

УДК 552.4+552.16

**ГРАНУЛИТЫ ЛАРБИНСКОГО БЛОКА ДЖУГДЖУРО-СТАНОВОГО СУПЕРТЕРРЕЙНА:
РЕКОНСТРУКЦИЯ УСЛОВИЙ ОБРАЗОВАНИЯ****Ш.К. Балтыбаев^{1,2}, Д.В. Доливо-Добровольский¹, А.В. Юрченко¹,
Ю.Р. Волкова³, Е.С. Мальчушкин³**¹Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, 199034, Санкт-Петербург, наб. Макарова, 2, Россия²Санкт-Петербургский государственный университет,
199034, Санкт-Петербург, Университетская наб., 7, Россия³ОСП «Амургеология» АО «Дальневосточное производственно-геологическое объединение»,
675029, Благовещенск, пер. Чудиновский, 15, Россия

Рассматриваются породы Ларбинского гранулитового блока Иликанской зоны Джугджуро-Станового супертеррейна. В Ларбинском блоке преобладают основные кристаллические сланцы, гранат-биотит-ортопироксеновые и гранат-биотит-кордьерит-силлиманитовые гнейсы (метабазиты и метапелиты). Определение температур и давлений минералообразования производилось комбинационным методом мультиравновесной геотермобарометрии, позволяющим также оценивать, наряду с P - T -параметрами, степень равновесности минеральных составов. P - T -оценки выявили метаморфизм глиноземистых гнейсов в условиях гранулитовой фации умеренных давлений (7—8 кбар, 800—850 °C), образование ортопироксеносодержащих гранулитов происходило в условиях, переходных между гранулитовой и амфиболитовой фациями. Минеральные парагенезисы и составы минералов в высокожелезистых метабазитах выявляют события метаморфизма с параметрами $P = 4$ —5 кбар, $T = 620$ —730 °C и не несут следов проявления более раннего гранулитового метаморфизма. Бимодальность распределения рассчитанных значений P и T , характерная для большинства образцов глиноземистых гнейсов, скорее всего, отражает проявление прогрессивных и близких к пиковым условий гранулитового метаморфизма. Время эндербитового магматизма определено с большой погрешностью по верхнему пересечению дискордии с конкордией как 2546 ± 52 млн лет; возраст метаморфогенных оболочек циркона из эндербитов — 1882 ± 11 млн лет. Модельный неодимовый возраст эндербитов $t_{\text{Nd}}(\text{DM}) = 2.57$ —2.58 млрд лет близок к возрасту ядер циркона эндербитов и значительно отличается от неодимового модельного возраста вмещающих метаморфических пород (2.8—3.0 млрд лет). Палеопротерозойский метаморфизм пород Ларбинского блока совпадает в региональном плане с третьим этапом коллизионного гранитоидного магматизма юго-востока Сибирского крата и фиксирует формирование этой структуры.

*Гранулиты, P - T -параметры, эндербиты, возраст, метаморфизм, Ларбинский блок, Алданский щит***GRANULITES OF THE LARBA BLOCK OF THE DZHUGDZHUR-STANOVoi SUPERTERRANE:
RECONSTRUCTION OF THE FORMATION CONDITIONS****Sh.K. Baltybaev, D.V. Dolivo-Dobrovolsky, A.V. Yurchenko, Yu.R. Volkova, E.S. Malchushkin**

We discuss the rocks of the Larba granulite block in the Ilikan zone of the Dzhugdzhur–Stanovoi superterrane. The Larba block is dominated by basic schists and garnet–biotite–orthopyroxene and garnet–biotite–cordierite–sillimanite gneisses (metabasites and metapelites). Calculation of temperatures and pressures of mineral formation was carried out by multi-equilibrium geothermobarometry, which makes it possible to evaluate the degree of equilibrium of mineral compositions along with P – T parameters. The P – T estimates have shown metamorphism of aluminous gneisses under moderate-pressure granulite facies conditions (7–8 kbar, 800–850 °C). Orthopyroxene granulites formed under granulite–amphibolite transition facies conditions. The mineral compositions and parageneses in highly ferrous metabasites permitted estimation of the conditions of metamorphism, $P = 4$ –5 kbar and $T = 630$ –700 °C, and show no influence of earlier granulite facies metamorphism. The bimodal P – T distribution for most samples of aluminous gneisses most probably reflects progressive and near-peak conditions of granulite metamorphism. The time of enderbite magmatism is determined from the upper intercept of discordia with concordia at 2546 ± 52 Ma and should be verified. The age of metamorphic rims over enderbite zircon is 1882 ± 11 Ma. The model Nd age of enderbites, $t_{\text{Nd}}(\text{DM}) = 2.57$ –2.58 Ga, is close to the age of the core of enderbite zircon and differs significantly from the model Nd age of the host metamorphic rocks (2.8–3.0 Ga). The Paleoproterozoic metamorphism of the Larba block rocks regionally coincides with the third stage of collisional granitoid magmatism of the southeastern Siberian craton and records the formation of this structure.

Granulites, P – T parameters, enderbites, age, metamorphism, Larba block, Aldan Shield

ВВЕДЕНИЕ

Геологическое строение и история развития Джугджуро-Станового супертеррейна северо-восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса являются предметом изучения и дискуссионного обсуждения многих исследователей [Кастрыкина, 1983; Козырева и др., 1985; Московченко и др., 1985; Седова, Глебовицкий, 1985; Александров, Авченко, 2002; Glebovitsky et al., 2009; Котов и др., 2014; Великославинский и др., 2017]. Одним из ключевых вопросов научных разногласий стал вопрос о природе гранулитовых блоков, которые хотя и малочисленны (до 5 % площади супертеррейна), но имеют большое значение для понимания строения и тектонической эволюции всей Джугджуро-Становой складчатой области. Имеются две точки зрения на природу гранулитовых пород этих блоков: 1) выступы древнего фундамента, на котором формировались протолиты метаморфических пород станового комплекса [Дзевановский, 1958], 2) гранулиты являются своеобразными «останцами», которые сохранились при интенсивных низкотемпературных метаморфических преобразованиях пород станового комплекса [Коржинский, 1936]. На основании полученных в последнее время геохронологических и изотопно-геохимических данных было высказано предположение, что гранулиты Джугджуро-Становой складчатой области могут представлять собой глубинные части так называемой «иликанской толщи», эксгумированные в мезозое при закрытии Монголо-Охотского океана [Великославинский и др., 2017]. Геохронологические данные, в частности U-Pb геохронологические исследования детритовых цирконов, определяют возраст иликанской толщи интервалом 2630—2700 млн лет [Великославинский и др., 2011].

В статье рассматриваются породы одного из гранулитовых блоков — Ларбинского, входящего в структуры Иликанской зоны Джугджуро-Станового супертеррейна (рис. 1). Для уточнения особенностей состава и условий формирования гранулитов Ларбинского блока нами предпринята попытка расшифровки *PT*-параметров метаморфических преобразований пород совместно с другими дополнительными изотопно-геохимическими и геохронологическими исследованиями. Основной целью предпринятого исследования является максимально полная характеристика условий образования гранулитов Ларбинского блока в комплексе с геохронологической оценкой времени проявления гранулитового метаморфизма и эндербитового магматизма. Делается попытка выявления стадийности метаморфических преобразований пород с целью интеграции этих результатов в наиболее адекватную тектоническую модель развития гранулитовых комплексов региона.

КРАТКАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ЛАРБИНСКОГО БЛОКА И ПЕРИОДИЗАЦИЯ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ СОБЫТИЙ В ПРЕДЕЛАХ ДЖУГДЖУРО-СТАНОВОГО СУПЕРТЕРРЕЙНА

В Иликанской зоне Джугджуро-Станового супертеррейна выделены Ларбинский и Дамбукинский блоки, породы которых (биотитовые, биотит-гранатовые, гиперстеновые гнейсы и двупироксеновые кристаллические сланцы) без необходимого геохронологического обоснования условно относят к палеоархейским ларбинской и дамбукинской сериям соответственно [Глуховский, Синцерова, 1979].

В Ларбинском блоке преобладают основные кристаллические сланцы, но распространены также гранат-биотит-ортопироксеновые и гранат-биотит-кордиерит-(силлиманитовые) гнейсы. Эти породы участвуют в образовании пакетов лежащих изоклинальных складок и сопряженных с ними субгоризонтальных зон сдвиговых деформаций [Glebovitsky et al., 2009]. Указывается, что после образования этих структурных форм происходит формирование эндербит-гнейсов и чарнокит-гнейсов, а также, несколько позднее, жильных тел чарнокитов и эндербитов [Glebovitsky et al., 2009].

Метаморфизованные и мигматизированные в условиях гранулитовой фации породы Ларбинского блока прорваны телами метаморфизованных габброидов, анортозитов и эндербитов [Московченко и др., 1985; Седова, Глебовицкий, 1985]. Некоторые из них датированы: в частности, это Хорогочинский габбро-анортозитовый массив (2633 ± 20 млн лет), прорывающий породы Ларбинского блока, а также оливинит-вебстерит-габбровый массив Маристый (2643 ± 31 млн лет, LA-ICP-MS U-Th-Pb метод по циркону) [Бучко и др., 2008], прорывающий породы иликанской толщи, и тектонические пластины метагаббро (2635 ± 4 млн лет, ID-TIMS U-Pb метод по циркону) [Великославинский и др., 2011] в иликанской толще.

Джугджуро-Становой супертеррейн, включая Иликанскую зону и гранулитовые блоки, сложен полиметаморфическими породами. Время наиболее древнего метаморфического события в Иликанской зоне оценивается в 2760 ± 15 млн лет [Великославинский и др., 2017]. Тектонические процессы, обусловившие это событие, не известны.

Протерозойское метаморфическое событие в Брянтинской зоне, скорее всего, было обусловлено коллизией террейнов, соответствующих Иликанской и Зейской зонам, примерно 1.9 млрд л. н.; близкий (1961 ± 16 млн лет) по времени метаморфизм предполагается и для пород Зейской зоны [Великославинский и др., 2017]. Возможно, принимая во внимание неопределенности датирования, речь идет об одном и том же ме-

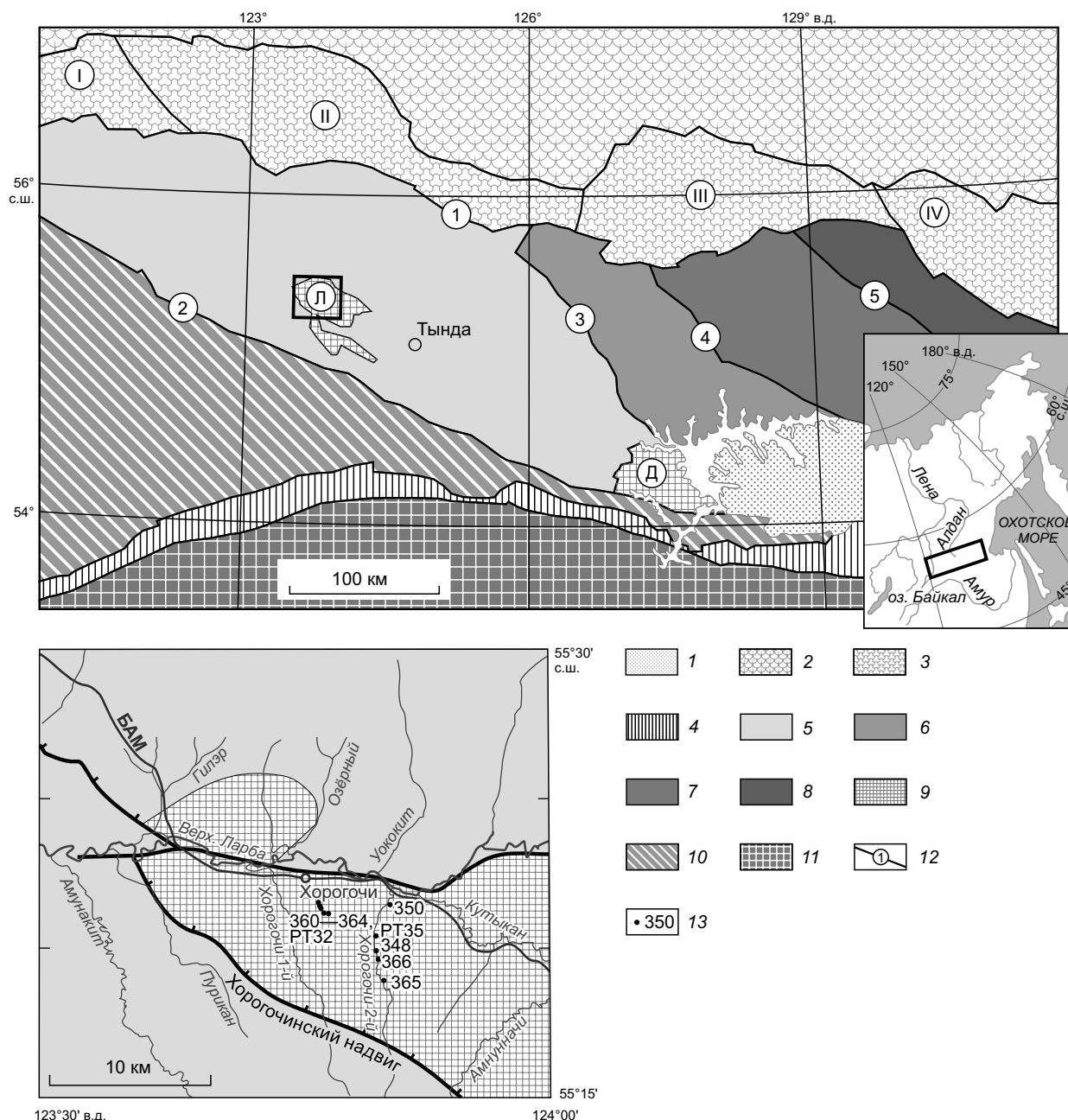


Рис. 1. Схема тектонического районирования западной части Джугджуро-Станового супертеррейна на Центрально-Азиатском складчатом поясе, по [Великославинский и др., 2017].

1 — Зейская депрессия; 2 — Алданский щит; 3 — Становой структурный шов: Курультинский блок (I), Зверевский блок (II); Сутамский блок (III), Аюмканский блок (IV); 4 — Монголо-Охотский складчатый пояс; 5–8 — структурно-формационные зоны Джугджуро-Станового супертеррейна: 5 — Иликанская, 6 — Брянтинская, 7 — Купуринская, 8 — Зейская; 9 — гранулитовые блоки Иликанской зоны: Л — Ларбинский, Д — Дамбукинский; 10 — Селенгино-Становой супертеррейна; 11 — Амурский микроконтинент; 12 — главные разломы: 1 — Становой, 2 — Желтулакский, 3 — Унахинский, 4 — Сугджарский, 5 — Таксакандинский; 13 — места отбора образцов (на врезке и с увеличением — в нижней части рисунка).

таморфическом событии. Хотя ареал распространения этого события точно не известен, однако не исключено, что он охватывает и породы Иликанской зоны.

Позднейшие метаморфические события в регионе сильно оторваны по времени от указанных двух предыдущих. Имеющиеся данные позволяют утверждать, что породы Джугджуро-Станового террейна испытали высокотемпературные структурно-метаморфические преобразования в мезозое — около 140 млн л. н. [Larin et al., 2006] в связи с закрытием Монголо-Охотского океана.

МЕТОДИКА И МАТЕРИАЛ ДЛЯ ИССЛЕДОВАНИЙ

В ходе краткосрочных полевых работ (2019 г.) были изучены толщи гранулитов Ларбинского блока в районе бассейна р. Верхняя Ларба (см. рис. 1) и отобраны пробы для петрологических, изотопно-геохимических и геохронологических исследований. Основное внимание было уделено метаморфическим породам с целью общей минералого-петрологической характеристики и расшифровки условий образования гранулитов изучаемого блока. Наиболее детально изучались образцы (всего 42), представляющие разрезы метапелитовых и metabазитовых толщ, из которых были изготовлены препараты для нижеописанных аналитических исследований.

Микрозондовые исследования минералов в полированных шлифах были произведены на сканирующем электронном микроскопе JSM-6510LA с энергодисперсионным спектрометром JED-2200 JEOL (ИГГД РАН). Условия анализа: ускоряющее напряжение 20 кВ, ток 1 нА, ZAF-метод коррекции матричных эффектов. В качестве стандартных образцов состава использованы природные минералы, чистые оксиды и металлы. Предел обнаружения определяемых элементов — 0.1 %. На полированных шлифах при петрографическом исследовании отмечались представительные локальные участки размером 2—3 мм, в пределах которых затем производились локальные анализы составов близкорасположенных зерен интересующих минералов, обычно по несколько точек на зерно для более полной характеристики вариаций химического состава.

Содержание химических элементов в породах анализировалось рентгеноспектральным флуоресцентным методом (XRF, ВСЕГЕИ). Анализ выполнялся из плавленных таблеток весом 4 г, приготовленных смешиванием флюса (50 % метабората лития и 50 % тетрабората лития) в отношении 1:9 с плавлением в золотоплатиновых тиглях и опрессовыванием. Нижний предел определения оксидов 0.01—0.03 мас. %. Для малых элементов нижний предел составляет 2—5 г/т.

Масс-спектрометрия с индуктивно связанной плазмой (ICP-MS) применялась для многоэлементного анализа как породообразующих компонентов, так и элементов-примесей в породах. Порошкообразные пробы предварительно переводились в раствор с последующим прямым разложением смесью кислот или кислотным разложением сплава порошка пробы с флюсом (метаборатом или тетраборатом лития). Для сплавления применялись муфельные печи и платиновые или графитовые тигли. Анализ производился на масс-спектрометрах с дополнительной квадрупольной системой для обеспечения понижения фона системы и снижения пределов обнаружения элементов. Нижние пределы определения методом ICP-MS для различных химических элементов составляют 0.0005—0.08 г/т.

U-Th-Pb изотопные исследования (SHRIMP-II) и изотопный анализ U и Pb выполнен на вторично-ионном микрозонде SHRIMP-II в ЦИИ ВСЕГЕИ (г. Санкт-Петербург). Предварительно были использованы CL- и BSE-изображения кристаллов циркона для выбора точек для изотопного анализа. Анализируемая область кристаллов циркона составляла ~ 20 мкм. Аналитические данные обрабатывались согласно [Williams, 1997] с помощью программ Squid-1.13a [Ludwig, 2005] и Isoplot-3.75 [Ludwig, 2012]. Pb/U отношение в цирконе нормализовалось на значение 0.0665 для $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ в стандартном цирконе Temora [Black et al., 2004]. Концентрации свинца, урана и тория были определены относительно стандартного циркона 91500 с известным содержанием урана [Wiedenbeck et al., 1995].

Анализ Sm-Nd системы пород производился в ЦИИ ВСЕГЕИ методом изотопного разбавления для определения концентраций Sm и Nd. Для этого в предварительно растертые 100—150 мг навески проб добавляли взвешенные количества растворов смешанных индикаторов ^{149}Sm - ^{150}Nd . Затем пробы разлагали в смеси азотной и плавиковой кислот. Выделение Sm и Nd для изотопного анализа выполняли в две ступени. Сначала с помощью катионообменной хроматографии на смоле AG50W-X8 для отделения редкоземельных элементов от общей массы вещества пород и минералов, а затем экстракционной хроматографии с использованием жидкого катионообменного экстрагента HDEHP на тефлоновом носителе. Изотопный анализ Sm и Nd проводился на девятиколлекторном масс-спектрометре TRITON в статическом режиме. Коррекция на изотопное фракционирование неодима производилась при помощи нормализации измеренных значений по отношению $^{148}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.241578$. Нормализованные отношения приводились к значению $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.511860$ в международном изотопном стандарте La Jolla. Погрешность определения содержания Sm и Nd составила 0.5 %.

Определение температуры и давления минералообразования осуществлялось методом мультиравновесной геотермобарометрии, позволяющим оценивать, наряду с *PT*-параметрами минералообразования, также степень приближения минеральных составов к равновесным. Применялась программа winTWQ [Berman, 1991] версии 2.64 с базами термодинамических данных DEC06 [Berman, 2007] и BA96A [Berman, Aranovich, 1996]. Кроме того, выполнялось построение фазовых диаграмм (псевдосечений) для определенного валового химического состава системы с помощью программы GeoPS версии 3.3 [Xiang, Connolly, 2022] с базой термодинамических данных DS622 [Holland, Powell, 2011] и модели твердых растворов и расплава из работы [Green et al., 2016], разработанными для системы $\text{MnO}-\text{TiO}_2-\text{Na}_2\text{O}-\text{CaO}-\text{K}_2\text{O}-\text{FeO}-\text{MgO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2-\text{O}_2$.

В данной работе нами применялся комбинационный метод мультиравновесной геотермобарометрии, суть которого заключается в задействовании всех возможных комбинаций составов близкорасположенных зерен минералов, для которых предполагаются равновесные отношения. В результате применения такого подхода на *PT*-диаграмме получается массив точек, который ограничивает область со всеми вероятными результатами давлений и температур для исследованных составов минералов. Необходимость такого подхода определяется тем, что детальное исследование составов минералов часто показывает их существенную химическую неоднородность в пределах даже минимальных локальных (первые миллиметры) участков породы. Очевидно, что выбор составов таких минералов критически влияет на результаты геотермобарометрии. Важной особенностью мультиравновесной геотермобарометрии является возможность оценки степени равновесности тестируемых составов минералов. Графически это характеризуется стремлением к пересечению линий всех реакций в единственной точке с приближением составов минералов к равновесным. Таким образом, каждое из *PT*-определений на диаграмме обладает присущим ему численным параметром, отражающим степень сходимости линий минеральных реакций.

Неоднородность составов минералов нельзя отнести к статистическим или систематическим аналитическим погрешностям в силу закономерности обнаруживаемых вариаций, подчиняющихся текстурным особенностям породы, т. е. взаимоотношениям зерен с их окружением. Эта особенность, в частности, указывает на существенный недостаток используемого статистического подхода в геотермобарометрии, в котором вариации составов минералов моделируются искусственно с помощью метода Монте-Карло, как это было предложено, например, в работе [Lieberman, Petrakakis, 1991]. Этот метод производит случайные составы, подчиняющиеся нормальному распределению, вокруг некоторого выбранного состава, тогда как реальные вариации составов, скорее, ближе к векторам, т. е. обладают достаточно сильными корреляционными связями. Особенно это проявляется в случае химической зональности зерен минералов (например, граната).

Выявляемые закономерности вариаций составов минералов могут быть связаны как с исходной локальной химической неоднородностью субстрата, так и с особенностями минералообразования. Ряд закономерностей можно объяснить простыми моделями, например посткристаллизационным диффузионным обменом либо фракционированием элементов в ходе роста зерен, либо наложенными преобразованиями. Однако эти построения являются умозрительными и допускают существование альтернативных механизмов. Обычно затруднительно определить, какие составы минералов должны отвечать термодинамически (химически) равновесным. Применение вышеописанного комбинационного метода не исключает традиционный подход к выбору составов минералов для геотермобарометрии, основанный на анализе текстурных взаимоотношений. Более того, изучение структурно-текстурных особенностей пород в шлифах и на основе этого выбор составов минералов позволяют существенно уменьшить размеры областей неопределенности *PT*-параметров.

Комбинационный подход реализован с помощью программ TWQ_Comb [Доливо-Добровольский, 2006a] и TWQ_View [Доливо-Добровольский, 2006b], являющихся оболочками программы winTWQ [Berman, 2007]. В качестве меры сходимости линий равновесия используется среднеквадратичное расстояние (СКР) от всех линий реакций до точки *PT*-определения. Безразмерная величина СКР численно равна разнице температур за счет масштабирования только оси давлений (кбар) с постоянным коэффициентом, равным 50. Чем лучше сходимость линий на диаграмме, тем меньше значение СКР. Точки средних *PT*-параметров определяются поиском минимального значения этой величины. Следует заметить, что нет однозначного ответа на вопрос, с каких значений СКР следует считать *PT*-определения удовлетворительными: это решение принимается субъективно на основе визуального анализа расположения линий реакций на диаграммах.

ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ИССЛЕДОВАННЫХ ПОРОД

Вещественный состав изученных пород позволяет выделить группы метабазитов и метапелитов, которые резко отличаются друг от друга по химическому составу и набору слагающих минералов (рис. 2, 3, табл. 1, дополнительные материалы, <https://sibran.ru/journals/Baltybaev.pdf>, Table ESM_1). Отдельно от них рассматриваются магматические породы — эндербиты, для которых выполнено определение U-Th-Pb и Sm-Nd изотопного возраста. Также отдельно рассматривается один из образцов гранулитов, который существенно отличается по вещественному составу от образцов вышеперечисленных групп — ортопироксен-биотит-гранатовый гнейс.

Метапелиты (глиноземистые гнейсы) — породы с гнейсовидной, часто полосчатой или пятнисто-полосчатой текстурой, возникающей вследствие мигматизации, значительно проявленной в некоторых образцах. Меланосома представлена скоплениями порфиробластов граната, биотита и других глиноземистых минералов, лейкосома имеет преимущественно гранат-плагиоклаз-кварцевый состав. Структура пород разнотекстурированная, лепидогранобластовая и лепидонематогранобластовая, порфиробла-

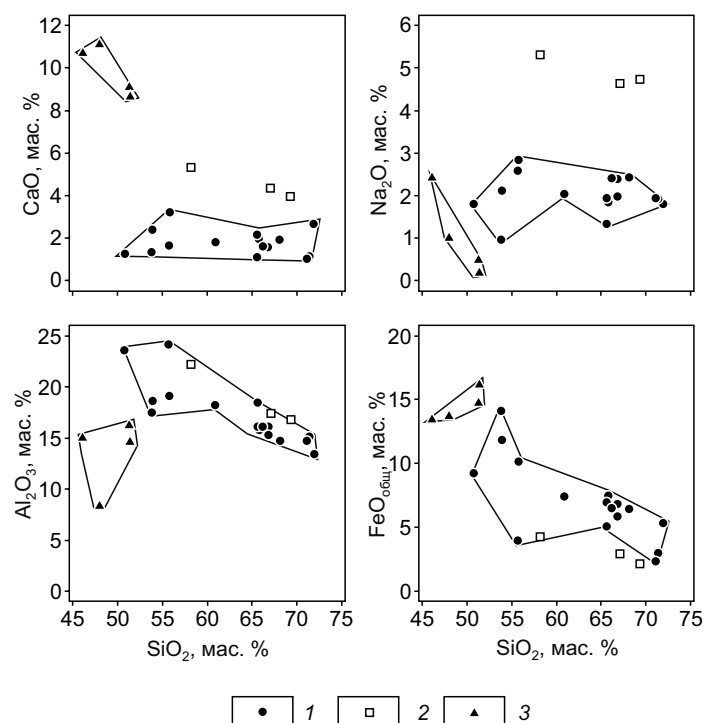


Рис. 2. Соотношения петрогенных элементов в изученных породах Ларбинского блока.

1 — метапелиты; 2 — эндербиты; 3 — метабазиты.

стовая. Наиболее обычной минеральной ассоциацией является $\text{Grt} + \text{Bt} \pm \text{Sil} \pm \text{Crd} \pm \text{Kfs} + \text{Pl} + \text{Qz}^1$ (см. рис. 3, а), при этом кордиерит встречается лишь в пределах узких (1—2 мм) сильно вытянутых зон наложенной сланцеватости с частичной резорбцией примыкающих порфиروبластов граната (нередко с образованием корон из кордиерит-кварцевых симплектитовых сростаний). В этих зонах присутствует и вторичный биотит, также нередко образующий симплектитовые сростания с кварцем. В качестве акцессорных минералов встречены ильменит, рутил, циркон, а также шпинель в составе полиминерального включения в гранате (рис. 4, а). В большинстве образцов наблюдаются в разной степени проявленные поздние диафорические преобразова-

Таблица 1. Химический состав представительных пород Ларбинского блока (мас. %)

Образец	Группа пород	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ общ	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	П.п.п.	Сумма
348	Метапелит	53.90	1.22	18.60	13.10	0.18	6.28	2.38	2.11	1.83	Н.п.о.	0.16	99.8
348-1	»	53.80	0.60	17.50	15.60	0.26	6.46	1.36	0.97	2.49	»	0.90	99.9
348-4	»	65.60	0.59	18.50	5.60	0.04	3.09	1.12	1.33	3.38	»	0.64	100.0
348-5	»	71.90	0.48	13.40	5.91	0.11	2.56	2.68	1.80	0.65	»	0.42	99.9
359	»	65.80	0.65	15.80	8.26	0.09	3.25	1.97	1.84	2.16	»	b.d.l.	99.9
359-5	»	60.90	0.62	18.20	8.25	0.10	3.66	1.83	2.03	2.88	»	1.34	99.8
360	»	65.60	0.56	16.10	7.76	0.10	2.90	2.17	1.95	2.38	»	0.38	99.9
360-1	»	66.80	0.62	16.10	6.47	0.07	2.57	1.60	1.98	3.49	»	0.24	100.0
361	»	55.70	0.70	24.20	4.39	0.03	2.40	1.65	2.59	6.66	0.07	0.98	99.3
PT32-1	»	68.10	0.65	14.70	7.12	0.09	2.95	1.92	2.42	1.41	0.12	0.39	99.9
PT32-2	»	66.80	0.57	15.30	7.56	0.09	3.01	1.58	2.39	2.12	0.12	0.31	99.9
PT32-3	»	66.20	0.62	16.10	7.21	0.09	2.73	1.60	2.41	2.46	0.13	0.30	99.9
PT32-4	»	71.40	0.26	15.10	3.29	0.05	1.50	1.13	1.93	4.56	0.13	0.49	99.9
PT32-5	»	71.10	0.24	14.70	2.62	0.03	1.02	1.04	1.95	6.53	0.15	0.47	99.9
PT35-10-2	»	55.80	0.91	19.10	11.30	0.18	4.66	3.22	2.84	1.54	0.13	0.20	99.9
348-8	»	50.80	0.91	23.60	10.20	0.16	4.74	1.26	1.81	4.84	Н.п.о.	1.24	99.6
350	Эндербит	69.30	0.15	16.80	2.36	0.02	1.12	3.97	4.73	0.87	0.08	0.59	100.0
350-3	»	67.10	0.36	17.40	3.24	0.04	1.54	4.36	4.63	0.99	0.11	0.16	99.9
350-4	»	58.20	1.27	22.20	4.72	0.03	0.81	5.32	5.31	1.56	0.25	0.30	99.9
350-1	Метабазит первой группы	48.00	0.90	8.36	15.2	0.23	14.4	11.1	1.00	0.21	0.13	0.61	100.0
350-2	»	46.10	1.47	15.00	14.9	0.21	8.75	10.7	2.41	0.34	0.09	0.17	100.0
362	Метабазит второй группы	51.30	1.38	16.20	16.4	0.34	4.63	9.08	0.49	0.11	0.47	Н.п.о.	100.0
364	»	51.40	1.29	14.60	17.9	0.44	5.56	8.64	0.18	0.10	0.12	»	99.7

Примечание. Н.п.о. — ниже порога чувствительности метода.

¹ Сокращенные названия минералов даны по [Warr, 2021].

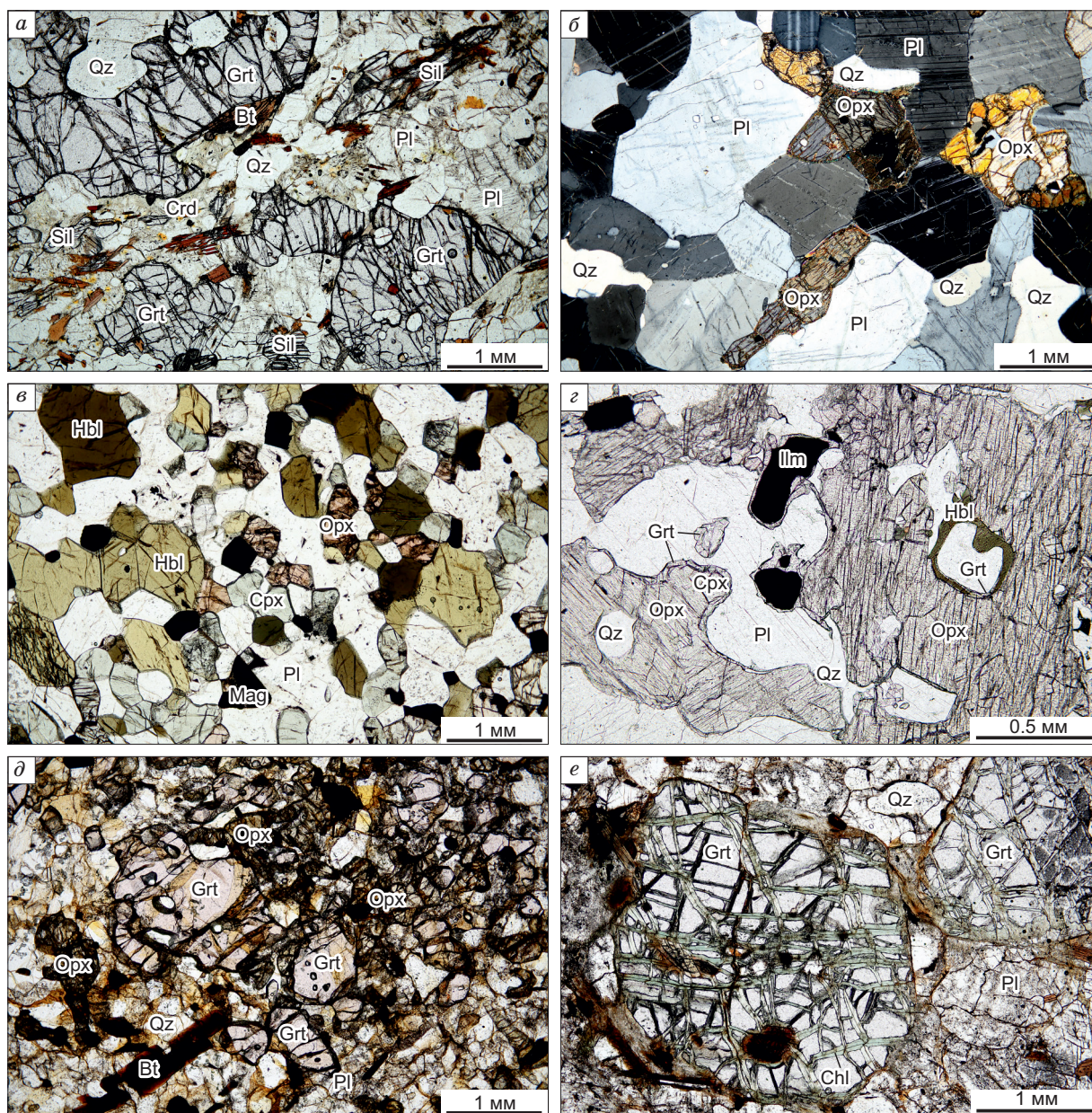


Рис. 3. Фотографии шлифов пород Ларбинского блока.

a — метапелит (обр. 348-4, Grt + Bt + Sil + Pl + Kfs + Qz + Crd + Pyh + Rt), *б* — эндербит (обр. 350, Pl + Qz + Opx + Cpx + Kfs + Chl + Mag, с анализатором), *в* — метабазит первой группы (обр. 350-2, Hbl + Cpx + Opx + Pl + Mag), *г* — метабазит второй группы (обр. 364, Grt + Opx + Cpx + Hbl + Pl + Kfs + Qz + Ilm), *д* — ортопироксен-биотит-гранатовый гнейс (обр. 359-2, Grt + Opx + Bt + Pl + Kfs + Qz + Ilm), *е* — замещение граната хлоритом в диафторированном метапелите (обр. 359-7, Grt + Bt + Chl + Pl + Qz + Rt). В скобках приведена полная ассоциация.

ния с образованием позднего биотита, мусковита и хлорита (см. рис. 3, *е*; 4, *г*), а также пинитизацией кордиерита.

Ортопироксен-биотит-гранатовый гнейс (обр. 359-2) — порода с гнейсовидной, часто полосчатой текстурой вследствие проявленной в ней мигматизации. Структура пород разномасштабная, нематогранобластовая. Меланосома представлена мелкозернистым (0.5—1.5 мм) ортопироксен-плагиоклазовым агрегатом с редкими зернами ильменита и кварца. Вдоль контактов с лейкосомой в зоне мощностью ~ 10 мм меланосома обогащена зернами граната, биотита и кварца (см. рис. 3, *д*). Полосы лейкосомы мощностью до 1—2 см характеризуются высоким содержанием полевых шпатов и кварца, которые имеют размеры зерен в несколько раз крупнее, чем в меланоме. Темноцветные минералы в лейкосомах представлены гранатом и биотитом. Калиевый полевой шпат встречается в виде антипертитовых включений в плагиоклазе лейкосомы.

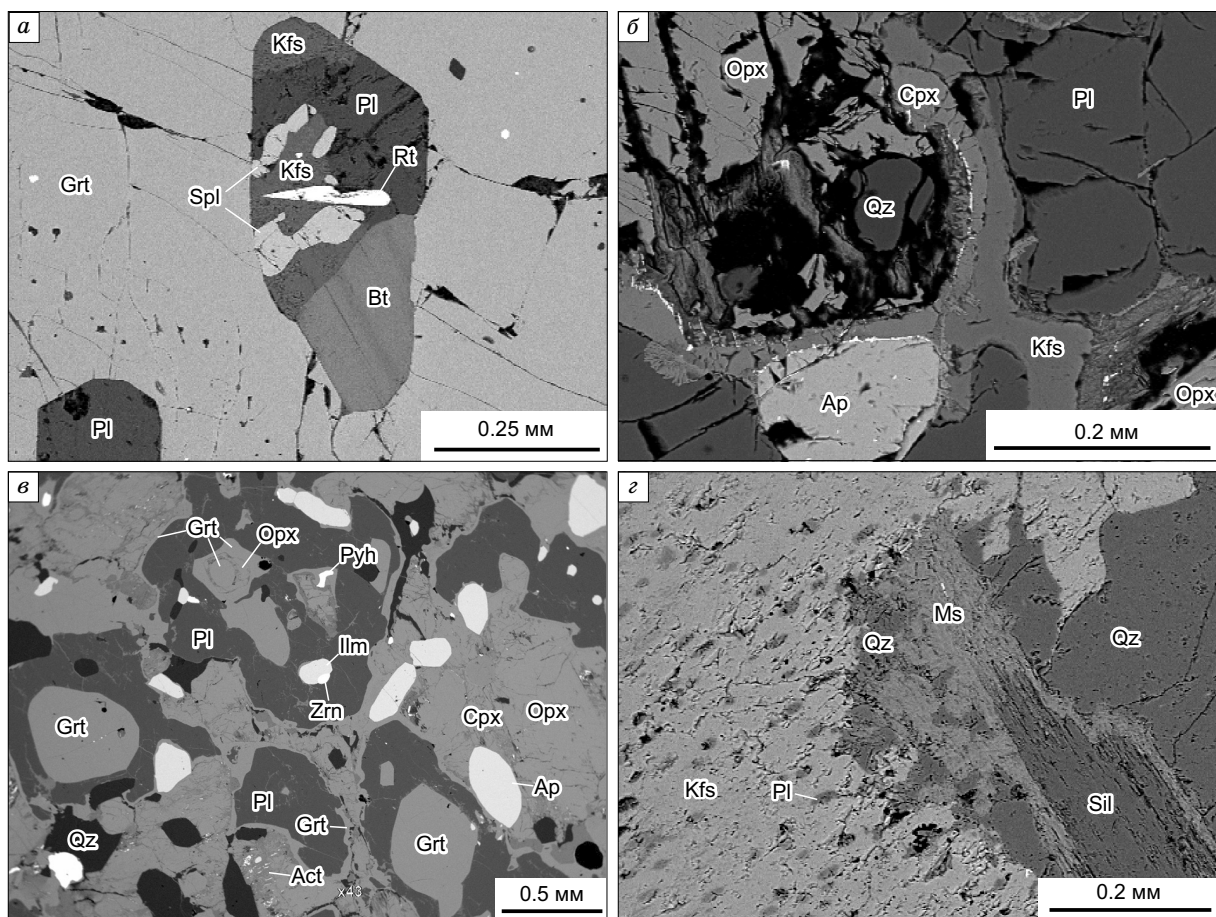


Рис. 4. Взаимоотношения минералов в породах Ларбинского блока (изображения в обратноотраженных электронах).

а — полиминеральное включение в порфиробласте граната из метапелита (обр. 359); *б* — кайма клинопироксена и калиевого полевого шпата вокруг зерен ортопироксена и кварца в эндербите (обр. 350); *в* — генерации граната в метабазитах второй группы (обр. 362); *з* — развитие мусковита с кварцем по раннему парагенезису силлиманита с калиевым полевым шпатом (обр. РТ32-4).

Эндербиты (обр. 350, 350-3, 350-4) представлены минеральной ассоциацией $\text{Opx} + \text{Pl} + \text{Kfs} + \text{Qz} + \text{Chl} + \text{Bt} + \text{Mag}$ (см. рис. 3, б). В основной средне- и крупнозернистой массе плагиоклаз-кварцевого состава находятся редкие скопления зерен ортопироксена. Зерна плагиоклаза нередко содержат антипертитовые вроски калиевого полевого шпата. Вокруг зерен ортопироксена иногда встречаются каймы клинопироксена и калиевого полевого шпата (см. рис. 4, б), а также наиболее поздние тонкие каймы бледно-зеленого хлорита, редко амфибола, которые рядом с зернами ортопироксена бывают обогащены мелкими включениями рудного минерала.

Метабазиты разделяются на две группы, отличающиеся по минеральному и химическому составу. К первой группе (обр. 350-1 и 350-2) относятся мелкозернистые породы с равномерно-зернистой гранобластовой структурой, отвечающие по химическому составу габброноритам и представленные минеральной ассоциацией $\text{Opx} + \text{Cpx} + \text{Hbl} + \text{Pl} + \text{Mag}$ (см. рис. 3, в). Метабазиты второй группы (обр. 362 и 364) отвечают по химическому составу феррогаббронориту. Это разномасштабные породы с минеральной ассоциацией $\text{Opx} + \text{Cpx} + \text{Hbl} + \text{Grt} + \text{Pl} + \text{Qz} + \text{Ilm} + \text{Cal}$, в которых ранний $\text{Cpx-Opx-Hbl-Pl-Ilm}$ парагенезис в различной степени замещается на более поздний Grt-Opx-Pl-Qz . Гранат представлен крупными изометричными кристаллами или зернами неправильной формы в более лейкократовых и обогащенных кварцем участках породы, тогда как в более меланократовых участках он чаще образует мелкие кристаллики в зернах плагиоклаза и тонкие каймы вокруг агрегатов зерен пироксенов, ильменита и темно-зеленой роговой обманки (см. рис. 3, з). Иногда отмечаются две генерации граната: обрастание его мелких зерен каймами ортопироксена, которые вновь обрастают внешними каймами граната (см. рис. 4, в). Кроме того, наблюдаются признаки замещения клинопироксена ортопироксеном. К наиболее поздним изменениям относится развитие бледно-зеленого амфибола по трещинам спайности в пироксенах.

ОСОБЕННОСТИ ПОРОДООБРАЗУЮЩИХ МИНЕРАЛОВ

Гранаты метapelитов относятся к Prp-Alm ряду с небольшой примесью Grs компонента (рис. 5, а). Гранаты имеют слабовыраженную зональность: к краю зерен наблюдается рост содержания Alm, снижается Grs и Prp. Sps компонент либо отсутствует, либо содержится в незначительных количествах. Зерна граната, по краю или по крупным трещинам которых развивается хлорит-слюдистая кайма, демонстрируют резкое уменьшение Prp до ~ 30 % и возрастание Alm до 65 % (см. рис. 5, б).

В гранатах из ортопироксен-биотит-гранатового гнейса также наблюдается обратная зональность (см. рис. 5, в), при этом они содержат больше Grs и меньше Prp, чем гранаты из метapelитов ($Alm_{59-65}Prp_{23-29}Grs_{8-10}Sps_{1-2}$).

В метабазитах второй группы все генерации граната обладают сходными составами. Они являются преимущественно Alm-Grs (см. рис. 5, г) с подчиненными содержаниями Prp и Sps (а также заметными Adr). Зерна также демонстрируют обратную зональность: наблюдается уменьшение Prp и увеличение Grs к краю зерен.

Биотиты в метapelитах окрашены в бурый цвет, встречаются зерна с сагеновой решеткой как в матрице породы, так и во включениях в гранате, часто хлоритизированы, пространственно связаны с гранатом, но есть и отдельные зерна в матрице породы в ассоциации с полевыми шпатами.

Биотиты заметно отличаются составами, что особенно видно при сравнении разных групп пород (см. доп. материалы, Table ESM_1). Наблюдаемые вариации Fe# и содержаний TiO_2 указывают на неполное уравнивание в масштабе шлифа, вероятно, вызванное разной степенью проявленных регрессивных изменений. Например, чешуйки биотита во включениях в гранате показывают более низкие значения Fe# по сравнению с биотитом из матрицы породы. В целом биотиты метapelитов содержат TiO_2 2.5—7.0 мас. %, но зерна, замещающие гранат, демонстрируют уменьшение содержания TiO_2 до 0—4 мас. %. Для биотитов из зон сильно проявленных диафорических преобразований характерно увеличение Fe# до 0.2—0.5 (кроме того, они часто хлоритизированы).

Биотиты из эндрбитов и ортопироксен-биотит-гранатового гнейса характеризуются высокими концентрациями TiO_2 (3—5 и 5.5—6.3 мас. % соответственно) и повышенной железистостью (Fe#

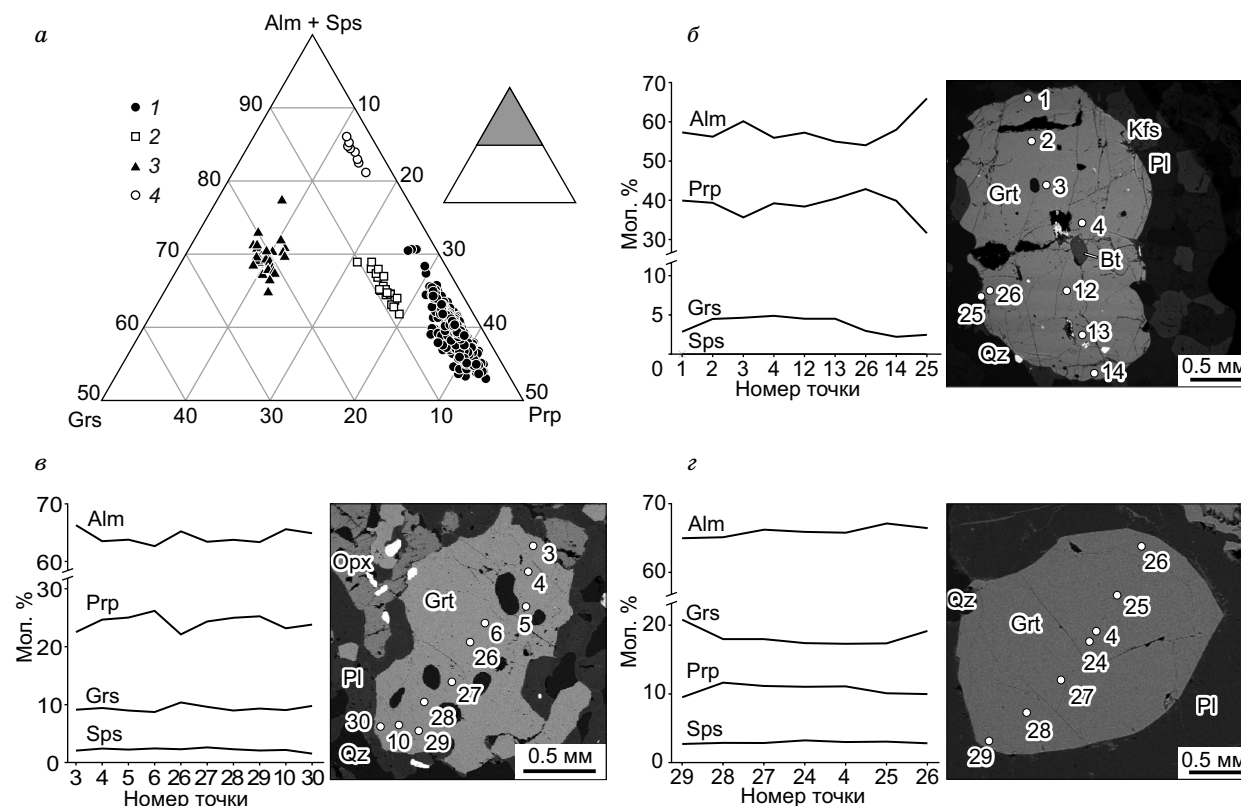


Рис. 5. Составы гранатов пород Ларбинского блока.

а — диаграмма Grs—(Alm + Sps)—Prp: 1 — метapelиты, 2 — ортопироксен-биотит-гранатовый гнейс, 3 — метабазиты второй группы, 4 — реликты граната в диафоритованном метapelите; б—г — профили зональности зерен: б — метapelит (обр. PT32-3), в — ортопироксен-биотит-гранатовый гнейс (обр. 359-2), г — метабазит второй группы (обр. 362).

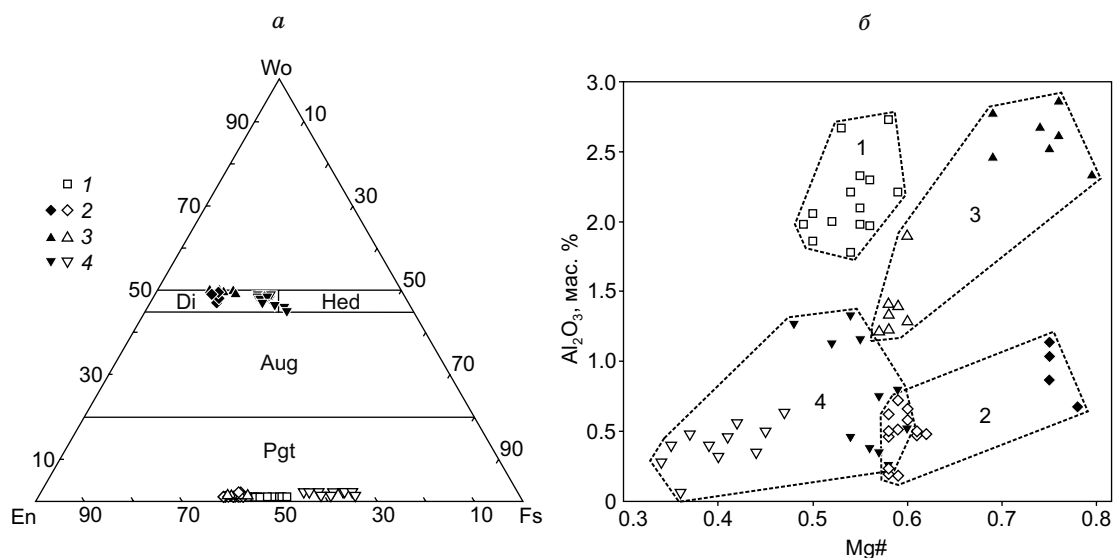


Рис. 6. Составы пироксенов из пород Ларбинского блока.

a — диаграмма En—Wo—Fs; *b* — диаграмма Al_2O_3 —Mg#. Незалитые значки — ортопироксены, залитые значки — клинопироксены. 1 — ортопироксен-биотит-гранатовый гнейс; 2 — эндербит; 3 — метабазиты первой группы; 4 — метабазиты второй группы.

0.35—0.44 и 0.41—0.51). В эндебритах минерал встречается, как правило, в ассоциации с хлоритом и замещает ортопироксен.

Кордиерит в метапелитах высокомагнезиальный (Mg# 0.79—0.93), большей частью сильно пинитизирован.

Пироксены. Встречаются орто- и клинопироксены, составы которых заметно варьируют, хотя в пределах групп пород они образуют сравнительно узкие диапазоны (рис. 6, см. доп. материалы, Table ESM_1). Ортопироксены в большей части пород по составу соответствуют энстатиту с Mg# 0.49—0.55 в ортопироксен-биотит-гранатовом гнейсе и Mg# 0.57—0.62 — в эндебрите и метабазитах первой группы. Отличаются они и по содержанию Al_2O_3 : его больше в минерале из ортопироксен-биотит-гранатового гнейса (1.78—2.73 мас. %), в эндебрите ортопироксен содержит глинозема 0.18—0.72 мас. %, в метабазитах первой группы — 1.2—1.4 мас. %. Ортопироксен из метабазитов второй группы представлен ферросилитом с Mg# 0.35—0.44 и содержанием Al_2O_3 0.04—0.54 мас. %, при этом самая низкая глиноземистость у ортопироксена, обрастающего гранатом.

Клинопироксен в изученных породах представлен диопсидом, различается по Mg# и содержанию Al_2O_3 : в эндебритах Mg# 0.75—0.78 и Al_2O_3 0.68—1.14 мас. %; в метабазитах первой группы с Mg# 0.69—0.76 и Al_2O_3 2.46—2.86 мас. %; в метабазитах второй группы Mg# 0.52—0.60 и Al_2O_3 0.26—1.33 мас. %. Клинопироксены содержат небольшую примесь Na_2O , максимальную для метабазитов первой группы: 0.34—0.56 мас. %. В метабазитах второй группы клинопироксен обычно наблюдается в виде реликтовых зерен, находящихся внутри крупных порфириобластов ортопироксена.

Амфиболы в метабазитах первой группы, текстурно равновесные с пироксенами, представлены паргаситовыми роговыми обманками (см. доп. материалы, Table ESM_1). В метабазитах второй группы встречаются амфиболы двух разновидностей. Редкие зерна темно-зеленой роговой обманки, отвечающей по составу калиевому хлоргастингситу (около 50 %), встречаются в тесной ассоциации с ортопироксеном и гранатом (однако также обрастают тонкими каймами последнего). Некоторые зерна роговой обманки показывают изменение состава: к краям уменьшаются магнезиальность (Mg# от 0.53—0.56 до 0.47—0.53) и содержание TiO_2 (от 2.01—2.64 до 1.09—2.14 мас. %), тогда как содержание Cl увеличивается от 0.78—0.94 до 1.03—1.39 мас. %. Вторичный амфибол, отвечающий по составу актинолиту и ферроактинолиту, развивается по трещинам спайности ортопироксена.

Полевые шпаты. По составу плагиоклаз в метапелитах отвечает олигоклаз-андезину (см. доп. материалы, Table ESM_1). Следует отметить группу плагиоклазов во включениях в гранате, которая имеет более высокое содержание анортитового компонента, чем в матриксе. В образцах, в которых проявлен низкотемпературный метаморфизм, плагиоклаз часто сосюритизирован, появляется в виде пертитов в калиевом полевоом шпате, по составу отвечает альбиту.

Плагиоклаз эндебрита содержит антипертиты, по составу отвечает олигоклаз-андезину с 29—35 % Ап компонента.

Плагноклаз в метабазах первой группы по составу соответствует андезину An_{47-50} . Одно зерно плагноклаза имеет состав An_{84} , оно в виде округлого включения в андезине на контакте с измененной каймой по зерну амфибола. Плагноклаз в метабазах второй группы отделен от темноцветных минералов гранатовой или кварцевой каймой, по составу соответствует битовниту-анортиту An_{86-94} .

Калиевый полевой шпат в метапелитах содержит многочисленные пертиты, а в энтербите встречается как в составе антипертитов, так и реакционной кайме вокруг ортопироксенов. Зерна калиевого полевого шпата практически не отличаются по составу, представлены ортоклазом с примесью Ab компонента до 15 %.

РЕЗУЛЬТАТЫ ТЕРМОБАРОМЕТРИИ ПОРОД

Метапелиты (глиноземистые гнейсы). В большинстве образцов расчеты производились для ассоциации $Grt + Bt + Sil + Pl + Qz$, в которой возможны три линейно независимых реакции, что позволяет оценивать степень неравновесности выбранных составов минералов. Иногда к этой ассоциации минералов добавлялись кордиерит, а также ильменит и рутил, увеличивающие число линейно независимых реакций до шести. Это приводит к существенно худшим сходимостям линий, что и следует ожидать при увеличении числа линейно независимых реакций. Однако в первую очередь это свидетельствует о неравновесности кордиерита с более ранним парагенезисом. Вместе с тем отмечено, что при добавлении кордиерита давления оказываются несколько более низкими, чем без участия этого минерала.

Во всех протестированных образцах наблюдается заметное непостоянство составов минералов даже в пределах небольших областей, причем наиболее широкие вариации демонстрируют биотиты, что отражается на PT -диаграммах в виде групп точек, вытянутых вдоль оси давлений и имеющих сходные степени сходимости СКР (рис. 7, а). Это связано с тем, что при некотором согласовании линий термометрических реакций Grt - Bt обменного равновесия и $3Alm + 3Eas + 4bQz = 2Prp + 3Ann + 4Sil$, большинство других линий оказываются приуроченными к пересечению с ними третьей линейно независимой реакции — Grt - Sil - Pl - Qz барометра. Большие растяжки по давлению в каждой группе более всего связаны с небольшими вариациями содержания Grs в гранате при низких концентрациях этого компонента (3—4 мол. %), увеличивающих влияние аналитических погрешностей, и в меньшей степени — с колебаниями An в плагноклазе.

Наиболее магнезиальные составы биотитов, относящиеся обычно к включениям в порфиробластах граната, формируют низкотемпературные группы, тогда как с более железистыми биотитами из матрикса породы рядом с теми же порфиробластами связаны высокотемпературные группы. Наименьшие давления дают включения плагноклаза в гранате (с большими содержаниями An), наибольшие — зерна из матрикса с более высокими содержаниями Ab . Бимодальность распределения PT -определений (в том числе обладающих хорошими сходимостями линий равновесия), подобная показанной на рис. 7, а, характерна для многих образцов глиноземистых гнейсов. Наиболее вероятно, она отражает стадийность гранулитового метаморфизма: более низкотемпературные и низкобарические условия прогрессивной стадии, зафиксированные во включениях порфиробластов граната в ходе роста последних, и условия пиковой стадии (а также близкие к ним на прогрессивной или регрессивной ветви), определяемые по краевым зонам порфиробластов и минералам из основной массы породы.

Отдельно стоит упомянуть расчет PT -параметров для недосыщенного SiO_2 полиминерального Bt - Pl - Sil - Spl - Rt включения в гранате из глиноземистого гнейса (обр. 359, локальный участок № 6). В этом случае была использована база термодинамических данных BA96A [Berman, Aranovich, 1996], включающая более удачное описание твердого раствора алюмошпинели. Для него получены диаграммы с очень хорошей сходимостью трех линейно независимых реакций при условиях амфиболитовой фации метаморфизма $T = 645$ °C, $P = 5.2$ кбар (см. рис. 7, б). Вероятнее всего, парагенезис включения сформировался в ходе роста порфиробласта граната при замещении им биотита с небольшим зерном ставролита на ранней, прогрессивной стадии гранулитового метаморфизма. На это могут указывать, в частности, высокие концентрации Zn в шпинели (см. доп. материалы, Table ESM_1), так как ставролит является главным концентратором цинка в метапелитах в условиях амфиболитовой фации метаморфизма. Повидимому, шпинель росла в участке породы, уже забронированном от поступления насыщенного кремнеземом флюида из кварцсодержащего матрикса. Ассоциирующие со шпинелью выделения калиевого полевого шпата и зерно рутила, возможно, указывают на то, что, помимо ставролита, в число реагентов входил титансодержащий биотит. Этот процесс (без учета Ti) может быть описан сбалансированной реакцией дегидратации $31Bt + 9St = 31Kfs + 24Grt + 57Hrc + 40H_2O$.

Ортопироксен-биотит-гранатовый гнейс. Порода (обр. 359-2) состоит из двух частей: преимущественно бескварцевой ортопироксен-плагноклазовой и части, которая обогащена кварцем и гранатом в результате мигматизации. Расчеты производились для ассоциации $Grt + Opx + Pl + Qz$ из достаточно широкой переходной зоны, в которой сосуществуют все эти минералы без выраженных реакционных взаимоотношений. Биотит в этом участке породы образует редкие единичные зерна неясного генезиса

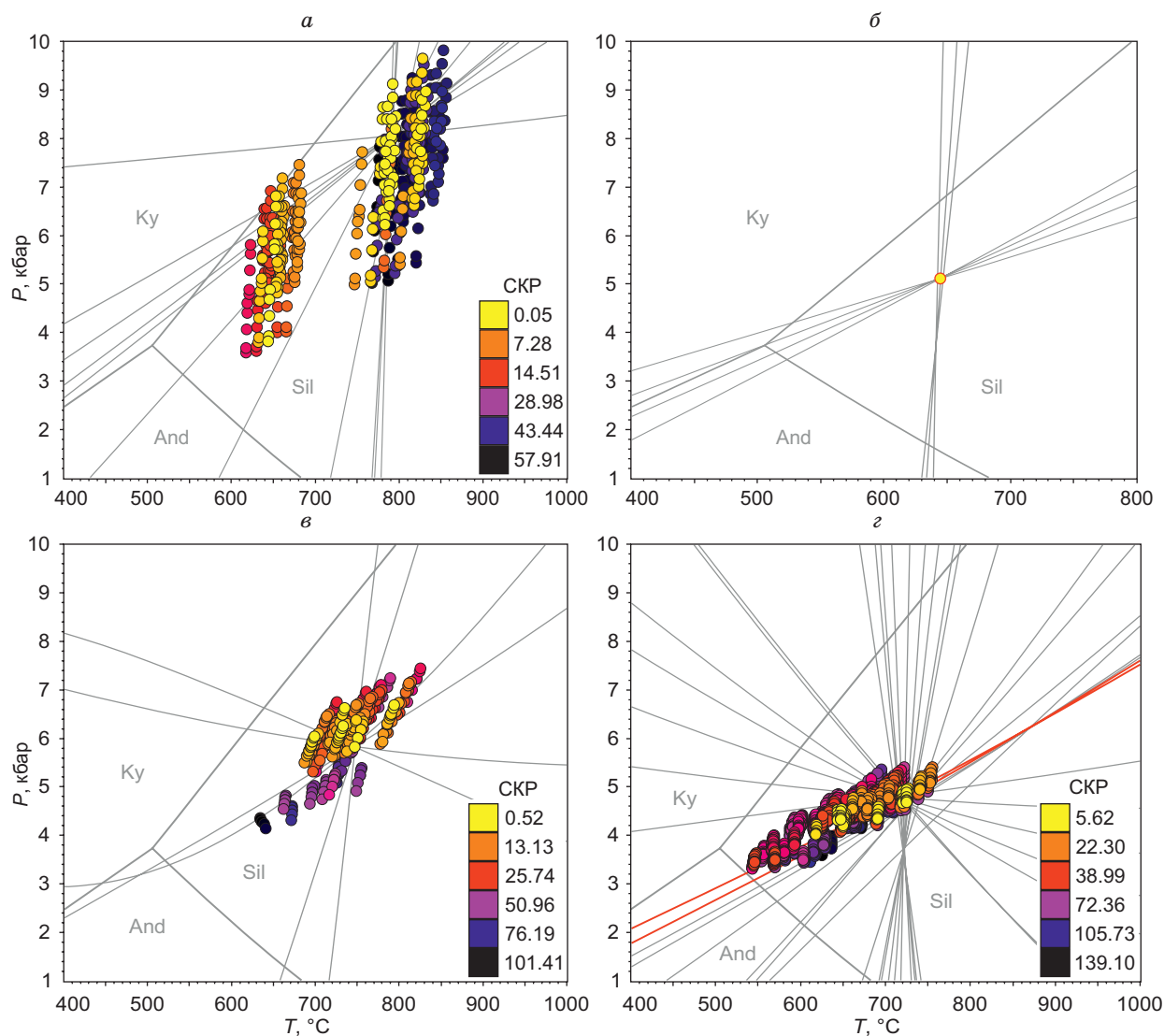


Рис. 7. Представительные *PT*-диаграммы для отдельных образцов, построенные с помощью программ winTWQ v.2.64f с базами данных DEC06 [Berman, 2007] (*a, в, г*) и BA96A [Berman, Aranovich, 1996] (*б*), TWQ_Comb и TWQ_View [Доливо-Добровольский, 2006а, 2006б].

Показаны точки для всех возможных комбинаций, ограничивающие максимальную область неопределенности, при этом точки с минимальными значениями СКР фиксируют области наиболее вероятных значений (из этих областей впоследствии при необходимости отбирались комбинации анализов, отвечающие требуемым структурным взаимоотношениям на электронно-микроскопических изображениях). Кроме того, показаны линии реакций для комбинаций составов минералов, демонстрирующие наилучшие сходимости, а также реперные линии реакций полиморфных переходов Al_2SiO_5 . *a* — глиноземистый гнейс (обр. PT32-4, локальный участок № 1 прозрачно-полированной пластинки); *б* — недосыщенное SiO_2 полиминеральное Bt-Pl-Sil-Spl включение в гранате из глиноземистого гнейса (обр. 359, локальный участок № 6); *в* — Grt-Orpx-Pl-Qz парагенезис ортопироксен-биотит-гранатового гнейса (обр. 359-2, локальный участок № 3); *г* — Grt-Orpx-Cpx-Pl-Qz ассоциация метабазита второй группы (обр. 362). Выделены линии реакций $\text{Grs} + 2\text{Fs} + \beta\text{Qz} = 2\text{Hd} + \text{An}$ и $\text{Alm} + 2\text{Grs} + 3\beta\text{Qz} = 3\text{Hd} + 3\text{An}$, отвечающих наблюдаемым в шлифах реакционным структурам (эти реакции смещаются влево при снижении температуры и/или повышении давления).

и включение его в систему приводит к сильной деградации сходимостей линий, итоговая система содержит три линейно независимых реакции. Составы минералов двух опробованных локальных участков шлифа демонстрируют сходные *PT*-параметры, отвечающие переходной области между гранулитовой фазией метаморфизма умеренных давлений и амфиболитовой фазией (см. рис. 7, в).

Метабазиты. Порода, отвечающая по химическому составу феррогаббронориту, содержит ассоциацию Grt + Orpx + Cpx + Amp + Pl + Qz + Ilm + Cal (обр. 362 и 364). Гранат образует по крайней мере две генерации: более ранняя представлена изометричными кристаллами и зернами неправильной формы в плагиоклазовой массе (к которым также тяготеют выделения кварца), тогда как поздняя формирует

тонкие каймы вокруг других железомagneзиальных минералов (в том числе вокруг зерен граната, окруженных каймами ортопироксена). При этом составы минерала в обеих генерациях почти не отличаются друг от друга. Ортопироксен также кристаллизовался не одновременно: часть зерен возникла после формирования граната ранней генерации (для них характерны особенно низкие содержания Al_2O_3). Клинопироксен наблюдается в виде реликтовых зерен, обычно внутри более крупных порфировластов ортопироксена. Амфиболы представлены двумя разновидностями: более ранней, текстурно равновесной с поздним ортопироксеном и отличающейся высокими содержаниями калиевого хлоргастингсита (около 50 %), и поздней, преимущественно развивающейся по трещинам спайности ортопироксена и отвечающей по составу ферроактинолитам.

Термодинамические свойства калиевого хлоргастингсита неизвестны, поэтому амфиболы были исключены из системы. Расчеты для ассоциации $\text{Grt} + \text{Opx} + \text{Cpx} + \text{Pl} + \text{Qz}$, характеризующейся четырьмя линейно независимыми реакциями (без учета Al-Opx , содержание которого в ортопироксенах очень невелико), демонстрируют достаточную близость составов всех минералов к равновесным при весьма низких давлениях и температурах (см. рис. 7, з), что необычно для пород такого минерального состава.

Чтобы выяснить условия, при которых возможно образование $\text{Grt} + \text{Opx} + \text{Cpx} + \text{Pl} + \text{Qz}$ парагенезиса, был построен ряд фазовых диаграмм (псевдосечений) для породы данного состава с разными содержаниями в ней H_2O . В расчетах с помощью программы GeoPS [Xiang, Connolly, 2022] использовалась база термодинамических данных DS622 из комплекса THERMOCALC и те же модели твердых растворов и расплава, что и в статье [Green et al., 2016], где описывается термодинамическое моделирование для пород данного семейства составов. Установлено, что Grt-Opx-Cpx-Pl-Qz парагенезис оказывается стабильным для данных PT -параметров при условии дефицита воды (примерно до 1.5 мол. %) либо при низких значениях ее активности (рис. 8). Последнее возможно как при существенно углекис-

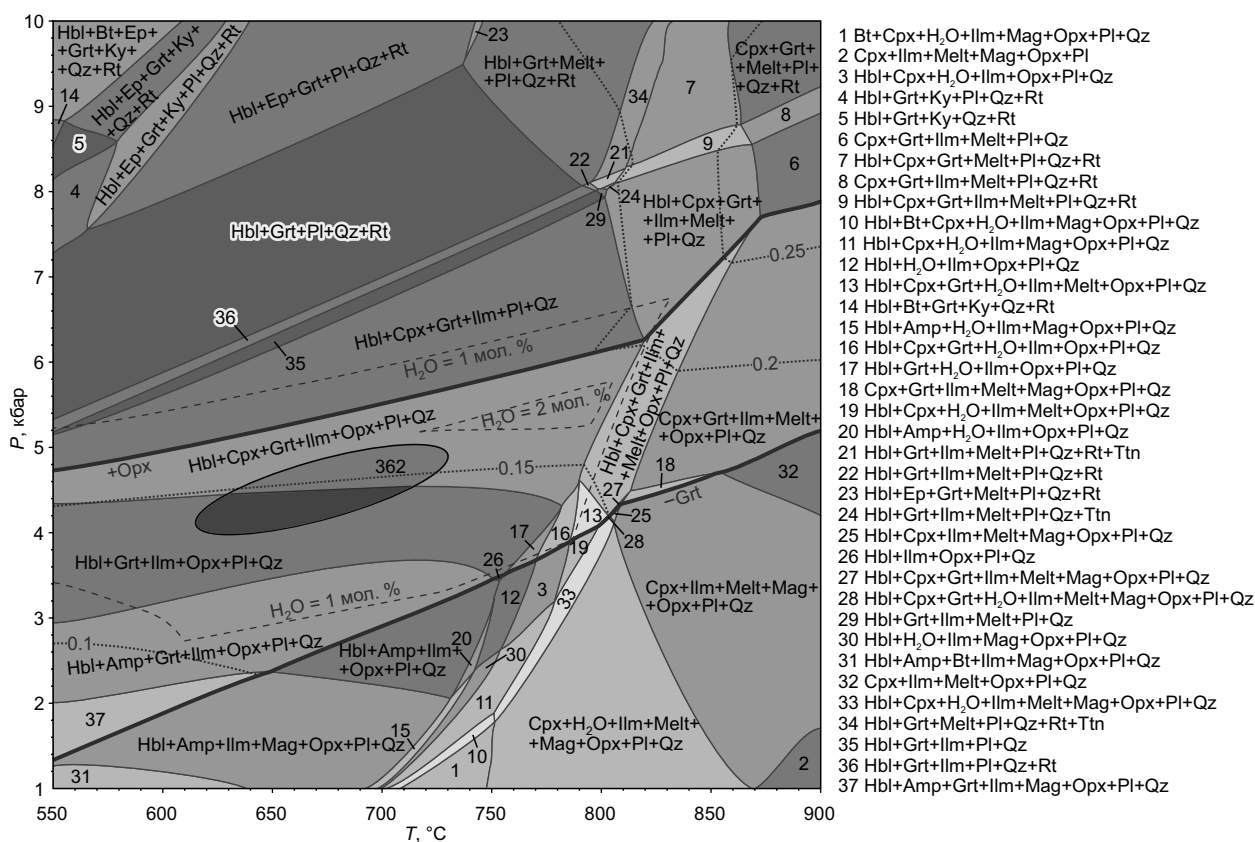


Рис. 8. Фазовая диаграмма (псевдосечение), построенная для состава метабазита второй группы (обр. 362) с содержанием H_2O в породе 1.5 мол. % с помощью программы GeoPS [Xiang, Connolly, 2022], базы термодинамических данных DS622 и моделей растворов из статьи [Green et al., 2016].

Результаты геотермобарометрических расчетов в программе TWQ с базой данных DEC06 (эллипс) хорошо соответствуют области низкотемпературного поля существования $\text{Hbl-Cpx-Grt-Ilm-Opx-Pl-Qz}$ парагенезиса. Штриховой линией показаны границы этого поля при двух других содержаниях воды в системе. Пунктирной линией показаны изоплеты Mg\# в гранате, полужирными линиями — границы областей ортопироксенсодержащих и безгранатовых парагенезисов. Оксиды (мол. %): $\text{SiO}_2 = 54.95$, $\text{TiO}_2 = 1.11$, $\text{Al}_2\text{O}_3 = 10.23$, $\text{FeO} = 13.19$, $\text{MnO} = 0.31$, $\text{MgO} = 7.39$, $\text{CaO} = 10.42$, $\text{Na}_2\text{O} = 0.51$, $\text{K}_2\text{O} = 0.08$, $\text{H}_2\text{O} = 1.5$, $\text{O}_2 = 0.32$.

лотном флюиде (на что может указывать присутствие кальцита в породе), так и при его повышенной солевой нагрузке (о чем могут свидетельствовать высокие содержания Cl в анализах амфиболов ранней генерации). При увеличении содержаний H_2O пироксены должны полностью замещаться амфиболами. Стоит также отметить, что модальные содержания граната и кварца здесь растут (а пироксенов падают) при повышении давления и/или при снижении температуры, что отвечает наблюдаемым в шлифах реакционным взаимоотношениям. Вместе с тем по этому псевдосечению можно судить о тех минеральных парагенезисах, которые должны были бы существовать в условиях гранулитовой фации умеренных и повышенных давлений: ортопироксен появляется лишь при давлениях ниже 8 кбар, тогда как при давлениях выше 4.5—5.0 кбар должен присутствовать гранат с $Mg\#$ около 0.25. Однако в образцах подобный ранний (гранулитовый) гранат отсутствует: все его генерации являются наложенными при весьма незначительных вариациях состава минерала, из чего можно сделать вывод, что ранний парагенезис метабазитов второй группы сформировался при давлениях ниже 5 кбар и не испытал тот гранулитовый метаморфизм, который фиксируется в метапелитах и ортопироксен-гранат-биотитовых гнейсах. Судя по изоплетам $Mg\#^{Grt}$, в условиях равновесия (т. е. в полностью перекристаллизованной породе) магнезиальность граната должна быть несколько выше измеренных в образце значений (около 0.1), последние отвечают на диаграмме еще более низким PT -параметрам.

Самые низкотемпературные изменения пород, судя по минеральным ассоциациям, соответствуют условиям хлорит-мусковитовой субфации зеленосланцевой фации метаморфизма. Эта стадия преобразования не оценивалась количественно методами мультиравновесной термобарометрии из-за недостаточности набора минералов в позднейших парагенезисах пород, подвергшихся диафторическим изменениям, а также из-за высокой степени их неравновесности.

U-Th-Pb ИЗОТОПНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ЭНДЕРБИТОВ

Изотопные U-Th-Pb исследования (SHRIMP-II, ВСЕГЕИ, г. Санкт-Петербург) выполнены на семнадцати зернах циркона из образца эндербита (обр. 350, табл. 2).

Циркон представлен розовыми и бесцветными гипидиоморфными кристаллами размером 100—300 мкм (рис. 9). Примерно половина кристаллов имеют изометричную форму, а другая половина — удлинённую с соотношением сторон 1:2—1:4. В кристаллах удлинённой формы отчетливо видны грани призм и грани бипирамид, обычно сглаженные. Все кристаллы имеют сложное строение, что ясно видно на катодолюминесцентных (CL) изображениях. Большинство зерен имеют последовательность из нескольких «оболочек», часто чередующихся от очень светлых в CL до очень темных, что коррелирует с содержанием в них U: от 6—8 г/т в светлых частях и до ~200 г/т в более темных. Некоторые внутренние оболочки локально зарастают новыми (зерно 7, см. рис. 9, в). Отдельные оболочки выглядят очень однородными, но в большинстве они неоднородные, что хорошо видно по фототону (см. рис. 9, в). Часть внутренних ядер зерен, кристаллизующихся из расплава (в зерне 6, см. рис. 9, в), демонстрирует осцилляторную зональность, которая обычно типична для магматического циркона, но в большинстве внутренних областей зерен зональность меняется от заметной и неравномерной до диффузной. Как показал изотопный анализ этих частей зерен (о чем будет ниже), трудно предсказать возраст отдельных оболочек только по их внешнему виду, исходя из предположения, что некоторые из них являются продуктом кристаллизации магмы, а другие являются продуктом рекристаллизации, по крайней мере, частичной, при метаморфизме. Самая внешняя оболочка однородная, черная, возможно, с высоким содержанием урана. Между ядром и оболочкой имеется зона изменения (зерна 7, 15, см. рис. 9, в).

Всего было выполнено 23 изотопных измерения, из них 7 дискордантных. Результаты измерений (за исключением несогласованных значений) приведены в табл. 2. Циркон эндербита характеризуется низкими содержаниями урана (6—235 г/т), свинца (2—94 г/т) и тория (1—82 г/т). Отношение Th/U как в магматических ядрах, так и в метаморфических оболочках варьирует в пределах 0.05—0.95 (см. табл. 2).

На диаграмме конкордии (см. рис. 9, а, б) фигуративные точки изотопного состава метаморфических оболочек образуют достаточно компактный кластер. Конкордантный $^{207}Pb/^{206}Pb$ возраст по таким оболочкам составляет 1882 ± 11 млн лет. Измерения изотопного состава магматических ядер распределены по конкордии в очень широком возрастном диапазоне (2446 ± 12 — 2555 ± 27 млн лет). Интересным примером является зерно 1, где возраст, по данным трех измерений, удревняется от центра к периферии (см. рис. 9, табл. 2). Это указывает на особенности доменного строения циркона, отмечаемое и в других регионах, что кратко освещается ниже при обсуждении результатов.

Таким образом, в первом приближении время магматической кристаллизации эндербитов оценивается около 2.5 млрд лет, дать более точные значения возраста по данной выборке циркона не представляется возможным. Эта оценка совпадает с результатами датирования ларбинских эндербитов, опубликованными ранее [Moskovchenko et al., 1993]. Время метаморфического этапа перекристаллизации магматических зерен оценивается как 1882 ± 11 млн лет. Величина погрешности определения возраста

Таблица 2.

Результаты U-Rb датирования эндемитов Ларбинского блока

Но- мер зерна	$^{206}\text{Rb}_c$, %	U	Th	$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$	$^{206}\text{Rb}^*$, г/г	$^{206}\text{Rb}/^{238}\text{U}$, возраст		$^{207}\text{Rb}/^{206}\text{Rb}$, возраст		D , %	%	$^{238}\text{U}/^{206}\text{Rb}^*$	%	$^{207}\text{Rb}^*/^{206}\text{Rb}^*$	%	$^{207}\text{Rb}^*/^{235}\text{U}$	%	$^{206}\text{Rb}^*/^{238}\text{U}$	%	Ет. сог.
14.1	0.00	129	58	0.46	37.50	1875	22	1875	17	0	1.3	2.963	0.96	0.1147	1.3	5.338	1.7	0.3375	1.3	0.813
6.2	0.00	153	79	0.53	44.70	1884	22	1868	16	-1	1.3	2.946	0.89	0.1142	1.3	5.347	1.6	0.3395	1.3	0.829
2.2	0.00	43	28	0.69	12.50	1894	27	1874	30	-1	1.6	2.927	1.7	0.1146	1.6	5.400	2.3	0.3416	1.6	0.706
5.1	0.00	139	60	0.45	40.40	1881	23	1875	17	0	1.4	2.951	0.93	0.1147	1.4	5.358	1.7	0.3389	1.4	0.831
7.2	0.00	177	82	0.48	52.20	1902	21	1892	15	-1	1.3	2.913	0.81	0.11576	1.3	5.479	1.5	0.3433	1.3	0.847
13.2	0.00	137	62	0.47	40.60	1905	23	1878	17	-1	1.4	2.909	0.93	0.1149	1.4	5.445	1.7	0.3437	1.4	0.830
4.1	0.00	11	1	0.05	3.29	1925	48	1979	56	3	2.9	2.873	3.1	0.1215	2.9	5.830	4.2	0.3481	2.9	0.676
10.1	0.19	51	46	0.95	20.40	2472	32	2555	27	3	1.6	2.136	1.5	0.1714	1.6	10.930	2.3	0.4673	1.6	0.692
1.2	0.18	94	74	0.81	40.20	2607	30	2550	17	-2	1.4	2.003	0.96	0.1708	1.4	11.630	1.7	0.4984	1.4	0.802
12.1	0.09	44	49	1.15	20.50	2778	39	2651	19	-5	1.7	1.855	1.1	0.1806	1.7	13.360	2.1	0.5386	1.7	0.839
7.1	0.17	122	36	0.30	38.30	2004	23	2039	18	2	1.4	2.738	0.92	0.1273	1.4	6.320	1.7	0.3646	1.4	0.797
15.1	0.43	58	29	0.52	19.00	2087	29	2069	29	-1	1.6	2.604	1.3	0.1317	1.6	6.740	2.3	0.3823	1.6	0.704
2.1	0.15	202	34	0.17	74.40	2292	24	2414	15	5	1.3	2.339	0.87	0.1574	1.3	9.190	1.6	0.4269	1.3	0.814
1.1	0.11	148	33	0.23	56.50	2371	26	2426	12	2	1.3	2.247	0.68	0.1581	1.3	9.630	1.5	0.4445	1.3	0.875
16.1	0.09	136	51	0.39	53.30	2418	27	2446	12	1	1.3	2.195	0.69	0.1599	1.3	9.990	1.5	0.4552	1.3	0.877
13.1	0.17	98	24	0.26	38.50	2419	29	2515	19	4	1.5	2.192	1.1	0.1672	1.5	10.400	1.9	0.4553	1.5	0.782
11.1	0.10	235	18	0.08	94.70	2477	26	2527	9	2	1.3	2.132	0.51	0.16774	1.3	10.780	1.4	0.4685	1.3	0.920
6.1	0.04	169	28	0.17	76.80	2732	29	2620	17	-4	1.3	1.894	1	0.1769	1.3	12.840	1.7	0.5278	1.3	0.780

Примечание. D — дискордантность, Ет. сог. — коэффициент корреляции погрешностей отношений $^{207}\text{Rb}/^{235}\text{U}$ и $^{206}\text{Rb}/^{238}\text{U}$.

* Изотопные отношения, скорректированные на бланк и фракционирование.

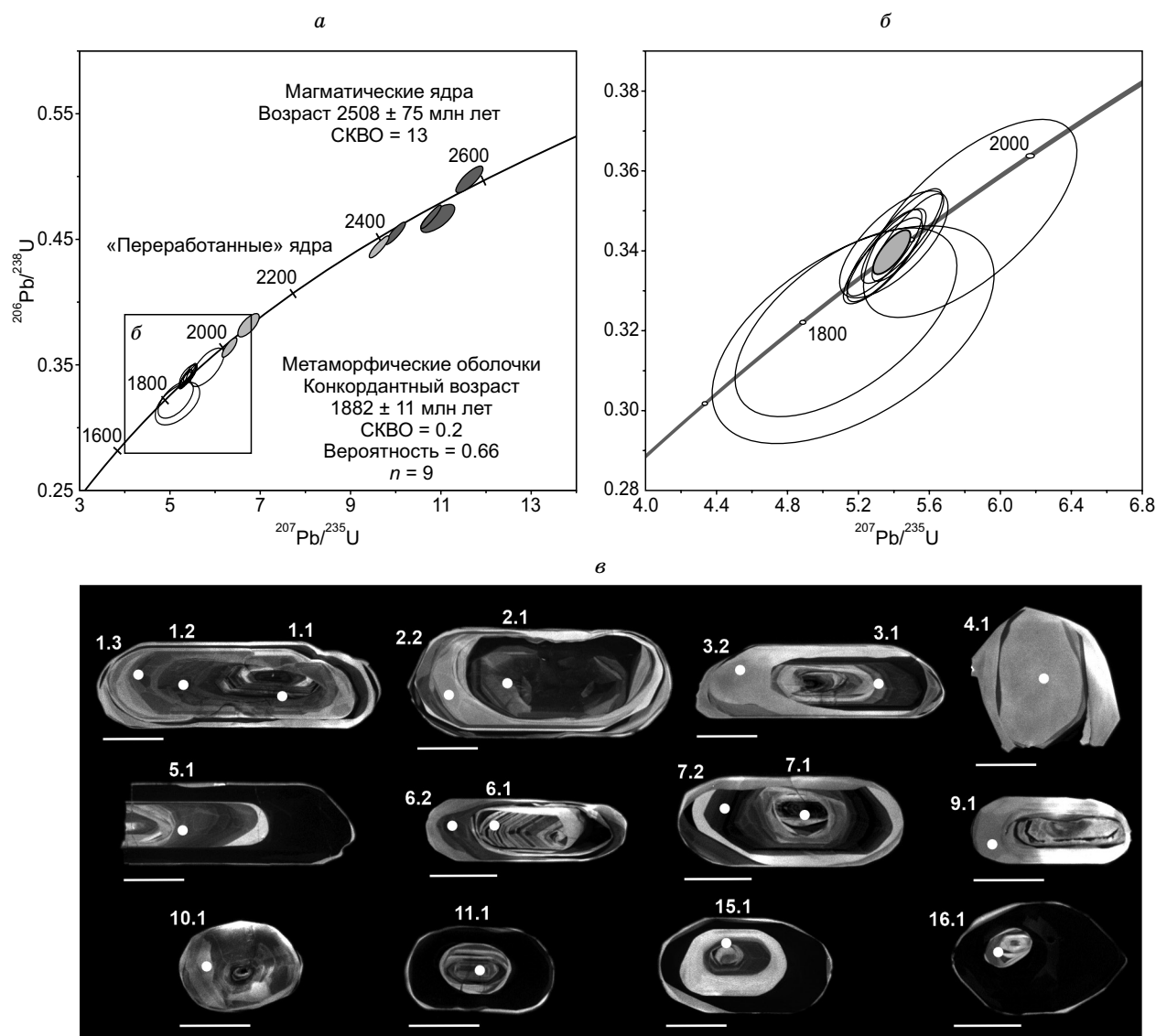


Рис. 9. Диаграммы с конкордией для циркона из эндебитов Ларбинского блока.

a — с фигуративными точками изотопных составов всех проанализированных зерен циркона; *б* — фрагмент диаграммы с результатами для метаморфических оболочек зерен; *в* — катодолуминесцентные изображения проанализированных зерен циркона с точками опробования (длина масштабных линеек у каждого зерна отвечает 0.1 мм).

метаморфогенной оболочки циркона ниже 1 % ошибки для используемого SIMS метода датирования (± 18 млн лет для полученного возраста [Williams, 1997]). Проявление позднейшего наложенного события метаморфизма, с образованием тонких черных оболочек, не датировано ввиду недостаточной локальности измерения на SHRIMP-II.

Sm-Nd ХАРАКТЕРИСТИКА ГРАНУЛИТОВ И ЭНДЕРБИТОВ

Для изученных супракрустальных метаморфических пород Ларбинского блока, которые прорываются интрузией эндебитов возраста 2.51—2.54 млрд лет, получен Nd модельный возраст $t_{\text{Nd}}(\text{DM}) = 2.8\text{—}3.0$ млрд лет (табл. 3). Из этих данных следует, что протолиты метаморфических пород имеют возраст не древнее 2.8—3.0 млрд лет, т. е. относятся не к палеоархею, как это принято считать [Глуховский, Синцера, 1979], а, скорее всего, к мезоархею. Модельный неодимовый возраст эндебитов $t_{\text{Nd}}(\text{DM}) \sim 2.6$ млрд лет в пределах ошибок совпадает с полученной оценкой возраста их внедрения, но значительно отличается от модельного возраста вмещающих метаморфических пород.

Таблица 3.

Результаты Sm-Nd анализа пород Ларбинского блока

№ пробы	Sm	Nd	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	Err.	$\varepsilon_{\text{Nd}}(0)$	$\varepsilon_{\text{Nd}}(t)$	$t_{\text{Nd}}(\text{DM})$
	г/г							
350, эндербит	1.430	10.13	0.0853	0.510876	4	−34.4	2.2	2.57
350-3, эндербит	1.556	10.31	0.0912	0.510970	9	−32.5	2.1	2.58
348-5, метапелит	4.297	28.46	0.0912	0.510681	4	−38.2	−0.1	2.95
362, метабазит	9.679	45.44	0.1288	0.511481	5	−22.6	1.9	2.81
ЛА-508*, метапелит	3.800	22.30	0.1027	0.510975	2	−32.4	1.5	2.84

* Из работы [Великославинский и др., 2017].

На диаграмме $\varepsilon_{\text{Nd}}(t)$ —возраст (рис. 10) фигуративные точки эндербитов располагаются значительно выше поля эволюции изотопного состава Nd супракrustальных пород Ларбинского блока, отличаясь всего лишь на две единицы от изотопного состава Nd деплетированной мантии. Эти данные, скорее всего, указывают на ювенильный коровый источник эндербитов, возможно, с незначительной контаминацией материала рамы.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Позиция эндербитов и гранулитов Ларбинского блока в общей шкале эндогенных событий в регионе. Анализ морфологии и внутреннего строения зерен циркона ларбинских эндербитов, вероятно, свидетельствует о том, что лишь немногие участки кристаллов сложного строения сохранили первичное строение и, вероятно, состав. Отметим, что это типично для пород, претерпевших высокоградный метаморфизм, например, в породах комплекса Льюзиан в Шотландии были выявлены домены разного возраста в едином кристалле циркона [Friend, Kinny, 1995]. Есть и другие примеры сложного строения зерен циркона, в котором можно выделить чрезвычайно мелкие области или домены («наносферы»), характеризующие неоднородность распределения анализируемых изотопных элементов [Kusiak et al., 2015, 2019].

Учитывая большие величины погрешности определения возраста, возраст ларбинских эндербитов может оказаться совпадающим с этапом постколлизийного магматизма южной краевой части Сибирского кратона (Джугджуро-Станового супертеррейна и Станового структурного шва). В качестве типичных представителей этого магматического этапа можно перечислить: каларский чарнокит-анортозитовый комплекс в зоне Станового шва — 2623 ± 23 млн лет [Сальникова и др., 2004; Larin et al., 2006] и уже вышеупомянутые Хорогочинский и Маристый массивы габброидов из иликанской толщи, а также анортозит из Дамбукинского блока Джугджуро-Станового супертеррейна — 2643 ± 31 млн лет [Бучко, Сорокин, 2010]. Все эти магматические породы сформировались в возрастном интервале 2.60—2.67 млрд лет.

Одним из магматических событий, с которым можно связывать внедрение эндербитов Ларбинского блока, может быть внутриплитный гранитный магматизм А-типа в зоне сочленения Чара-Олекминского и Алданского блоков Алданского щита, датированный U-Pb методом по циркону в диапазоне 2522 ± 2 — 2398 ± 4 млн лет [Сальникова и др., 1997; Larin et al., 2012]. Однако такая корреляция является лишь возрастной, поскольку изученные нами эндербиты по содержанию главных элементов не похожи на граниты А-типа (см. табл. 1). Близкое по времени или синхронное событие — высоко-

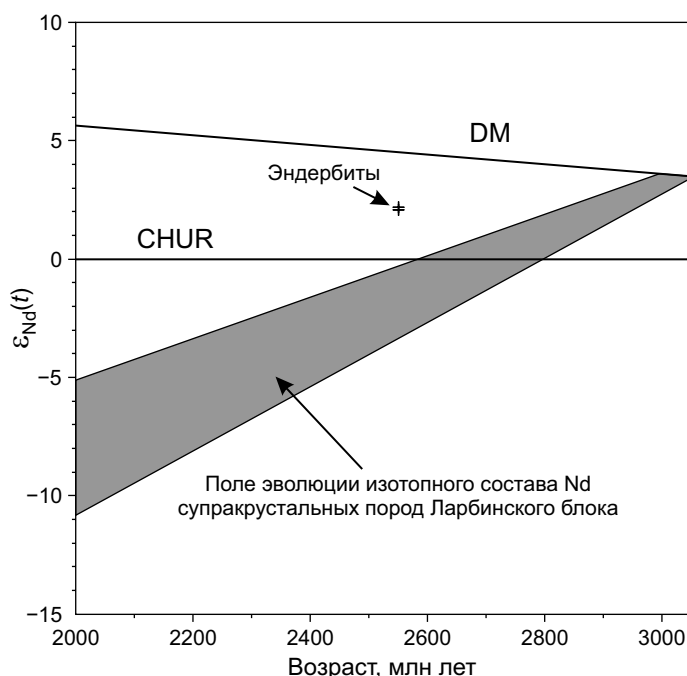


Рис. 10. Диаграмма $\varepsilon_{\text{Nd}}(t)$ —возраст для эндербитов и супракrustальных пород Ларбинского блока.

температурный метаморфизм — фиксируется по формированию синметаморфических чарнокитов алтуальского комплекса из зоны Станового шва 2627 ± 16 млн лет [Larin et al., 2006]. Известно проявление базитового магматизма в становой комплекс: для пробы метагаббро с «внутриплитными» геохимическими характеристиками получен U-Pb возраст по циркону 2653 ± 4 млн лет (пр. К-1516, данные С.Д. Великославинского, ИГГД РАН).

Время кристаллизации изученного нами эндебита определено с достаточно большой погрешностью: со средневзвешенным значением 2508 ± 75 млн лет, а если ориентироваться только на верхнее пересечение дискордии с конкордией — 2546 ± 52 млн лет. Пока затруднительно дать однозначную интерпретацию этому эндебитовому магматизму, хотя событие 2.4—2.5 млрд лет достаточно широко представлено на древних кратонах и чаще выражено базитовым магматизмом, реже бимодальным. В качестве яркого примера такого магматизма можно привести проявление комплекса расслоенных интрузий базитов на Фенноскандинавском щите [Ранний докембрий..., 2005].

Таким образом, судя по составу изученных эндебитов (см. табл. 1), эти породы не являются представителями внутриплитного магматизма. Учитывая эти данные, нам представляется, что эндебитовый магматизм, скорее всего, завершает коллизионно-постколлизионный этап конца архея, но это, несомненно, требует дальнейшего обоснования.

Результаты геотермобарометрии по всем образцам для разных типов пород представлены на сводной диаграмме (рис. 11). Они получены при отборе комбинаций составов с удовлетворительными значениями СКР, отвечающих определенным текстурным признакам (наиболее близкое расположение зерен с измеренными составами, разделение на зерна из включений и из матрикса породы, принадлежность разным зонам в порфириобластах), поэтому итоговые области на сводной диаграмме существенно меньше, чем на рис. 7, где приведены точки для всех возможных комбинаций и ограничивающие максимальную область неопределенности. Эти области могут в первом приближении отражать погрешности определения, связанные как с действительно существующими вариациями составов минералов, так и с аналитическими погрешностями и неточностями термодинамических моделей. Сводная диаграмма демонстрирует достаточно широкий диапазон *PT*-параметров.

Выявляемая сопряженность изменения давления и температуры (см. рис. 11) включает возможные условия прогрессивной стадии гранулитового метаморфизма, определенные по включениям в порфириобластах граната метapelитов (большинство низкотемпературных областей на диаграмме), пиковые условия, полученные по крайевым частям порфириобластов и минералам матрикса и отвечающие гранулитовой фации умеренных давлений (7—8 кбар, 800—850 °C), а также регрессивную стадию, на которой образовались ортопироксен-биотит-гранатовые гнейсы в условиях, переходных между гранулитовой и амфиболитовой фациями. К прогрессивной или регрессивной ветви того же метаморфического события можно отнести и оценки *PT*-параметров, полученные для глиноземистых гнейсов по крайевым зонам гранатов и минералам матрикса, оказывающиеся заметно ниже пиковых условий (обр. 359-3b, 348-4/2 и 361/2).

Следует отметить, что metabазиты, отвечающие по составу феррогабброноритам (обр. 362), испытали только амфиболитовый метаморфизм при давлениях 4—5 кбар и температурах 620—730 °C. Свидетельствует ли данный факт о внедрении этих базитов после гранулитового метаморфизма и отдельном метаморфическом событии амфиболитовой фации или это следствие доминирующего влияния на эти породы метаморфизма регрессивной стадии, требует дальнейшего изучения. Примечателен тот

факт, что мы не получили высокие давления 9.5—10.0 кбар для ларбинских гранулитов, о которых сообщали предыдущие исследователи [Glebovitsky et al., 2009].

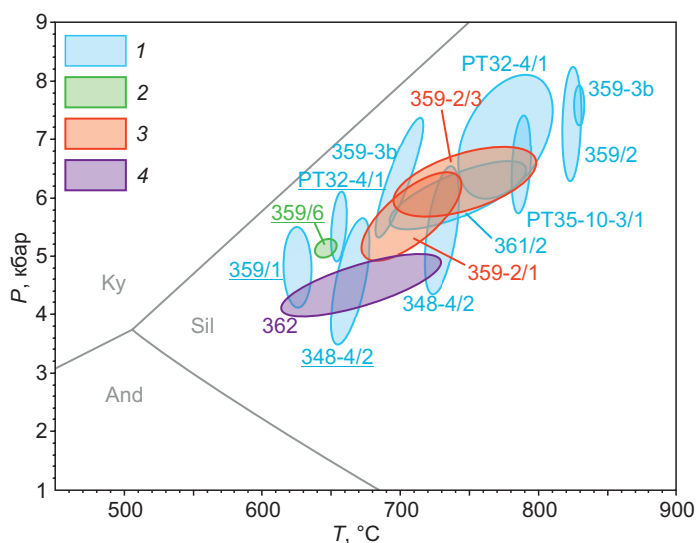


Рис. 11. Сводная *PT*-диаграмма с результатами геотермобарометрии по всем изученным образцам Ларбинского блока.

1 — глиноземистые гнейсы; 2 — включение шпинели в гранате из глиноземистого гнейса; 3 — ортопироксен-биотит-гранатовый гнейс; 4 — metabазиты второй группы. Эллипсы ограничивают области, в которых находятся *PT*-определения с хорошими сходимостями линий равновесия, подписи рядом с эллипсами отвечают номерам образцов. Подчеркнуты номера областей, определенных по включениям в порфириобластах граната.

Пока сложно сказать, к какому этапу (или этапам) гранулитового метаморфизма отвечают выявленные нами *PT*-параметры, поскольку высокоградный метаморфизм мог быть как архейским, так и палеопротерозойским. Широкий возрастной диапазон 2.1—2.6 млрд лет для гранулитового метаморфизма в Джугджуро-Становой складчатой области и Пристанового пояса отмечался ранее [Glebovitsky et al., 2009]. В Ларбинском блоке по структурно-геологическим данным позднеархейский метаморфизм 2585 ± 20 млн лет [Бибикова и др., 1984] гранулитовой фации связывали с формированием покровно-надвиговой структуры в коллизионной обстановке [Glebovitsky et al., 2009].

Учитывая неполноту геохронологических данных для оценки времени высокоградного метаморфизма, а также возможную неоднократность этих событий в рассматриваемом регионе, необходимы дальнейшие исследования метаморфических пород. Это особенно актуально с учетом того, что метаморфические события могут быть как в архее, так и палеопротерозое [Glebovitsky et al., 2009]. Хотя в последних исследованиях гранулитовых блоков Джугджуро-Становой складчатой области и Пристанового пояса высокоградный метаморфизм датируется во временном диапазоне от 2.1 до 2.6 млрд л. н. [Glebovitsky et al., 2009], в более ранних геохронологических работах в собственно Ларбинском блоке по петрологическим, структурно-геологическим данным и датированию циркона, извлеченного из граната, предполагался позднеархейский метаморфизм 2585 ± 20 млн лет [Бибикова и др., 1984]. Считалось, что метаморфизм гранулитовой фации был связан с формированием покровно-надвиговых структур и в коллизионной обстановке того времени.

Про палеопротерозойский метаморфизм в Джугджуро-Становой складчатой области на рубеже примерно 1.9 млрд лет упоминалось ранее неоднократно и, в частности, он рассматривался В.А. Глебовицким с соавторами [Glebovitsky et al., 2009]. Отражением коллизионных событий считали, например, возникновение комплекса паравтохтонных чарнокитов (1880 ± 21 млн л. н.) Ларбинского блока, образование которых относили к заключительному эпизоду гранулитового метаморфизма. В Дамбукинском блоке по циркону из эндербитов (1884 ± 9 млн лет) и метасоматитов гранулитовой фации (1896 ± 15 млн лет) также были получены оценки времени гранулитового события [Glebovitsky et al., 2009]. Можно предположить, что эти геохронологические данные, с которыми, возможно, коррелируют и наши результаты, подтверждают наличие в палеопротерозое глобальной системы коллизионных орогенов и проявление аккреции крупных фрагментов континентальной коры.

Таким образом, палеопротерозойское метаморфическое событие, датируемое по оболочкам циркона из эндербитов, представляется как широко проявленная эндогенная активность в региональном и даже в межрегиональном масштабе. Наиболее полную сводку для этого эндогенного этапа можно найти в ряде статей [Гладкочуб и др., 2013; Донская и др., 2013, 2014, 2016, 2018; Donskaya, 2020; Donskaya, Gladkochub, 2021]. В частности, для Сибирского кратона выделяются [Donskaya et al., 2020; Donskaya, Gladkochub, 2021] три этапа коллизионного гранитоидного магматизма: 1.95—2.00, 1.90—1.95 и 1.87—1.90 млрд лет. Время проявления гранулитового метаморфизма в породах Ларбинского блока совпадает с третьим этапом магматизма, что хорошо коррелируется с ареалом проявления коллизионных событий Сибирского кратона.

Тем не менее в свете вышесказанного остается неясным вопрос: а какие структуры могли участвовать в палеопротерозойских коллизионных событиях? Поскольку внедрение эндербитов связано с мезо-неоархейскими постколлизионными событиями в виде, например, коллизии Джугджуро-Станового и Олекминского террейнов Алданского щита (другие террейны к этому времени еще не сформировались), то тогда западная часть Алданского щита и половина Становой области уже составляли консолидированный микроконтинент. С чем он мог коллизировать? Если предположить, что в палеопротерозое преобладали не меридиональные, а субширотные движения, то, возможно, Становой структурный шов логичнее рассматривать как сдвиговую зону, а не как коллизионную структуру палеопротерозоя? Эти вопросы пока не находят своего решения в рамках освещенных в данной публикации результатов и требуют дополнительных исследований.

ВЫВОДЫ

О времени внедрения и возрасте интрузивных эндербитов пока судить затруднительно. По магматическим ядрам циркона можно предполагать, что магматический этап формирования этих пород был около 2.5 млрд л. н. Эндербиты испытали высокотемпературный метаморфизм с новообразованием оболочек циркона в палеопротерозойское время — около 1.88 млрд л. н. Гранулитовый метаморфизм пород блока проходил в умеренно барических условиях, признаков высокобарического (выше 8 кбар) метаморфизма не обнаружено. *PT*-оценки метаморфизма глиноземистых гнейсов соответствуют условиям гранулитовой фации умеренных давлений (7—8 кбар, 800—850 °C). Образование ортопироксен-биотит-гранатовых гнейсов происходило в условиях, переходных между гранулитовой и амфиболитовой фациями. Высокожелезистые метабазиты были метаморфизованы при 4—5 кбар и 620—730 °C, что отвечает

«послегранулитовой» (регрессивной) стадии метаморфизма. Самые низкотемпературные изменения соответствуют условиям хлорит-мусковитовой субфации зеленосланцевой фации.

Время гранулитового метаморфизма требует уточнения, поскольку выявленные многостадийные преобразования пород и присутствие нескольких минеральных ассоциаций в метапелитах и metabазитах не исключает более одного этапа проявления метаморфизма амфиболитовой и гранулитовой фаций.

Палеопротерозойский метаморфизм Ларбинского блока совпадает в региональном плане с третьим этапом коллизионного гранитоидного магматизма юго-востока Сибирского кратона.

Авторы благодарят С.Д. Великославинского, А.М. Ларина (ИГГД РАН, г. Санкт-Петербург) за весьма ценные консультации при подготовке данной статьи. Авторы также весьма признательны Фернандо Корфу (Институт геологии, Университет Осло, Норвегия), который любезно согласился ознакомиться с материалом по изотопному датированию циркона эндербитов и дал ценные советы, касающиеся строения циркона и интерпретации результатов. Авторам позволили значительно улучшить данную работу вдумчивые и благожелательные комментарии Е.В. Складкова (ИЗК СО РАН, г. Иркутск), а также анонимного рецензента, взявших на себя труд по рецензированию первоначальной версии статьи.

Работа выполнена за счет финансирования темы НИР ИГГД РАН FMUW-2022-0002 Минобрнауки России.

Дополнительные материалы: <https://sibran.ru/journals/Baltybaev.pdf>

ЛИТЕРАТУРА

Александров И.А., Авченко О.В. Сравнительная термобарометрия метаморфических комплексов и геодинамическая модель взаимоотношения Алданского и Джугджуро-Станового блоков (Алдано-Становой щит) // Тихоокеанская геология, 2002, т. 21, № 5, с. 3—14.

Бибикова Е.В., Шульдинер В.И., Грачева Т.В., Панченко И.В., Макаров В.А. Изотопный возраст гранулитов на западе Становой области // Докл. АН СССР, 1984, т. 275, № 6, с. 1471—1474.

Бучко И.В., Сорокин А.А. Неоархейский ультрамафит-мафитовый магматизм Джугджуро-Станового супертеррейна // Геология и минерагения Забайкалья: материалы к науч.-производ. конф. Чита, Читатеосъемка, 2010, с. 103—105.

Бучко И.В., Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Сорокин А.П., Ларин А.М., Великославинский С.Д., Яковлева С.З., Плоткина Ю.В. Возраст и тектоническое положение Хорогочинского габбро-анортозитового массива (Джугджуро-Становой супертеррейна) // ДАН, 2008, т. 423, № 2, с. 238—242.

Великославинский С.Д., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Ларин А.М., Сорокин А.А., Сорокин А.П., Ковач В.П., Толмачева Е.В., Гороховский Б.М. Возраст иликанской толщи станового комплекса Джугджуро-Станового супертеррейна Центрально-Азиатского складчатого пояса // ДАН, 2011, т. 438, № 3, с. 355—359.

Великославинский С.Д., Котов А.Б., Ковач В.П., Толмачева Е.В., Сорокин А.А., Сальникова Е.Б., Ларин А.М., Загорная Н.Ю., Wang K.L., Chung S.L., Ярмолук В.В., Хераскова Т.Н. Возраст и тектоническое положение метаморфического станового комплекса (восточная часть Центрально-Азиатского складчатого пояса) // Геотектоника, 2017, № 4, с. 3—16, doi: 10.7868/S0016853X17040075.

Гладкочуб Д.П., Писаревский С.А., Мазукабзов А.М., Седерлунд У., Складков Е.В., Донская Т.В., Эрнст Р.Е., Станевич А.М. Первые свидетельства палеопротерозойского постколлизийного базитового магматизма в Присяянском выступе фундамента Сибирского кратона // ДАН, 2013, т. 450, № 4, с. 440—444, doi: 10.7868/S0869565213160160.

Глуховский М.З., Синцера Е.А. Метаморфические образования зоны сочленения Алданского щита и Джугджуро-Становой складчатой области (к проблеме станового комплекса) // Докембрийские комплексы зоны БАМ. Владивосток, 1979, с. 72—90.

Дзевановский Ю.К. Геология западной окраины хребта Станового // Бюлл. ВСЕГЕИ, 1958, № 1, с. 21—27.

Доливо-Добровольский Д.В. TWQ_Comb: программа для автоматической генерации всех возможных комбинаций из выбранных анализов минералов и их обработки в программах SMP.EXE и TWQ.EXE термобарометрического комплекса TWQ (Berman, 1991), работающих в пакетном режиме, версия 1.3.0.2. [Электронный ресурс], 2006а, <http://www.dimadd.ru/ru/Programs/twqcomb>.

Доливо-Добровольский Д.В. TWQ_View: программа для просмотра и работы с диаграммами, рассчитанными в программном комплексе TWQ Р. Бермана (1991), используемом для мультиравновесной геотермобарометрии, версия 1.3.0.1. [Электронный ресурс], 2006б, <http://www.dimadd.ru/ru/Programs/twqview>.

Донская Т.В., Гладкочуб Д.П., Мазукабзов А.М., Пресняков С.Л., Баянова Т.Б. Палеопротерозойские гранитоиды чуйского и кутимского комплексов (юг Сибирского кратона): возраст, петрогенезис и геодинамическая природа // Геология и геофизика, 2013, т. 54 (3), с. 371—389.

Донская Т.В., Гладкочуб Д.П., Мазукабзов А.М., Вингейт М.Т.Д. Раннепротерозойские пост-коллизийные гранитоиды Бирюсинского блока Сибирского кратона // Геология и геофизика, 2014, т. 55 (7), с. 1028—1043, doi:10.15372/GiG20140702.

Донская Т.В., Гладкочуб Д.П., Мазукабзов А.М., Лепехина Е.Н. Возраст и источники палеопротерозойских дометаморфических гранитоидов Голоустанского блока Сибирского кратона: геодинамические следствия // Петрология, 2016, т. 24, № 6, с. 587—606, doi: 10.7868/S0869590316050046.

Донская Т.В., Мазукабзов А.М., Гладкочуб Д.П. Петрогенезис и структурное положение раннепротерозойских чарнокитов татарниковского комплекса Южно-Сибирского постколлизийного магматического пояса Сибирского кратона // Геодинамика и тектонофизика, 2018, т. 9, № 2, с. 391—412, doi: 10.5800/GT-2018-9-2-0352.

Кастрыкина В.М. Метаморфизм центральной части Джугджуро-Становой складчатой области // Метаморфизм докембрия в районе Байкало-Амурской магистрали. Л., Наука, 1983, с. 140—163.

Козырева И.В., Авченко О.В., Мишкин М.А. Глубинный метаморфизм позднеархейских вулканогенных поясов. М., Наука, 1985, 165 с.

Коржинский Д.С. Петрология архейского комплекса Алданской плиты // Труды ЦНИГРИ, 1936, вып. 86, 74 с.

Котов А.Б., Ларин А.М., Сальникова Е.Б., Великославинский С.Д., Глебовицкий В.А., Соколин А.А., Яковлева С.З., Анисимова И.В. Раннемеловые коллизийные гранитоиды древнестанового комплекса Селенгино-Станового супертеррейна Центрально-Азиатского подвижного пояса // ДАН, 2014, т. 456, № 4, с. 451—456, doi: 10.7868/S0869565214160233.

Московченко И.И., Семенов Л.П., Верхало-Узкий В.Н. Гранулитовые комплексы Становой складчатой области // Ранний докембрий Алданского массива и его обрамления. Л., Наука, 1985, с. 121—144.

Ранний докембрий Балтийского щита / Ред. В.А. Глебовицкий. СПб, Наука, 2005, 711 с.

Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Беляцкий Б.В., Яковлева С.З., Морозова И.М., Бережная Н.Г., Загорная Н.Ю. U-Pb возраст гранитоидов зоны сочленения Олекминской-гранит-зеленокаменной и Алданской гранулит-гнейсовой областей // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 1997, т. 5, № 2, с. 3—12.

Сальникова Е.Б., Ларин А.М., Котов А.Б., Глебовицкий В.А., Суханов М.К., Яковлева С.З., Ковач В.П., Бережная Н.Г., Толкачев М.Д. Каларский анортозит-чарнокитовый комплекс (Алдано-Становой щит): возраст и тектоническое положение // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 2004, т. 12, № 3, с. 3—11.

Седова И.С., Глебовицкий В.А. Гранитообразование в условиях амфиболитовой фации в зоне развития пород станового комплекса // Ранний докембрий Алданского массива и его обрамления. Л., Наука, 1985, с. 92—121.

Berman R.G. Thermobarometry using multi-equilibrium calculations; a new technique, with petrological applications // Can. Mineral., 1991, v. 29 (4), p. 833—855.

Berman R.G. winTWQ (version 2.3): A software package for performing internally-consistent thermobarometric calculations // Geological Survey of Canada Open File 5462, 2007.

Berman R.G., Aranovich L.Ya. Optimized standard state and solution properties of minerals. I. Model calibration for olivine, orthopyroxene, cordierite, garnet, and ilmenite in the system FeO–MgO–CaO–Al₂O₃–TiO₂–SiO₂ // Contrib. Mineral. Petrol., 1996, v. 126 (1—2), p. 1—24, doi: 10.1007/s004100050233.

Berman R.G., Aranovich L.Ya., Rancourt D.G., Mercier P.H.J. Reversed phase equilibrium constraints on the stability of Mg-Fe-Al biotite // Am. Mineral., 2007, v. 92 (1), p. 139—150, doi: 10.2138/am.2007.2051.

Black L.P., Kamo S.L., Allen C.M., Davis D.W., Aleinikoff J.N., Valley J.W., Mundil R., Campbell I.H., Korsch R.J., Williams I.S., Foudoulis C. Improved ²⁰⁶Pb/²³⁸U microprobe geochronology by the monitoring of a trace-element-related matrix effect; SHRIMP, ID-TIMS, ELA-ICP-MS and oxygen isotope documentation for a series of zircon standards // Chem. Geol., 2004, v. 205, p. 115—140, doi: 10.1016/j.chemgeo.2004.01.003.

Donskaya T.V. Assembly of the Siberian Craton: Constraints from Paleoproterozoic granitoids // Precambrian Res., 2020, v. 348, 105869.

Donskaya T.V., Gladkochub D.P. Post-collisional magmatism of 1.88–1.84 Ga in the southern Siberian Craton: An overview // Precambrian Res., 2021, v. 367, 106447.

Friend C.R.L., Kinny P.D. New evidence for protolith ages of Lewisian granulites, northwest Scotland // Geology, 1995, v. 23, p. 1027—1030, doi: 10.1130/0091-7613(1995)023<1027:NEFPAO>2.3.CO;2.

Glebovitsky V.A., Kotov A.B., Sal'nikova E.B., Larin A.M., Velikoslavinsky S.D. Granulite complexes of the Dzhugdzhur-Stanovoi Fold Region and the Peristanovoi Belt: Age, formation conditions, and geodynamic settings of metamorphism // Geotectonics, 2009, v. 43, p. 253—263, doi: 10.1134/S0016852109040013.

Green E.C.R., White R.W., Diener J.F.A., Powell R., Holland T.J.B., Palin R.M. Activity-composition relations for the calculation of partial melting equilibria in metabasic rocks // *J. Metamorph. Geol.*, 2016, v. 34 (9), p. 845—869, doi: 10.1111/jmg.12211.

Holland T.J.B., Powell R. An improved and extended internally consistent thermodynamic dataset for phases of petrological interest, involving a new equation of state for solids // *J. Metamorph. Geol.*, 2011, v. 29 (3), p. 333—383, doi: 10.1111/j.1525-1314.2010.00923.x.

Kusiak M.A., Dunkley D.J., Wirth R., Whitehouse M.J., Wilde S.A., Marquardt K. Metallic lead nanospheres discovered in ancient zircons // *PNAS*, 2015, v. 112 (16), p. 4958—4963, doi: 10.1073/pnas.1415264112.

Kusiak M.A., Kovaleva E., Wirth R., Klötzli U., Dunkley D.J., Yi K., Lee S. Lead oxide nanospheres in seismically deformed zircon grains // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 2019, v. 262, p. 20—30, doi: 10.1016/j.gca.2019.07.026.

Larin A.M., Kotov A.B., Sal'nikova E.B., Glebovitskii V.A., Sukhanov M.K., Yakovleva S.Z., Kovach V.P., Berezhnaya N.G., Velikoslavinskii S.D., Tolkachev M.D. The Kalar Complex, Aldan-Stanovoi shield, an ancient anorthosite-mangerite-charnockite-granite association: Geochronologic, geochemical, and isotopic-geochemical characteristics // *Petrology*, 2006, v. 14, p. 2—20, doi: 10.1134/S0869591106010024.

Larin A.M., Kotov A.B., Velikoslavinskii S.D., Sal'nikova E.B., Kovach V.P. Early Precambrian A-granitoids in the Aldan Shield and adjacent mobile belts: Sources and geodynamic environments // *Petrology*, 2012, v. 20, p. 218—239, doi: 10.1134/S0869591112030034.

Lieberman J., Petrakakis K. TWEEQU thermobarometry; analysis of uncertainties and applications to granulites from western Alaska and Austria // *Can. Mineral.*, 1991, v. 29 (4), p. 857—887.

Ludwig K.R. SQUID 1.13a. A user's manual. A geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronol. Center Spec. Publ. Berkeley, 2005, № 2, 19 p.

Ludwig K.R. User's manual for Isoplot 3.75. A geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronol. Center Spec. Publ., 2012, № 5.

Moskovchenko N.I., Ovchinnikova G.V., Kastykina V.M. High-pressure granulites of East Siberia in terms of Archaean and Proterozoic evolution // *Precambrian Res.*, 1993, v. 62, p. 473—491, doi: 10.1016/0301-9268(93)90017-V.

Warr L.N. IMA—CNMNC approved mineral symbols // *Mineral. Mag.*, 2021, v. 85, p. 291—320, doi: 10.1180/mgm.2021.43.

Wiedenbeck M., Allé P., Corfu F., Griffin W.L., Meier M., Oberli F., von Quadt A., Roddick J.C., Spiegel W. Three natural zircon standards for U-Th-Pb, Lu-Hf, trace element and REE analyses // *Geostand. Newsl.*, 1995, v. 19, p. 1—23, doi: 10.1111/j.1751-908X.1995.tb00147.x.

Williams I.S. U-Th-Pb geochronology by ion microprobe // *Applications of microanalytical techniques to understanding mineralizing processes* / Eds. M.A. McKibben, W.C. Shanks III, W.I. Ridley // *Rev. Econ. Geol.*, 1997, v. 7, p. 1—35, doi: 10.5382/Rev.07.01.

Xiang H., Connolly J.A.D. GeoPS: An interactive visual computing tool for thermodynamic modelling of phase equilibria // *J. Metamorph. Geol.*, 2022, v. 40 (2), p. 243—255, doi: 10.1111/jmg.12626.