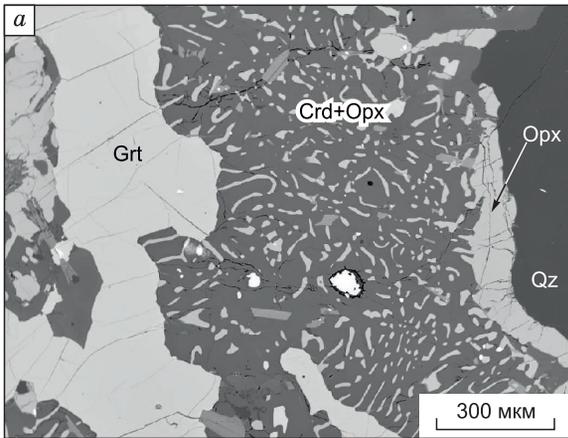
Лейкократовые линзовидные прослои в меланократовом гнейсе мощностью 1—5 мм сложены преимущественно гранатом, полевыми шпатами и кварцем, акцессорные минералы представлены цирконом и рутилом. Зерна граната размером около 0.5 мм часто образуют срастания с округлыми зернами циркона и игольчатыми кристаллами рутила. Рутил встречается в лейкосоме и меланосоме пород в виде хорошо ограненных призматических и игольчатых кристаллов, иногда образует срастания с ильменитом, может встречаться во включениях в гранате как в лейкосоме, так и в меланосоме пород (см. рис. 3, з).

Лейкосома (П-15-13) состоит из граната (10 %), кварца (30—50 %), плагиоклаза (до 20—30 %), калиевого полевого шпата (5—15 %), биотита (до 5 %). В качестве акцессорных минералов широко распространены рутил и циркон. Структура породы гранобластовая, иногда кварц образует агрегаты в виде широких лент. Размер зерен граната составляет 0.4—1.6 мм, в них встречаются включения плагиоклаза и кварца. Иногда включения кварца окружены тонкой каймой плагиоклаза, как и в меланократовом гнейсе. Зерна граната обычно имеют округлую форму, кордиеритовые каймы вокруг них отсутствуют. Маломощные меланократовые прослои в лейкосоме по минеральному составу аналогичны меланокра-

Таблица 1. Содержание породообразующих элементов в глиноземистых гнейсах (мас. %)

Образец	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> *	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	П.п.п.	Сумма
П-14-13	66.59	0.71	17.73	5.41	0.05	2.51	1.90	1.84	2.57	0.04	0.69	100.20
П-15-13	69.45	0.73	15.57	5.18	0.05	1.77	1.93	2.36	2.16	0.05	0.38	99.83

\* Суммарное железо в виде Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>.



товому гнейсу П-14-13, в них в отличие от лейкосомы встречаются реакционные структуры, аналогичные описанным выше.

**Составы минералов.** В меланократовом гнейсе (П-14-13) гранат имеет неправильную форму, кристаллы резорбированы по краям вследствие развития кордиеритовых кайм с включениями кварца и ортопироксена. Наблюдаются вариации в содержании альмандинового и пиропового компонентов от зерна к зерну от  $Alm_{72-74}$ ,  $Pyr_{20-23}$  в одних зернах до  $Alm_{77-79}$ ,  $Pyr_{15-18}$  в других, при этом содержания спессартина и гроссуляра меняются незначительно:  $Grs_{3-4}$ ,  $Sps_{2-3}$  (табл. 2, 3). В пределах отдельных зерен отмечается повышение содержания альмандина и гроссуляра к краям, понижение содержания пироба при примерно постоянном содержании спессартина.

Кордиерит встречается только в каймах вокруг граната и силлиманита. Железистость кордиерита, окружающего силлиманит и содержащего включения шпинели, составляет 29—31 %. Железистость кордиерита в каймах вокруг граната колеблется в широком интервале (от 18 до 33 %), при этом всегда наблюдается ее снижение по направлению к зерну граната. Содержание  $Na_2O$  в кордиерите колеблется в пределах от 0.12 до 0.02 мас. %, но в большинстве случаев значения лежат в интервале 0.03—0.04 мас. %. Шпинель характеризуется железистостью 85—86 % и содержанием цинка 0.33—0.97 мас. %.

Биотит характеризуется железистостью 47—54 % и содержит 3.2—4.7 мас. %  $TiO_2$ . В оторочках вокруг кордиерита, замещающего гранат, отмечается снижение железистости ( $F = 39—40$  %) и содержания  $TiO_2$  (2.0—2.1 мас. %).

Ортопироксен встречается только в симплектитах с кордиеритом и мономинеральных каймах вокруг зерен граната. Содержание  $Al_2O_3$  составляет 4.3—4.9 мас. % во включениях в кордиерите и в мономинеральной кайме ортопироксена.

Плагиоклаз во включениях в зернах граната имеет основность  $xAn = 34—35$ , в каймах вокруг кордиерита — 32—35, в матриксе встречаются плагиоклазы с основностью  $xAn = 35—38$ .

В лейкократовых прослоях состав граната практически постоянен —  $Alm_{60-62}$ ,  $Pyr_{34-36}$ ,  $Grs_2$ ,  $Sps_2$ . Основность плагиоклаза  $xAn$  равна 27—29 (табл. 4).

Лейкосома (П-15-13) содержит гранат состава  $Alm_{61}$ ,  $Pyr_{35}$ ,  $Grs_{2-3}$ ,  $Sps_1$  (см. табл. 4). Распределение компонентов в зерне граната практически равномерное, иногда наблюдается незначительное повышение содержания гроссуляра к краю зерен. Основность плагиоклаза  $xAn = 29$  в матриксе, 30—31 в тонких каемках вокруг включений кварца в гранате, 36 и 49 во включениях в гранате. Биотит имеет железистость 40—45 % и содержание  $TiO_2$  от 3.7 до 6.0 мас. %.

В меланократовых прослоях состав граната отличается повышенным содержанием альмандина и гроссуляра и пониженным — пироба. Его состав варьирует от  $Alm_{73-74}$ ,  $Pyr_{21-23}$  до  $Alm_{67-69}$ ,  $Pyr_{27-28}$  при содержании гроссуляра и спессартина:  $Grs_{3-4}$ ,  $Sps_{1-2}$  (табл. 5). Плагиоклаз в матриксе имеет основность  $xAn = 27—28$ , во включениях в гранате встречаются плагиоклазы с содержанием  $An$  35, 38, 43 и 54.

**Оценки *PT*-параметров метаморфизма** с использованием минералогических геотермометров и геобарометров для гранулитовой фации затруднены из-за возможного изменения составов минералов на регрессивной ветви метаморфизма, вследствие чего полученные температуры могут быть занижены [Pattison, 2003; и др.]. В данном случае дополнительным осложняющим фактором является широкое развитие реакционных микроструктур минералов в меланократовых гнейсах. В связи с этим нами были использованы геотермометры, наименее чувствительные к регрессивному снижению температуры.

Перспективными для оценки температуры пика метаморфизма являются парные геотермометры по содержанию циркония в рутиле (Zr-in-Rt) и титана в цирконе (Ti-in-Zrn) [Watson et al., 2006]. На них в меньшей степени сказываются преобразования на регрессивной стадии метаморфизма. Оценки производились для двух образцов парагнейсов по многоплоскостным кристаллам циркона с возрастом ~1.85 млрд лет, имеющих метаморфическое происхождение (см. ниже). Рутил из парагнейсов обладает узким диапазоном концентраций Zr (1800—2719 г/т) (табл. 6). Температурные оценки, проведенные на основании содержания циркония в рутиле, равны  $T = 853 \pm 12$  и  $834 \pm 14$  °C для двух образцов парагнейсов. Циркон характеризуется концентрациями Ti от 19 до 29 г/т. Среднее значение температуры по шести анализам циркона составляет 825 °C (стандартное отклонение 16 °C).

### Рис. 3. Фотографии микроструктурных взаимоотношений минералов в глиноземистых гнейсах в обратнорассеянных электронах (BSE) (а—в, е) и в проходящем свете (г, д, ж, з):

а — кордиерит-ортопироксеновые симплектиты вокруг зерен граната с внешней мономинеральной каймой ортопироксена, б — кордиерит-шпинелевые симплектиты вокруг зерен силлиманита, в — кордиерит-кварцевые симплектиты вокруг зерен граната, г — кордиерит-кварцевые и кордиерит-ортопироксеновые симплектиты вокруг одного зерна граната, д — каймы низкотитанистого биотита вокруг кордиерита из симплектитов, е — плагиоклазовые каймы вокруг зерен кордиерита, ж — плагиоклазовые каймы на границе зерен граната и кварца, з — срастания зерен граната с цирконом и рутилом в лейкосоме.

Таблица 2. Составы минералов из меланосомы обр. П-14-13

Компонент	Гранат										Кордиерит										Биотит										Плагиоклаз					
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26										
SiO <sub>2</sub> , мас. %	37.93	38.04	37.14	36.93	37.61	37.36	49.62	49.42	47.45	48.59	48.93	49.64	49.19	48.87	48.12	48.86	36.53	35.68	36.32	35.88	58.13	57.47	59.34	59.06	60.57	60.46										
TiO <sub>2</sub>	—	—	—	—	—	—	0.10	0.10	0.18	0.09	—	—	—	—	—	—	3.20	4.69	2.11	2.00	—	—	—	—	—	—										
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	21.16	21.13	20.93	20.97	21.06	21.22	1.96	4.31	4.88	4.99	33.09	33.10	33.21	32.65	32.55	33.04	17.60	16.33	16.32	16.47	25.63	25.75	24.77	25.28	25.04	25.27										
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.11	0.10	0.14	0.12	0.08	0.29	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.18	0.37	0.05	0.07	0.01	0.01	0.00	0.00	—	—										
FeO	32.66	32.76	33.69	35.15	35.03	35.38	28.70	27.90	29.03	28.40	5.60	4.32	6.40	7.42	7.34	7.23	17.38	19.36	15.81	16.19	0.16	0.20	0.35	0.05	0.77	0.24										
MnO	0.98	0.96	0.99	1.28	1.21	1.27	0.28	0.23	0.17	0.14	0.05	0.02	0.07	0.07	0.09	0.12	0.03	0.04	0.03	0.02	—	—	—	—	—	—										
MgO	5.56	5.93	5.06	4.20	4.52	3.69	18.27	17.26	17.03	17.06	10.49	11.09	10.11	9.43	9.33	9.27	10.80	9.19	13.62	—	—	—	—	—	—	—										
CaO	1.46	1.16	1.57	1.13	1.03	1.17	0.14	0.13	0.08	0.08	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	7.53	7.58	7.07	7.84	6.55	6.73										
Na <sub>2</sub> O	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.07	0.02	0.08	0.06	0.03	0.07	0.04	0.00	0.03	0.06	7.82	7.93	7.28	7.12	7.51	6.95										
K <sub>2</sub> O	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	10.46	10.82	10.42	10.28	0.07	0.11	0.10	0.09	0.07	0.07										
H <sub>2</sub> O	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2	2	2	2	2	2	4.5	4.5	4.5	4.5	—	—	—	—	—	—										
Сумма	99.9	100.1	99.53	99.79	100.6	100.4	99.1	99.42	99.04	99.56	100.3	100.2	99.11	100.5	99.47	100.6	100.8	101	99.21	99.08	99.44	99	99.02	99.45	100.56	99.79										

Формульные коэффициенты рассчитаны на: гранат — 120, ортопироксен — 60, кордиерит — 180, биотит — 110, плагиоклаз — 80																																							
Si, ф. ед.	3.005	2.977	2.973	2.993	2.989	1.927	1.900	1.849	1.872	4.980	5.019	4.982	5.002	4.980	4.992	2.741	2.715	2.756	2.733	2.619	2.605	2.673	2.651	2.69	2.69	2.69	2.69	2.69	2.69										
Ti	—	—	—	—	—	—	0.003	0.005	0.003	—	—	—	—	—	—	0.181	0.268	0.120	0.114	—	—	—	—	—	—	—	—	—											
Al	1.976	1.968	1.977	1.990	1.976	2.001	0.090	0.195	0.224	0.227	3.970	3.944	3.966	3.940	3.978	1.557	1.465	1.460	1.479	1.361	1.376	1.315	1.338	1.31	1.32	1.32	1.32	1.32	1.32										
Cr	0.007	0.006	0.009	0.008	0.005	0.018	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.011	0.022	0.003	0.004	0.000	0.000	0.000	0.000	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00										
Fe	2.165	2.164	2.259	2.367	2.332	2.367	0.932	0.897	0.946	0.915	0.477	0.366	0.542	0.635	0.618	1.091	1.232	1.003	1.031	0.006	0.007	0.013	0.002	0.03	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01										
Mn	0.066	0.064	0.067	0.087	0.082	0.086	0.009	0.008	0.006	0.005	0.004	0.002	0.006	0.006	0.008	0.010	0.002	0.003	0.002	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—									
Mg	0.656	0.699	0.605	0.504	0.537	0.440	1.058	0.989	0.989	0.979	1.591	1.670	1.526	1.438	1.411	1.207	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—								
Ca	0.124	0.099	0.135	0.098	0.088	0.100	0.006	0.006	0.003	0.003	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—							
Na	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.014	0.004	0.016	0.012	0.006	0.014	0.006	0.000	0.004	0.008	0.683	0.697	0.635	0.619	0.65	0.60	0.60	0.60	0.60	0.60	0.60	0.60							
K	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1.001	1.050	1.009	0.998	0.004	0.004	0.006	0.006	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00							
F	0.77	0.76	0.79	0.82	0.81	0.84	0.47	0.48	0.49	0.48	0.23	0.18	0.26	0.31	0.31	0.30	0.47	0.54	0.39	0.40	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—					
xAlm	0.72	0.72	0.74	0.77	0.77	0.79	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—				
xPy	0.22	0.23	0.20	0.16	0.18	0.15	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—			
xGrs	0.04	0.03	0.04	0.03	0.03	0.03	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—			
xSps	0.02	0.02	0.02	0.03	0.03	0.03	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—		
xAn	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—		
xAb	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
xOrt	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—

Примечание. 1, 2, 3 — анализы края, центра и другого края зерна граната с Crd—Orx каймой; 4, 5, 6 — то же, для граната с Crd—Qz каймой; 7, 8 — анализ ортопироксена из мономинеральной каймы, 9, 10 — из симплектита с кордиеритом; 11, 12 — анализ кордиерита из Orx—Crd симплектита; 13, 14 — то же, для кордиерит-кварцевого симплектита; 15, 16 — кордиерит из Crd—Sprl симплектита; 17, 18 — биотит из матрикса меланосомы; 19, 20 — из каймы вокруг кордиерита; 21, 22 — плагиоклаз из включений в гранате; 23, 24 — из матрикса меланосомы; 25, 26 — кайма вокруг кордиерита. F = Fe/(Fe + Mg).

Анализ микроструктурных взаимоотношений минералов показывает, что кордиерит и ортопироксен, слагающие реакционные каймы, определенно являются более поздними минералами по отношению к гранату и силлиманиту, которые, вероятно, относятся к исходной минеральной ассоциации. Оценки давления, полученные по составам граната и плагиоклаза из матрикса меланократового гнейса ( $xAn = 0.378$ ) с использованием Grt-Pl-Sil-Qz геобарометра [Koziol, Newton, 1988], составляют  $P = 7.7$  кбар для температуры около  $T = 850$  °С, полученной по Ti-in-Zrn и Zr-in-Rt геотермометрам. Присутствие в меланократовом гнейсе (П-14-13) рутила совместно с ильменитом позволило произвести расчет давления с использованием Grt-Sil-Qz-Rt-Ilm (GRAIL) геобарометра. Расчет производился с использованием программного комплекса TWQ 2.02 [Berman, Aganovich, 1996]. Для полученных температур около  $T = 850$  °С значения давления составили около  $P = 7.5$  кбар.

Данные гранат-кордиеритового геотермометра для состава кордиерита из симплектитов лежат в интервале 500—580 и 620—680 °С при использовании калибровок [Лаврентьева, Перчук, 1981; Bhattacharia et al., 1991] соответственно. Температуры образования кордиерита были также оценены по содержанию  $Na_2O$  [Mirwald, 1986]. Полученные значения лежат в широком диапазоне  $T = 812—869$  °С, большинство значений попадает в интервал  $T = 840—860$  °С.

Оценки температур по содержанию титана в биотите [Henry, 2005] показали  $T = 735—750$  °С для биотита из матрикса меланократового гнейса. Температура образования низкотитанистого биотита из каймы вокруг кордиерита составляет  $T = 640—660$  °С. Данные гранат-биотитового геотермометра [Holdaway, 2000] лежат в интервале  $T = 670—690$  °С для меланократового гнейса и  $T = 790—810$  °С для лейкосомы.

**Реконструкция *PT*-тренда метаморфизма** проводилась на основании интерпретации реакционных минеральных микроструктур с учетом данных минералогической термобарометрии и термодинамического моделирования с использованием программного комплекса Perplex 672 [Connolly, 1990, 2009]. Выбор состава для термодинамического моделирования в изучаемых породах представляет определенную сложность в связи со структурной неоднородностью. Образец меланократового гнейса П-14-13 содержит тонкие (1—2 мм) линзовидные обособления, состоящие преимущественно из плагиоклаза и кварца и содержащие гранат. Лейкократовый характер этих обособлений, а также более кислый состав плагиоклаза в них по отношению к меланократовому матриксу позволяют предположить, что они представляют собой обособления лейкосомы. Малая мощность этих прослоев и незначительное количество лейкосомы в образце позволяет предположить, что она была сформирована *in situ* и не испытала существенных перемещений. Таким образом, валовой состав образца меланократового гнейса при расчетах принимался нами как исходный состав породы. Оценка содержания  $H_2O$  производилась на основании количества в породе водосодержащих минералов (биотита и кордиерита) и составила 0.5 мас. %, что близко к значениям п.п.п. в породе (см. табл. 1).

На полученной в результате моделирования диаграмме линия солидуса располагается при температуре ~830 °С и практически не зависит от давления в рассматриваемом диапазоне *PT*-параметров. Поле устойчивости кордиерита находится в области ниже 7 кбар при температурах около 900 °С и расширяется в область более низких давлений (рис. 4, а). Область устойчивости ортопироксена расположена при давлениях ниже 5—6 кбар и в рассматриваемом диапазоне *PT*-условий находится полностью в поле существования расплава. Поле рутила локализовано в области выше  $P = 7$  кбар и  $T \sim 850$  °С.

Пиковые *PT*-условия метаморфизма изучаемых пород находятся выше линии солидуса. О присутствии частичного расплава свидетельствует наличие в породе четко выраженной лейкосомы, развитие тонких кайм плагиоклаза вокруг зерен граната и кордиерита, а также включений в гранате кварца с оторочками плагиоклаза [Brown, 2002 а, b]. Достаточно высокие температуры метаморфизма, близкие или превышающие солидусные, подтверждаются также оценками, полученными с помощью минералогических геотермометров.

Поскольку в породе кордиерит присутствует только в составе реакционных кайм, замещающих гранат и силлиманит, можно заключить, что в исходном метаморфическом парагенезисе он отсутство-

Таблица 3. Составы шпинели и ильменита из меланосомы обр. П-14-13

Компонент	Шпинель			Ильменит	
TiO <sub>2</sub> , мас. %	—	—	—	50.08	49.53
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	57.63	57.36	58.14	—	—
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.67	0.61	0.61	—	—
FeO	36.87	37.68	36.41	49.33	50.12
MnO	0.11	0.13	0.15	0.45	0.36
MgO	3.53	3.46	3.58	0.15	0.13
ZnO	0.43	0.33	0.97	—	—
Сумма	99.44	99.77	100.08	100.01	100.25
Ti, г/т	—	—	—	0.964	0.956
Al	1.950	1.941	1.953	—	—
Cr	0.015	0.014	0.014	—	—
Fe	0.885	0.905	0.868	1.056	1.075
Mn	0.003	0.003	0.004	0.010	0.008
Mg	0.151	0.148	0.152	0.006	0.005
Zn	0.009	0.007	0.02	—	—
F	0.85	0.86	0.85	0.99	1.00

Таблица 4.

## Состав минералов лейкосомы

Компо- нент	П-14-13										П15-13									
	Гранат		Плагиоклаз		Калишпат		Гранат		Биотит		Плагиоклаз		Калишпат							
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	
SiO <sub>2</sub> , мас. %	38.36	38.66	37.89	62.02	61.29	64.09	65.01	38.19	38.60	38.09	35.45	36.51	59.92	56.02	61.17	60.42	60.59	65.11	64.77	
TiO <sub>2</sub>	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	6.04	4.59	—	—	—	—	—	—	—	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	21.82	22.62	21.39	23.70	23.70	18.09	18.47	21.54	21.34	21.35	15.37	15.24	25.03	27.26	24.26	24.19	24.23	18.21	18.24	
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.08	0.05	0.05	—	—	—	—	0.10	0.07	0.12	0.19	0.13	—	—	—	—	—	—	—	
FeO	28.90	27.48	29.34	0.03	0.04	—	—	29.00	29.08	28.78	16.86	16.94	0.07	0.07	0.20	0.13	0.26	—	—	
MnO	0.74	0.68	0.82	—	—	—	—	0.53	0.48	0.51	0.03	0.03	—	—	—	—	—	—	—	
MgO	9.34	9.23	8.95	—	—	—	—	9.34	9.43	9.18	12.38	11.92	—	—	—	—	—	—	—	
CaO	0.80	0.75	0.90	5.82	6.12	0.35	0.15	1.00	0.88	0.99	0.04	0.01	7.22	9.92	6.13	6.37	6.44	0.04	0.04	
Na <sub>2</sub> O	—	—	—	8.39	8.08	1.38	1.05	—	—	—	0.08	0.00	6.97	5.60	7.92	7.97	7.74	0.54	0.40	
K <sub>2</sub> O	—	—	—	0.15	0.15	15.63	15.68	—	—	—	8.75	9.70	0.37	0.27	0.28	0.33	0.27	15.95	16.21	
H <sub>2</sub> O	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	4.50	4.50	—	—	—	—	—	—	—	
Сумма	100.11	99.66	99.44	100.16	99.44	99.56	100.37	99.71	99.89	99.08	99.69	99.56	99.63	99.16	100.00	99.50	99.90	99.88	99.72	
Si, ф. ед.	2.969	2.980	2.965	2.749	2.738	2.983	2.991	2.970	2.993	2.980	2.677	2.766	2.678	2.538	2.720	2.706	2.704	3.007	3.002	
Ti	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.343	0.261	—	—	—	—	—	—	—	
Al	1.991	2.055	1.973	1.238	1.248	0.992	1.001	1.974	1.951	1.968	1.368	1.361	1.319	1.456	1.272	1.277	1.275	0.991	0.996	
Cr	0.005	0.003	0.003	—	—	—	—	0.006	0.004	0.008	0.011	0.008	—	—	—	—	—	—	—	
Fe	1.871	1.772	1.920	0.001	0.001	—	—	1.887	1.886	1.883	1.065	1.074	0.003	0.003	0.007	0.005	0.010	—	—	
Mn	0.048	0.044	0.054	—	—	—	—	0.035	0.031	0.034	0.002	0.002	—	—	—	—	—	—	—	
Mg	1.077	1.060	1.044	—	—	—	—	1.082	1.090	1.070	1.394	1.346	—	—	—	—	—	—	—	
Ca	0.066	0.062	0.075	0.277	0.293	0.017	0.007	0.084	0.073	0.083	0.004	0.001	0.346	0.482	0.292	0.306	0.308	0.002	0.002	
Na	—	—	—	0.721	0.700	0.125	0.094	—	—	—	0.012	0.000	0.604	0.492	0.683	0.692	0.670	0.048	0.036	
K	—	—	—	0.009	0.008	0.928	0.920	—	—	—	0.843	0.937	0.021	0.015	0.016	0.019	0.016	0.940	0.958	
F	0.63	0.63	0.65	—	—	—	—	0.64	0.63	0.64	0.43	0.44	—	—	—	—	—	—	—	
xAlm	0.61	0.60	0.62	0.27	0.29	0.02	0.01	0.61	0.61	0.61	1.32	1.23	—	—	—	—	—	—	—	
xPy	0.35	0.36	0.34	0.72	0.70	0.12	0.09	0.35	0.35	0.35	0.04	0.13	—	—	—	—	—	—	—	
xGrs	0.02	0.02	0.02	0.01	0.01	0.87	0.90	0.03	0.02	0.03	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
xSps	0.02	0.02	0.02	—	—	—	—	0.01	0.01	0.01	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
xAn	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.36	0.49	0.29	0.30	0.31	0.00	0.00	
xAb	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.62	0.50	0.69	0.68	0.67	0.05	0.04	
xOrt	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.95	0.96	

Примечание. 1, 2, 3 — анализы края центра и другого края зерна; 8, 9, 10 — то же; 4, 5 — плагиоклаз из матрикса лейкосомы; 13, 14 — плагиоклаз из включений в гранате; 15 — из матрикса лейкосомы; 16, 17 — каймы вокруг включений кварца в гранате (см. текст); 18, 19 — калишпат из матрикса.

Таблица 5.

Состав минералов из меланосомы обр. П-15-13

Компонент	Гранат			Кордиерит					Биотит			Плагиоклаз					
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
SiO <sub>2</sub> , мас. %	38.00	37.57	37.58	37.92	37.71	47.85	48.39	48.82	48.84	36.24	36.43	57.40	58.08	59.84	54.44	61.90	61.93
TiO <sub>2</sub>	—	—	—	—	—	0.02	0.00	0.02	0.00	3.79	3.77	—	—	—	—	—	—
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	21.18	20.80	20.72	21.20	21.09	32.60	32.76	33.65	33.69	15.18	15.19	26.38	26.02	25.03	28.47	23.63	23.98
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.10	0.06	0.08	0.04	0.04	0.00	0.00	0.03	0.00	0.13	0.15	0.03	0.01	0.03	0.00	0.02	0.01
FeO	33.22	33.19	33.80	32.32	31.32	7.68	5.58	6.20	5.14	17.00	16.88	0.11	0.30	0.09	0.36	0.00	0.05
MnO	0.69	0.70	0.65	0.60	0.53	0.06	0.04	0.02	0.04	0.00	0.01	—	—	—	—	—	—
MgO	5.65	5.84	5.47	7.05	7.46	8.88	10.19	9.96	10.42	12.78	12.67	—	—	—	—	—	—
CaO	1.08	1.05	1.08	1.10	1.49	0.03	0.29	0.00	0.02	—	—	9.15	8.27	7.43	11.20	5.68	5.89
Na <sub>2</sub> O	—	—	—	—	—	0.04	0.05	0.00	0.07	0.03	0.00	6.54	7.26	7.66	5.23	8.35	8.24
K <sub>2</sub> O	—	—	—	—	—	—	—	—	—	9.95	9.90	0.13	0.16	0.13	0.11	0.23	0.16
H <sub>2</sub> O	—	—	—	—	—	1.50	1.50	2.00	2.00	4.50	4.50	—	—	—	—	—	—
Сумма	99.93	99.25	99.45	100.36	99.67	98.66	98.79	100.70	100.25	99.59	99.48	99.75	100.11	100.27	99.83	99.88	100.33

## Формульные коэффициенты рассчитаны на: гранат — 12O, кордиерит — 18O, биотит — 11O, плагиоклаз — 8O

Si, ф. ед.	3.009	3.001	3.004	2.979	2.974	4.974	4.979	4.958	4.961	2.753	2.766	2.583	2.604	2.666	2.465	2.751	2.740
Ti	—	—	—	—	—	0.001	0.000	0.001	0.000	0.216	0.215	—	—	—	—	—	—
Al	1.977	1.959	1.952	1.963	1.960	3.995	3.973	4.028	4.034	1.359	1.360	1.399	1.375	1.314	1.519	1.238	1.250
Cr	0.007	0.004	0.005	0.002	0.002	0.000	0.000	0.002	0.000	0.008	0.009	0.001	0.000	0.001	0.000	0.001	0.000
Fe	2.201	2.217	2.260	2.124	2.066	0.668	0.481	0.526	0.436	1.080	1.072	0.004	0.011	0.004	0.014	0.000	0.002
Mn	0.046	0.047	0.044	0.040	0.035	0.005	0.004	0.002	0.004	0.000	0.000	—	—	—	—	—	—
Mg	0.667	0.695	0.652	0.825	0.876	1.376	1.562	1.507	1.577	1.446	1.434	—	—	—	—	—	—
Ca	0.091	0.090	0.092	0.093	0.126	0.004	0.032	0.000	0.002	—	—	0.441	0.397	0.354	0.543	0.271	0.279
Na	—	—	—	—	—	0.007	0.010	0.000	0.014	0.004	0.000	0.571	0.631	0.662	0.459	0.720	0.707
K	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.965	0.959	0.007	0.009	0.007	0.007	0.013	0.009
F	0.77	0.76	0.78	0.72	0.70	0.33	0.24	0.26	0.22	0.43	0.43	—	—	—	—	—	—
xAlm	0.73	0.73	0.74	0.69	0.67	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
xPy	0.22	0.23	0.21	0.27	0.28	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
xGrs	0.03	0.03	0.03	0.03	0.04	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
xSps	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
xAn	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.43	0.38	0.35	0.54	0.27	0.28
xAb	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.56	0.61	0.65	0.46	0.72	0.71
xOrt	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01

Примечание. 1, 2, 3 — анализ края, центра и другого края граната, замещающего Crd-Qz симплектитом; 4, 5 — анализы центра и края граната, замещающего Crd-Orx симплектитом; 6, 7 — анализ кордиерита из Crd-Qz симплектита; 8 — на удалении от граната, 9 — вблизи граната; 10, 11 — анализы биотита из матрикса меланосомы; 12—15 — анализы плагиоклаза из включений в гранате; 16, 17 — из матрикса меланосомы.



плаггиоклазе. Составы плаггиоклаза в породе варьируют в широких пределах от  $xAn = 0.34—0.38$  в матриксе породы и включениях в гранате до  $0.27—0.29$  в лейкосоме. Полученные изоплеты состава граната ( $Grs = 0.03$ ,  $Alm = 0.7$ ) пересекаются в поле устойчивости рутила при параметрах около  $P = 7.5$  кбар,  $T = 880$  °C (см. рис. 4, б). Этим областям соответствуют плаггиоклазы с содержанием An компонента 0.37.

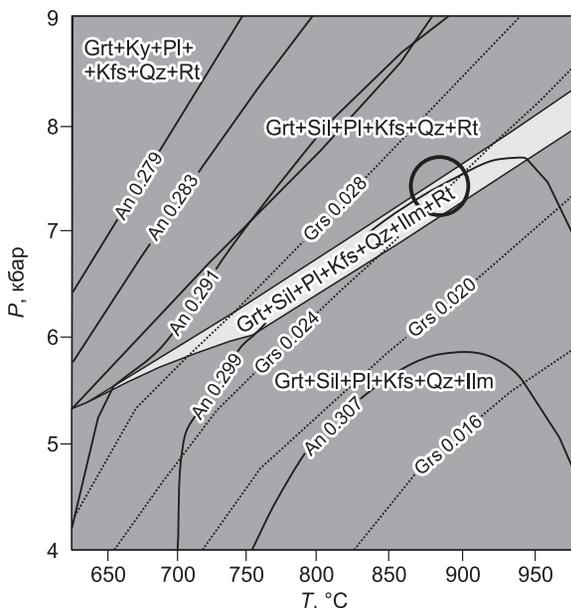
Поле устойчивости кордиерита, согласно данным моделирования, располагается в области давлений менее 7 кбар при температуре около 870 °C. В этой области может происходить формирование кварц-кордиеритовых симплектитов, замещающих зерна граната. Высокие температуры формирования кордиерита, полученные по содержанию Na ( $T = 840—860$  °C), указывают на его образование в поле существования расплава (стадия II, см. рис. 4, а). Это подтверждается наличием тонких кайм плаггиоклаза вокруг зерен кордиерита.

Формирование шпинель-кордиеритовых симплектитов вокруг силлиманита, вероятно, также происходит на этом этапе, поскольку при понижении давления менее 6.5 кбар (стадия III, см. рис. 4, а) силлиманит исчезает. Поле совместного существования кордиерита и ортопироксена при указанных температурах располагается при  $P < 5$  кбар (область IV, см. рис. 4, а). Наиболее вероятными реакциями образования наблюдаемых минеральных микроструктур являются  $Grt + Sil + Qz \rightarrow Crd$ ,  $Grt + Qz \rightarrow Crd + Orx$  и  $Grt + Sil \rightarrow Spl + Crd$ . Завершающая стадия эволюции породы фиксируется в появлении оторочек низкотитанистого биотита вокруг кордиерита. Формирование низкотитанистого биотита должно быть связано с понижением температуры и кристаллизацией расплава с освобождением необходимой для формирования биотита воды (стадия V).

Лейкосома пород, представленная в обр. П-15-13, сложена преимущественно гранат-кварц-двуловошпатовым агрегатом и практически не содержит водных фаз. В связи с этим моделирование производилось в «сухой» системе, без учета  $H_2O$  (рис. 5). Пересечение изоплет состава граната ( $xGrs = 0.023$ ) и плаггиоклаза ( $xAn = 0.3$ ) указывает на параметры  $T \sim 880$  °C,  $P \sim 7.6$  кбар в области устойчивости рутила (см. рис. 5). Поскольку в меланосоме этой породы установлены реакционные взаимоотношения, аналогичные описанным в обр. П-14-13, это подтверждает единство их  $PT$ -тренда.

**Возраст метаморфического циркона.** К метаморфогенной генерации циркона принадлежат типичные для пород, метаморфизованных в гранулитовой фации [Corfu et al., 2003], субизометричные многоплоскостные кристаллы циркона с секториальной зональностью (рис. 6), содержащие мелкие ядра, а также тонкие темные и незональные в КЛ оболочки на детритовых ядрах циркона. Многоплоскостные цирконы характеризуются пониженным содержанием U (212—440 г/т), низким Th (18—60 г/т) и, соответственно, пониженным Th/U (0.07—0.17), типичным для цирконов гранулитовой фации метаморфизма.

Возрастные оценки производились для многоплоскостных цирконов из гнейсов (обр. П-14-13 и П-16-13). Образец П-16-13 отобран из того же обнажения, что и П-14-13, и идентичен ему по минеральному составу и структурным особенностям. Фигуративные точки цирконов из двух проб образуют компактный кластер на диаграмме с конкордией, их конкордантный возраст составляет  $1850 \pm 17$  млн лет



**Рис. 5.** Фазовая диаграмма, построенная с использованием программы PERPEX 672 [Connolly, 1990, 2009], для обр. П-15-13 с нанесенными изоплетами содержания анортита в плаггиоклазе и гроссуляра в гранате.

Кругом показана предполагаемая область пика метаморфизма.

**Таблица 6.** Содержание Zr и температуры образования рутила из парагнейсов Иркутского блока

Образец	Точка	Zr, г/г	T, °C
14-13	1	1801	815
»	2	2210	838
»	3	2320	844
»	4	1853	818
»	5	2475	852
Средняя величина	—	—	$834 \pm 14$
16-13	6	2607	858
»	7	2331	845
»	8	2665	861
»	9	2167	836
»	10	2719	864
Средняя величина	—	—	$853 \pm 12$



Рис. 6. Катодолюминесцентное изображение зерен многогранностных цирконов из обр. П-14-13 и П-16-13.

Показано положение точек датирования и значения возраста (млн лет) по  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ .

(СКВО = 1.8) (рис. 7, а, табл. 7). Высокое СКВО обусловлено слабой дискордантностью трех точек. В этом случае более корректной оценкой является средневзвешенный  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  возраст —  $1856 \pm 13$  млн лет (СКВО = 0.4) (см. рис. 7, б), который в пределах ошибки совпадает с предыдущим значением.

Детритивные ядра циркона имеют широкий диапазон возрастов от 3.7 до 2.74 млрд лет и характеризуются двумя пиками значений: ~3.2 и 3.0 млрд лет [Туркина и др., 2017]. Возраст наиболее молодых ядер около 2.7 млрд лет свидетельствует в пользу образования протолитов парагнейсов в неорархее. Это заключение подтверждается модельным Nd возрастом парагнейсов, который составляет 3.2—3.3 млрд лет [Туркина, Сухоруков, 2015].

Данные о возрасте метаморфического циркона (~1.86 млрд лет) из парагнейсов северо-западной части Иркутского блока согласуются с полученными ранее оценками времени палеопротерозойских коллизионных процессов: метаморфизма [Туркина и др., 2010] и гранитообразования [Aftalion et al., 1991; Poller et al., 2005; Сальникова и др., 2007] на юго-востоке Иркутского и в Китайском блоке.

## ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

**Реакционные микроструктуры и *PT*-тренд метаморфизма.** Условия формирования разнообразных кордиеритовых симплектитов, широко распространенных в изученных породах, долгое время являются предметом дискуссий [Кориковский, 1979].

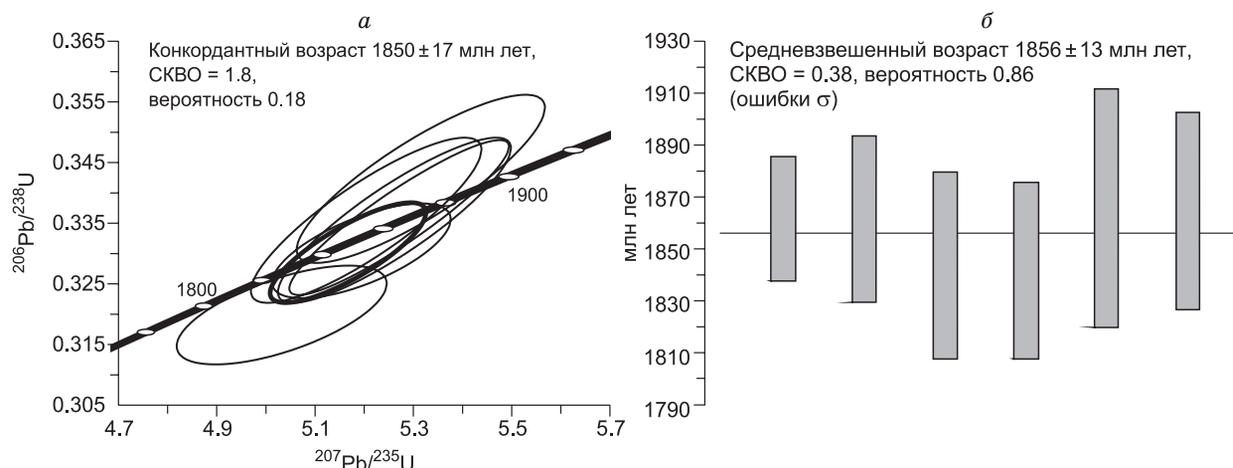
Кордиерит-кварцевые и кордиерит-гиперстеновые симплектиты, замещающие гранат, распространены в породах многих гранулитовых комплексов [Harley, 1989; Геря, 1999; Brown, 2002a,b; Vaba, 2003; Hollis et al., 2006; Сухоруков, 2013] и часто однозначно интерпретируются как следствие снижения

Таблица 7.

U-Pb изотопные данные для метаморфических цирконов из парагнейсов (обр. П-14-13 и П-16-13) Иркутского блока

Зерно, точка	$^{206}\text{Pb}_c$ , %	U	Th	$\frac{^{232}\text{Th}}{^{238}\text{U}}$	$^{206}\text{Pb}^*$ , г/г	Возраст, млн лет		D, %	$\frac{^{238}\text{U}}{^{206}\text{Pb}^*}$	±%	$\frac{^{207}\text{Pb}^*}{^{206}\text{Pb}^*}$	±%	$\frac{^{207}\text{Pb}^*}{^{235}\text{U}}$	±%	$\frac{^{206}\text{Pb}^*}{^{238}\text{U}}$	±%	Rho
						$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$										
14-13-1.1	0.02	366	36	0.10	106	$1869 \pm 25$	$1861 \pm 12$	0	2.974	1.5	0.11382	0.68	5.277	1.7	0.3362	1.5	.916
14-13-3.1	0.07	206	45	0.23	59.5	$1866 \pm 25$	$1861 \pm 16$	0	2.978	1.6	0.1138	0.88	5.268	1.8	0.3358	1.6	.872
14-13-11.1	0.04	173	43	0.26	50.8	$1898 \pm 26$	$1843 \pm 18$	-3	2.92	1.6	0.1127	1	5.32	1.9	0.3424	1.6	.844
14-13-12.1	0.08	208	37	0.18	59.9	$1866 \pm 25$	$1841 \pm 17$	-1	2.978	1.6	0.1126	0.96	5.211	1.8	0.3358	1.6	.854
16-13-4.1	0.19	141	16	0.12	38.9	$1796 \pm 17$	$1865 \pm 23$	4	3.117	1	0.114	1.3	5.043	1.7	0.3207	1	.635
16-13-26.1	0.16	225	90	0.42	64	$1844 \pm 16$	$1864 \pm 19$	1	3.021	0.93	0.114	1	5.202	1.4	0.3309	0.93	.668

Примечание. Ошибки приведены на уровне  $1\sigma$ .  $\text{Pb}_c$  и  $\text{Pb}^*$  — доли обыкновенного и радиогенного свинца соответственно. Поправка на обыкновенный свинец проведена по измеренному  $^{204}\text{Pb}$ . Ошибка калибровки стандарта ТЕМО-РА — 0.49%. D — дискордантность. Rho — коэффициент корреляции ошибок отношений  $^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$  и  $^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$ .



**Рис. 7.** Диаграмма с конкордией (а) и средневзвешенный возраст (б) для многоплоскостных цирконов из обр. П-14-13.

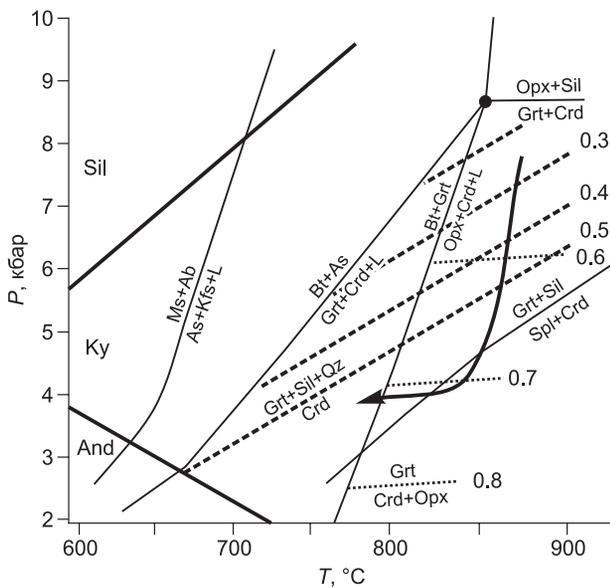
давления. Это связано с пологим наклоном в  $PT$ -координатах линий соответствующих реакций, которые изучались как экспериментально [Hensen, Green, 1972; Holdaway, Lee, 1977; Lonker, 1981; Aranovich, Podlesskii, 1983], так и с использованием численного моделирования [White et al., 2001]. В природных комплексах декомпрессионная природа этих микроструктур установлена с использованием термобарометрии и дополнительных признаков, таких как замещение кианита силлиманитом [Albarede, 1976; Hollister, 1982; Brown, Earley, 1983; Brown, Phadke, 1983; Baba, 2003; Hollis et al., 2006]. В некоторых работах отмечается, что в определенных условиях формирование таких симплектитов возможно в результате цикла нагревания—охлаждения [Kriegsman, Hensen, 1998; Spear et al., 1999]. В пределах комплекса Найн [McFarlane et al., 2003] прогрессивный рост кордиерит-ортопироксеновых симплектитов, замещающих гранат, однозначно объясняется тепловым воздействием интрузивного массива.

Кордиерит-шпинелевые симплектиты вокруг силлиманита и андалузита, напротив, широко распространены в контактовых метаморфических ореолах, где их формирование часто связывается с повышением температуры на прогрессивной стадии метаморфизма [Greenfield et al., 1998; Pitra, de Waal, 2001; White et al., 2003; McFarlane et al., 2003; и др.]. Такие симплектиты встречаются также в региональных метаморфических комплексах высоких температур, где их появление, как предполагается, обусловлено снижением давления при эксгумации [Clarke, Powell, 1991; Carson et al., 1997]. В этих случаях кордиерит-шпинелевые симплектиты всегда находятся в непосредственной близости к зернам граната, и предполагаемая реакция имеет вид  $Grt + Sil = Spl + Crd$ . Например, для пород бушвельдского комплекса предполагается формирование таких симплектитов в результате подъема, обусловленного диапировым магматизмом [Johnson et al., 2004]. Развитие кордиерит-шпинелевых сростаний вокруг кианита определенно интерпретируется как результат снижения давления [Norlander et al., 2002; Marshall et al., 2003], что подтверждается одновременным образованием силлиманита. Кордиерит-шпинелевые симплектиты встречаются также совместно с кордиерит-гиперстеновыми каймами вокруг зерен граната [McFarlane et al., 2003].

Таким образом, в большинстве случаев сведения о прогрессивном замещении граната и силлиманита кордиеритом относятся к низкobarическим комплексам или субизобарическим контактовым ореолам. Напротив, в областях регионального метаморфизма появление таких симплектитов чаще указывает на снижение давления.

Реакционные взаимоотношения, аналогичные описанным в данной работе, были установлены в структурах Алданского щита [Кориковский, 1979; Perchuk et al., 1985]. В работе Л.Л. Перчука [Perchuk et al., 1985] на основании изучения зональности минералов, а также флюидных включений был сделан вывод о декомпрессионном происхождении кордиеритовых симплектитов при снижении давления от 7 до 3 кбар. В работах С.П. Кориковского [Кориковский, 1979; и др.], напротив, делается вывод о происхождении кордиеритовых кайм на стадии повышения температуры.

Проведенные нами исследования показывают, что фазой, образующейся на пике метаморфизма в изученных гнейсах, является именно гранат. Об этом свидетельствуют включения в гранате рутила, образование которого происходило, по данным термометрии, при температурах 830—850 °С, что отвечает пику метаморфизма. Это согласуется со свидетельствами образования граната выше линии солидуса, согласно данным термодинамического моделирования и структурным признакам присутствия расплава.



**Рис. 8.** Петрогенетическая решетка в системе  $\text{Na}_2\text{O}-\text{K}_2\text{O}-\text{FeO}-\text{MgO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}$ , по данным [Spear et al., 1999] с изменениями.

Штриховыми линиями с цифрами показана железистость граната ( $\text{Fe}/(\text{Fe} + \text{Mg})$ ) в соответствующей минеральной ассоциации. Линии железистости в ассоциации  $\text{Grt}-\text{Crd}-\text{Sil}-\text{Qz}$  приведены по [Agranovich, Podlesskii, 1983]. Стрелкой показан предполагаемый  $PT$ -тренд эволюции мигматитов.

В условиях одноактного метаморфизма развитие кордиерита не отвечает области пиковых параметров ( $P = 7.0-7.5$  кбар,  $T = 850-870$  °C) и возможно только в результате снижения давления (см. рис. 3, з). Уменьшение  $P$  приводит к резкому снижению объемного содержания граната (см. рис. 3, в), что свидетельствует о росте кордиерита именно за счет разложения граната и подтверждается петрографическими наблюдениями.

Таким образом, эволюцию метаморфизма глиноземистых гнейсов можно представить следующим образом. Близкая к пиковым условиям метаморфизма ассоциация, сохранившаяся в реликтах, была представлена  $\text{Grt} + \text{Bt} + \text{Sil} + \text{Pl} + \text{Kfs} + \text{Rt} + \text{Li q}$ . Условия образования этой ассоциации, по-видимому, отвечали  $T = 850-870$  °C,  $P = 7.0-7.5$  кбар (стадия I, см. рис. 4, а). Температуры, наиболее близкие к пиковым, получены с использованием геотермометра по содержанию циркония в рутиле.

Регрессивная ветвь метаморфизма характеризуется преимущественно снижением давления при практически постоянной или слабопонижающейся температуре. На этой стадии происходит формирование кордиерит-кварцевых кайм в области II и растворение силлиманита, который отсутствует в области III.

Область устойчивости ассоциации ортопироксена с кордиеритом располагается при давлениях менее 5 кбар (область IV, см. рис. 4, а). Формирование ортопироксен-кордиеритовых симплектитов могло происходить при снижении давления до этих параметров. С другой стороны, их расположение на границе с кварцем, в том числе с его включениями в гранате, а не в контакте с матриксом породы, позволяет предположить, что их формирование происходило не в равновесии с матриксом, а область их образования в  $PT$ -координатах могла находиться при более высоких давлениях. Таким образом, оценку 5 кбар для таких симплектитов следует рассматривать как минимальную.

После эпизода снижения давления происходит охлаждение и кристаллизация расплава. При этом образуются каймы низкотитанистого биотита вокруг ортопироксен-кордиеритовых симплектитов (область V). Рост биотита, вероятно, происходит при участии воды, освобождающейся при кристаллизации расплава.

Регрессивный  $PT$ -тренд метаморфизма, построенный с использованием программного пакета PERPLEX, хорошо согласуется с существующими расчетными и экспериментальными петрогенетическими решетками для глиноземистых пород в области плавления [Spear et al., 1999] (рис. 8). Полученный  $PT$ -тренд «по часовой стрелке» является типичным для мигматитов, формирование которых связано с коллизионными процессами [Spear et al., 1999; Brown, 2002].

Вывод о подобном характере  $PT$ -тренда ранее был сделан для мигматитов и парагнейсов юго-восточной части Иркутского блока в разрезе на побережье оз. Байкал [Сухоруков, 2013], для которых декомпрессионный характер  $PT$ -эволюции подтверждается появлением андалузита в регрессивных реакционных структурах, замещающих исходные силлиманитсодержащие парагenezисы, но полученные оценки близких к пиковым температур для этого района не превышали  $T = 800$  °C при  $P = 6-7$  кбар.

**Геодинамические условия и время метаморфизма.** Для парагнейсов в различных частях Иркутского блока реконструирован однотипный декомпрессионный тренд на регрессивной стадии метаморфизма. Для объяснения такой формы  $PT$ -пути метаморфизма привлекается модель уменьшения мощности коры, предварительно утолщенной в результате коллизионных процессов. Геометрия тренда изотермальной декомпрессии и высокие температуры, при которых происходит снижение давления, требуют привлечения механизмов тектонического утонения коры, чтобы обеспечить более высокие скорости подъема, чем при утонении, обеспеченном только за счет эрозивной денудации [Harley, 1989].  $PT$ -тренд субизотермической декомпрессии формируется при достаточно быстрой (до 1 см/год) тектонической эксгумации вследствие растяжения и утонения коры, обеспечивающей резкий сброс давления не успевающей остыть среды [Ревердатто и др., 2017]. В качестве возможных механизмов рассматрива-

ются растяжение, а также формирование купольных структур с подъемом обогащенных расплавом мигматитов [Vanderhaeghe et al., 2009; Полянский и др., 2016].

Исследование складчатости, деформаций и разрывных нарушений в пределах Иркутского блока показали, что его структура в целом определяется сочетанием гранитогнейсовых куполов и межкупольных зон, накладывающихся на более раннюю изоклинальную складчатость [Грабкин, Мельников, 1980]. На основании детальных структурных исследований предполагается смена обстановки сжатия на коллизионном этапе на обстановку растяжения. С последней связывается формирование диапировых куполов и подъем гранитогнейсовых масс [Hoggood, Bowes, 1990]. Таким образом, можно предположить, что в пределах Иркутского блока диапировый механизм играет ключевую роль при эксгумации нижнесреднекорových пород и формировании декомпрессионного *PT*-тренда в парагнейсах.

Следует отметить, что для раннего этапа складчатости и деформаций предполагалась связь с коллизией блоков позднеархейского кристаллического основания и палеопротерозойских супракрупных отложений [Hoggood, Bowes, 1990], а время этого события оценивалось ~1.97 млрд лет на основании Pb-Pb изохроны по высокоглиноземистым гнейсам (кинцитигам) [Aftalion et al., 1991], тогда как время этапа растяжения ограничивалось интервалом 1.86—1.88 млрд лет. В такой интерпретации временных рубежей оставался открытым вопрос о связи обстановок сжатия и растяжения с одним коллизионным процессом. Результаты изучения Иркутского блока подтвердили вывод [Hoggood, Bowes, 1990] о наличии среди них архейских и палеопротерозойских метамагматических и метаосадочных ассоциаций [Poller et al., 2005; Туркина и др., 2010, 2011; Turkina et al., 2012]. Дальнейшие геохронологические исследования U-Pb методом по циркону и монациту, Pb-Pb и Sm-Nd методами по породообразующим минералам выявили признаки метаморфического события конца неогархея и субсхронного гранитообразования (~2.55 млрд лет) в Иркутском и Китойском блоках [Poller et al., 2005; Гладкочуб и др., 2005; Сальникова и др., 2007; Ризванова и др., 2012; Turkina et al., 2012]. Вместе с тем результаты датирования породообразующих минералов парагнейсов и цирконов из этих пород методом SHRIMP, в том числе представленные в настоящей работе, ограничивают время метаморфизма интервалом 1.88—1.85 млрд лет [Poller et al., 2005; Туркина и др., 2010; Ризванова и др., 2012] и не подтверждают проявление метаморфического события на рубеже ~1.97 млрд лет. Таким образом, можно заключить, что палеопротерозойские метаморфизм и гранитообразование были связаны с одним этапом коллизионного процесса — со сменой обстановок сжатия на растяжение. Этот этап включал высокотемпературный метаморфизм и частичное плавление утолщенной коры и последующее декомпрессионное преобразование пород, связанное, вероятно, с подъемом диапиров в условиях постколлизионного растяжения и утонения коры. Метаморфизм и частичное плавление происходили в довольно узком временном интервале 1.88—1.85 млрд лет.

## ВЫВОДЫ

Температуры пика метаморфизма глиноземистых мигматизированных гнейсов из гранулитового комплекса юго-востока Шарыжалгайского выступа (Иркутский блок) составляют ~850—870 °C при  $P \geq 7$  кбар. Постпиковая эволюция *PT*-параметров метаморфизма характеризуется преимущественно снижением давления, происходящим при высокой температуре в области существования расплава, и завершается остыванием при  $P \sim 5$  кбар. С декомпрессией связано формирование кордиерит-кварцевых и кордиерит-ортопироксеновых симплектитов вокруг зерен граната и замещение силлиманита шпинель-кордиеритовой ассоциацией.

Декомпрессионный характер регрессивного метаморфизма в породах северо-западной (междуречье Тойсука и Китоя) и юго-восточной (побережье оз. Байкал) частей Иркутского блока, по-видимому, связан с их формированием в обстановке растяжения и утонения коры. Присутствие купольных структур в разрезе Иркутского блока на побережье оз. Байкал позволяет предположить участие купольного тектогенеза в процессах эксгумации. Палеопротерозойские метаморфизм и гранитообразование были связаны с одним этапом коллизионного процесса — со сменой обстановок сжатия на растяжение, который происходил в довольно узком временном диапазоне 1.88—1.85 млрд лет.

Работа выполнена в рамках государственного задания, проекты 0330-2016-0001 и 0330-2016-0003.

## ЛИТЕРАТУРА

**Бадашкова Е.Е., Донская Т.В., Гладкочуб Д.П., Мазукабзов А.М.** Петрогеохимические особенности метаосадочных пород Иркутского террейна Шарыжалгайского выступа Сибирского кратона: источники сноса и условия образования // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Материалы совещания, Иркутск, ИЗК СО РАН, 2011, с. 21—22.

**Геря Т.В.** *PT*-тренды и модель формирования гранулитовых комплексов докембрия: Автореф. дис.... д.г.-м.н. М., МГУ, 1999, 54 с.

Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Мазукабзов А.М., Сальникова Е.Б., Скляр Е.В., Яковлева С.З. Возраст и геодинамическая интерпретация гранитоидов китойского комплекса (юг Сибирского кратона) // Геология и геофизика, 2005, т. 46 (11), с. 1139—1150.

Грабкин О.В., Мельников А.И. Структура фундамента Сибирской платформы в зоне краевого шва (на примере Шарыжалгайского блока). Новосибирск, Наука, 1980, 95 с.

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

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

Ножкин А.Д., Туркина О.М. Геохимия гранулитов канского и шарыжалгайского комплексов. Новосибирск, Изд-во ОИГГМ СО РАН, 1993, 223 с.

Ножкин А.Д., Туркина О.М., Мельгунов М.С. Геохимия метаосадочно-вулканогенных толщ и гранитоидов Онотского зеленокаменного пояса // Геохимия, 2001, № 1, с. 31—50.

Полянский О.П., Ревердатто В.В., Бабичев А.В., Свердлов В.Г. Механизм подъема магмы через «твердую» литосферу и связь мантийного и корового диапиризма: численное моделирование и геологические примеры // Геология и геофизика, 2016, т. 57 (6), с. 1073—1091.

Ревердатто В.В., Лиханов И.И., Полянский О.П., Шеплев В.С., Колобов В.Ю. Природа и модели метаморфизма. Новосибирск, Изд-во СО РАН, 2017, 331 с.

Ризванова Н.Г., Левицкий В.И., Богомолов Е.С., Сергеева Н.А., Гусева В.Ф., Васильева И.М., Левский Л.К. Геохронология метаморфических процессов (Шарыжалгайский выступ Сибирского кратона) // Геохронометрические изотопные системы, методы их изучения, хронология геологических процессов. Материалы конференции. М., ИГЕМ РАН, 2012, с. 304—306.

Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Левицкий В.И., Резницкий Л.З., Мельников А.И., Козаков И.К., Ковач В.П., Бараш И.Г., Яковлева С.З. Возрастные рубежи проявления высокотемпературного метаморфизма в кристаллических комплексах Иркутского блока Шарыжалгайского выступа фундамента Сибирской платформы: результаты U-Pb датирования единичных зерен циркона // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 2007, т. 15, № 4, с. 3—19.

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., Сухоруков В.П. Раннедокембрийские высокометаморфизованные терригенные породы гранулитогнейсовых блоков Шарыжалгайского выступа (юго-запад Сибирского кратона) // Геология и геофизика, 2015, т. 56 (6), с. 1116—1130.

Туркина О.М., Бережная Н.Г., Урманцева Л.Н., Падерин И.П., Скублов С.Г. U-Pb изотопный и редкоземельный состав циркона из пироксеновых кристаллосланцев Иркутского блока (Шарыжалгайский выступ): свидетельство неоархейских магматических и метаморфических событий // ДАН, 2009, т. 429, № 4, с. 527—533.

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.

Туркина О.М., Сергеев С.А., Сухоруков В.П., Родионов Н.В. U-Pb возраст циркона из парагнейсов в гранулитовом блоке Шарыжалгайского выступа (юго-запад Сибирского кратона): свидетельство архейского осадконакопления и формирования коры от эо- до мезоархея // Геология и геофизика, 2017, т. 58 (9), с. 1281—1297.

Урманцева Л.Н., Туркина О.М., Капитонов И.Н. Состав и происхождение протолитов палеопротерозойских кальцифиров Иркутского блока (Шарыжалгайский выступ Сибирского кратона) // Геология и геофизика, 2012, т. 53 (12), с. 1681—1697.

Aftalion M., Bibikova E.V., Bowes D.R., Hopgood A.M., Perchuk L.L. Timing of Early Proterozoic collisional and extensional events in the granulite-gneiss-charnockite-granite complex, Lake Baikal, USSR: a U-Pb, Rb-Sr, and Sm-Nd isotopic study // J. Geol., 1991, v. 99, p. 851—861.

Albarède F. Thermal models of post-tectonic decompression as exemplified by the Haut-Allier granulites (Massif Central) // Bull. Soc. Geol. France, 1976, v. 18, p. 1023—1032.

Agranovich L.Y., Podlesskii K.K. The cordierite-garnet-sillimanite-quartz equilibrium: experiments and calculations // Kinetics and equilibrium in mineral reactions. Advances in physical geochemistry / Ed. S.K. Saxena. Springer, Berlin, Heidelberg, New York, 1983, v. 3, p. 173—198.

- Baba S.** Two stages of sapphirine formation during prograde and retrograde metamorphism in the Palaeoproterozoic Lewisian Complex in South Harris, NW Scotland // *J. Petrol.*, 2003, v. 44, p. 329—354.
- Berman R.G., Aranovich L.Y.** Optimized standard state and solution 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, № 1—2, 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.
- Brown M.** The petrogenesis of some migmatites from the Presqu'île de Rhuys, Southern Brittany, France // *Migmatites, melting and metamorphism* / Eds. M.P. Atherton, C.D. Gribble, Nantwich, Shiva Publishers Ltd, 2002a, p. 174—200.
- Brown M.** Retrograde processes in migmatites and granulites revisited // *J. Metamorph. Geol.*, 2002b, v. 20, p. 25—40.
- Brown M., Earley M.M.** Cordierite-bearing schists and gneisses from Timor, eastern Indonesia: *P-T* conditions of metamorphism and tectonic implications // *J. Metamorph. Geol.*, 1983, v. 1, p. 183—203.
- Brown M., Phadke A.V.** High temperature reactions in pelitic gneiss from Precambrian Sausar metasediments of the Ramakona area, Chindwara District, Madhya Pradesh (India): definition of the exhumation *P-T* path and tectonic implications // *Prof. Kelkar Memorial Volume, Indian Society of Earth Scientists, Poona, 1983*, p. 61—69.
- Carson C.J., Powell R., Wilson C.J.L., Dirks P.H.G.M.** Partial melting during tectonic exhumation of a granulite terrane: An example from the Larsemann Hills, East Antarctica // *J. Metamorph. Geol.*, 1997, v. 15, p. 105—126.
- Clarke G.L., Powell R.** Decompressional coronas and symplectites in granulites of the Musgrave Complex, central Australia // *J. Metamorph. Geol.*, 1991, v. 9, p. 441—450.
- Connolly J.A.D.** Multivariable phase diagrams: an algorithm based on generalized thermodynamics // *Amer. J. Sci.*, 1990, v. 290, p. 666—718.
- Connolly J.A.D.** The geodynamic equation of state: what and how // *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 2009, v. 10, № 10, Q 10014.
- Corfu F., Hanchar J.M., Hoskin P.W.O., Kinny P.** Atlas of zircon textures // *Zircon* / Eds. J.M. Hanchar, P.W.O. Hoskin. *Rev. Mineral. Geochem.*, Mineral. Soc. Amer. Washington, D.C, 2003, v. 53, p. 469—500.
- Donskaya T.V., Gladkochub D.P., Pisarevsky S.A., Poller U., Mazukabzov A.M., Bayanova T.B.** Discovery of Archaean crust within the Akitkan orogenic belt of the Siberian craton: new insight into its architecture and history // *Precambrian Res.*, 2009, v. 170, p. 61—72.
- Greenfield J.E., Clarke G.L., White W.** A sequence of partial melting reactions at Mount Stafford, central Australia // *J. Metamorph. Geol.*, 1998, v. 16, p. 363—378.
- Harley S.L.** The origin of granulites: a metamorphic perspective // *Geol. Mag.*, 1989, v. 126, № 3, p. 215—247.
- Henry D.J., Guidotti C.V., Thomson J.A.** The Ti-saturation surface for low-to-medium pressure metapelitic biotites: Implications for geothermometry and Ti-substitution mechanisms // *Amer. Miner.*, 2005, v. 90, p. 316—328.
- Hensen B.J., Green D.H.** Experimental study of the stability of cordierite and garnet in pelitic compositions at high pressures and temperatures. II. Compositions without excess aluminosilicate // *Contr. Miner. Petrol.*, 1972, v. 35, p. 331—354.
- Holdaway M.J.** Application of new experimental and garnet Margules data to the garnet-biotite geothermometer // *Amer. Miner.*, 2000, v. 85, p. 881—889.
- 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.
- Holland T.J.B., Powell R.** An internally consistent thermodynamic data set for phases of petrological interest // *J. Metamorph. Geol.*, 1998, v. 16, p. 309—43.
- Hollis J.A., Harley S.L., White R.W., Clarke G.L.** Preservation of evidence for prograde metamorphism in ultrahigh-temperature, high-pressure kyanite-bearing granulites, South Harris, Scotland // *J. Metamorph. Geol.*, 2006, v. 24, p. 263—279.
- Hollister L.S.** Metamorphic evidence for rapid (>2 mm/yr) uplift of a portion of the Central Gneiss Complex, Coast Mountains, BC // *Can. Miner.*, 1982, v. 20, p. 319—332.
- Hopgood A.M., Bowes D.R.** Contrasting structural features in the granulite-gneiss-charnockite-granite complex, Lake Baikal, U.S.S.R.: evidence for diverse geotectonic regimes in early Proterozoic times // *Tectonophysics*, 1990, v. 174, p. 279—299.
- Johnson T., Brown M., Gibson R., Wing B.** Spinel-cordierite symplectites replacing andalusite: evidence for melt-assisted diapirism in the Bushveld Complex, South Africa // *J. Metamorph. Geol.*, 2004, v. 22, p. 529—545.
- Koziol A.M., Newton R.C.** Redetermination of the anorthite breakdown reaction and improvement of the plagioclase-garnet- $\text{Al}_2\text{SiO}_5$ -quartz geobarometer // *Amer. Miner.*, 1988, v. 73, p. 216—223.

- 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.
- Lonker S.W.** *P-T-X* relations of the cordierite-garnet-sillimanite equilibrium // *Amer. J. Sci.*, 1981, v. 281, p. 1056–1090.
- Ludwig K.R.** User's manual for Isoplot/Ex, Version 2.10. A geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronology Center Special Publication, 1999, № 1, 46 p.
- Ludwig K.R.** SQUID 1.00. A user's manual. Berkeley Geochronology Center Special Publication. Berkeley, CA 94709, USA, 2000, № 2, 2455 p.
- Marschall H.R., Kalt A., Hanel M.** *P-T* evolution of a Variscan lower-crustal segment: a study of granulites from the Schwarzwald, Germany // *J. Petrol.*, 2003, v. 44, № 2, p. 227–253.
- McFarlane C.R.M., Carlson W. D., Connelly J.N.** Prograde, peak, and retrograde *P-T* paths from aluminium in orthopyroxene: High-temperature contact metamorphism in the aureole of the Makhavinekh Lake Pluton, Nain Plutonic Suite, Labrador // *J. Metamorph. Geol.*, 2003, v. 21, p. 405–423.
- Mirwald P.W.** Ist cordierit ein Geothermometer? // *Fortschritte der Mineralogie*, 1986, v. 64 (Beiheft 1), p. 119.
- Newton R.C., Charlu T.V., Kleppa O.J.** Thermochemistry of the high structural state plagioclases // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1980, v. 44, p. 933–41.
- Norlander B.H., Whitney D.L., Teyssier C., Vanderhaeghe O.** Partial melting and decompression of the Thor-Odin Dome, Shuswap metamorphic core complex, Canadian Cordillera // *Lithos*, 2002, v. 61, p. 103–125.
- 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., Lavrent'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. Metamorph. Geol.*, 1985, v. 3, p. 265–310.
- Pitra P., de Waal S.A.** High-temperature, low-pressure metamorphism and development of prograde symplectites, Marble Hall Fragment, Bushveld Complex (South Africa) // *J. Metamorph. Geol.*, 2001, v. 19, p. 311–325.
- Poller U., Gladkochub D., Donskaya T., Mazukabzov A., Sklyarov E., Todt W.** Multistage magmatic and metamorphic evolution in the Southern Siberian craton: Archaean and Paleoproterozoic zircon ages revealed by SHRIMP and TIMS // *Precambrian Res.*, 2005, v. 136, p. 353–368.
- Powell R., Holland T.** Relating formulations of the thermodynamics of mineral solid solutions: Activity modeling of pyroxenes, amphiboles, and micas // *Amer. Miner.*, 1999, v. 84, p. 1–14.
- Rosen O.M., Condie K.C., Natapov L.M., Nozhkin A.D.** Archaean and Early Proterozoic evolution of the Siberian Craton: a preliminary assessment // *Archaean crustal evolution* / Ed. K.C. Condie. Amsterdam, Elsevier, 1994, p. 411–459.
- Spear F.S., Kohn M.J., Cheney J.T.** *P-T* paths from anatexitic pelites // *Contr. Miner. Petrol.*, 1999, v. 134, p. 17–32.
- Tajcmanová L., Connolly J.A.D., Cesare B.** A thermodynamic model for titanium and ferric iron solution in biotite // *J. Metamorph. Geol.*, 2009, v. 27, p. 53–64.
- Turkina O.M., Berezhnaya N.G., Lepekhina E.N., Kapitonov I.N.** U-Pb (SHRIMP II), Lu-Hf isotope and trace element geochemistry of zircons from high-grade metamorphic rocks of the Irkut terrane, Sharyzhgaysk Uplift: implications for the Neoproterozoic evolution of the Siberian Craton // *Gondwana Res.*, 2012, v. 21, p. 801–817.
- Vanderhaeghe O., Burg J.-P., Teyssier C.** Exhumation of migmatites in two collapsed orogens: Canadian Cordillera and French Variscides // *Exhumation processes: normal faulting, ductile thinning and erosion* / Eds. U. Ring, M.T. Brandon, G.S. Lister, S.D. Willet. *Geol. Soc. London*, 1999, Spec. Publ. 154, p. 181–204.
- 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<sub>2</sub>O–CaO–K<sub>2</sub>O–FeO–MgO–Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>–SiO<sub>2</sub>–H<sub>2</sub>O (NCKFMASH) // *J. Metamorph. Geol.*, 2001, v. 19, p. 139–53.
- White R.W., Powell R., Clarke G.L.** Prograde metamorphic assemblage evolution during partial melting of metasedimentary rocks at low pressures: migmatites from Mt Stafford, Central Australia // *J. Petrol.*, 2003, v. 44, p. 1937–1960.
- Whitney D.L., Evans B.W.** Abbreviations for names of rock-forming minerals // *Amer. Miner.*, 2010, v. 95, p. 185–187.
- Williams I.S.** U-Th-Pb geochronology by ion microprobe / Eds. M.A. McKibben, W.C. Shanks III, W.I. Ridley // *Rev. Econ. Geol.*, 1998, v. 7, p. 1–35.