

**ПОЛИСТАДИЙНАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ПРОТЕРОЗОЙСКОЙ КОРЫ ВОСТОЧНОЙ
АНТАРКТИДЫ НА ПРИМЕРЕ ТЕРРЕЙНА ФИЛЛА (острова Рёуер):
НОВЫЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ И ИЗОТОПНЫЕ ДАННЫЕ**

**Н.Л. Алексеев^{1,2}, И.А. Каменев³, Е.В. Михальский⁴, А.Н. Ларионов¹, И.Н. Капитонов¹,
Е.С. Богомолов^{1,2}, М.С. Егоров³**

¹ *Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского,
199106, Санкт-Петербург, Средний просп., 74, Россия*

² *Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, 199034, Санкт-Петербург, наб. Макарова, 2, Россия*

³ *Полярная морская геолого-разведочная экспедиция, 198412, Санкт-Петербург — Ломоносов, ул. Победы, 24, Россия*

⁴ *ВНИИОкеангеология, 190121, Санкт-Петербург, Английский просп. 1, Россия*

Представлены новые данные по одному из уникальных объектов Восточно-Антарктического щита — островам группы Рёуер. Интерес к этому району диктуется его комплексным геологическим строением, включающим как архейские, так и протерозойские фрагменты земной коры, и полифазной структурой. Впервые предложена детальная схема геологического строения района с выделением новых вещественных комплексов и впервые получены надежные датировки этапов тектономагматической деятельности на рубежах около 1400—1320 и 1150 млн л. н., что создает фактологическую основу для сопоставления данной территории с другими районами Восточной Антарктиды. Полученные нами геологические и изотопные данные позволяют выделить в районе островов Рёуер мезоэопротерозойский террейн Филла, сложенный метаморфическими и первично интрузивными породами, протолиты которых образовались 1400—950 млн л. н.

В терреине Филла установлены три периода тектонотермальной активизации: среднеэопротерозойский в интервале 1400—1320 млн лет, мезоэопротерозойский 1150—886 млн лет и раннекембрийский с возрастом 536—504 млн лет. Первый период рассматривается как минимальное время формирования мезопротерозойской коры и по времени коррелируется с фазой тектогенеза в сопредельной провинции Рейнер. Интервал времени 1160—886 млн лет соответствует более поздней фазе тектонотермальной активности провинции Рейнер. В терреине Филла этот период может быть разделен на два эпизода с возрастом 1150—1100 и 1010—886 млн лет. Первый эпизод интерпретируется как интенсивный рост коры за счет гранитоидного и мантийного магматизма. Интервал времени 1010—886 млн лет рассматривается как эпизод тектонотермальной переработки, сопровождавшийся интенсивными деформациями, высокотемпературным метаморфизмом и внедрением интрузий порфиридных гранитоидов. По-видимому, между первым и вторым эпизодами произошло отложение осадочного протолита парагнейсов, которые совместно с окружающими породами подверглись высокотемпературному метаморфизму и деформациям на рубеже 950—914 млн л. н. Совместная эволюция архейского блока и Филла началась, как минимум, 1100—1000 млн л. н.

Наиболее молодой, раннекембрийский, период тектонической активизации сопровождался развитием локальных, относительно низкотемпературных зон милонитов и внедрением синкинематических жил пегматитов. Таким образом, тектонотермальная эволюция террейна Филла практически полностью соответствует основным фазам роста и переработки коры провинции Рейнер. Следовательно, террейн Филла представляет собой фрагмент провинции Рейнер, присоединенный к архейскому блоку в конце мезопротерозоя.

U-Th-Pb датирование циркона (SHRIMP), Sm-Nd исследования порода—гранат, мезопротерозой

**MULTISTAGE EVOLUTION OF PROTEROZOIC CRUST OF EAST ANTARCTICA
BY THE EXAMPLE OF THE FILLA TERRANE (Rauer Islands):
NEW GEOLOGICAL AND ISOTOPE DATA**

N.L. Alekseev, I.A. Kamenev, E.V. Mikhalsky, A.N. Larionov, I.N. Kapitonov, E.S. Bogomolov, M.S. Egorov

The paper presents new data on the Rauer Islands, one of the unique objects of the East Antarctic Shield. The interest in this area is triggered by its complex geologic structure, including both Archean and Proterozoic fragments of the Earth's crust, and by its multiphase formation. A detailed scheme of the geologic structure of the area is proposed, new petrologic complexes are revealed, and the stages of tectonomagmatic activity at ~1400–1320 Ma and 1150 Ma are reliably dated. This serves as a factual basis for comparison of the study area with other regions of East Antarctica. Based on the geological and isotope data obtained, the Meso–Neoproterozoic Filla Terrane in the area of the Rauer Islands is recognized. It is composed of metamorphic and primarily

intrusive rocks, whose protoliths formed in the time interval 1400–950 Ma. Three periods of tectonothermal activity have been established in the Filla Terrane: Mid-Mesoproterozoic (1400–1320 Ma), Meso–Neoproterozoic (1150–886 Ma), and early Cambrian (536–504 Ma). The first period is the formation time of Mesoproterozoic crust, and it is time-correlated with the tectonogenesis phase in the adjacent Rayner province. The second period corresponds to the later phase of tectonothermal activity in the Rayner province. In the Filla Terrane, this period can be divided into two intervals, 1150–1100 Ma and 1010–886 Ma. The former interval is treated as intense crustal growth in the course of granitoid and mantle magmatism. The latter interval is a period of tectonothermal processes accompanied by intense deformations, high-temperature metamorphism, and intrusion of porphyritic granitoids. Apparently, the gap between the first and the second intervals is the time of deposition of the sedimentary protolith of paragneisses, which, together with the surrounding rocks, underwent high-temperature metamorphism and deformations at 950–914 Ma. The synchronous evolution of the Archean block and the Filla Terrane began at least within 1100–1000 Ma. The youngest, early Cambrian, period of tectonic activity coincides with the development of local low-temperature mylonite zones and the intrusion of synkinematic pegmatite veins. Thus, the tectonothermal evolution of the Filla Terrane includes almost the same main phases of crustal growth and transformation as the Rayner province. This indicates that the Filla Terrane is a fragment of the Rayner province, which accreted to the Archean terrane at least in the late Mesoproterozoic.

U–Th–Pb zircon dating (SHRIMP), Sm–Nd studies of the rock–garnet system, Mesoproterozoic

ВВЕДЕНИЕ

Район островов Рёуер на побережье залива Прюдс в Восточной Антарктиде является специфическим компонентом кристаллического фундамента Восточно-Антарктической платформы [Равич, Камнев, 1972], поскольку сложен как архейскими, так и протерозойскими образованиями, претерпевшими неоднократные этапы тектонотермальной активизации. В данном секторе Восточной Антарктиды выделяются три крупные тектонические провинции (рис. 1, *a*), определяемые спецификой истории геологического развития. В число этих провинций входят Рукерская провинция в южной части гор Принс-Чарльз (ГПЧ), провинция Вестфолль в восточной части побережья залива Прюдс и Рейнерская провинция, занимающая обширные пространства между ними [Tingey, 1991; Михальский, Шератон, 2011]. Рукерская провинция сложена главным образом геологическими комплексами, сформированными в интервалах 3500–2800 и 2500–2100 млн л. н. Провинция Вестфолль преимущественно сложена ортогнейсами, протолиты которых кристаллизовались 2520–2450 млн л. н. Рейнерская провинция испытала комплексную полифазную геологическую историю в интервале от 1400 до 900–850 млн л. н. В ее пределах выделяются два основных тектономагматических эпизода с возрастом 1400–1200 млн лет (Фишерская фаза) и 1150–930 млн лет (Биверская фаза), а также эпизод интенсивного парциального плавления, метаморфизма и деформаций пород в интервале 950–850 млн лет [Mikhalsky et al., 2013], которые могут рассматриваться в качестве фаз Рейнерского орогенического цикла. Некоторые участки территории Рейнерской провинции (в частности, острова Рёуер) были подвергнуты тектонотермальной переработке (высокотемпературный метаморфизм и деформации различного характера) 545–510 млн л. н., что позволяет некоторым авторам выделять дополнительно провинцию Рёуер [Harley et al., 1995].

Этот район привлекал и продолжает привлекать повышенное внимание исследователей. Первые сведения о геологическом строении района были получены отечественными геологами еще в 1950–1960-е годы (П.С. Воронов, Л.В. Климов, Д.С. Соловьев, М.Г. Равич), которыми были заложены представления о геологическом развитии Восточной Антарктиды. В дальнейшем пристальное внимание к этому району уделялось австралийскими исследователями, разработавшими первую схему тектонического развития на базе U–Pb высокоточных локальных датировок циркона. Петрологические и геохронологические исследования позволили некоторым авторам выдвинуть гипотезу о коллизионном характере развития территории [Harley, 1988; Fitzsimons, 2000], что предопределило развитие представлений о композитном строении фундамента Восточно-Антарктической платформы, сформировавшегося в результате коллизии нескольких континентальных блоков (см. рис. 1, *a*) [Fitzsimons, 2003; Boger, 2011].

В этой связи возник вопрос о более точном определении последовательности геологических событий в этом районе для выполнения обоснованного корреляционного и террейнового анализа. В период с 2011 по 2016 г. в районе островов Рёуер силами Полярной морской геолого-разведочной экспедиции (ПМГРЭ) осуществлялось детальное геологическое картирование, материалы которого легли в основу данной работы, в которой приводится детальная характеристика вновь выделенных геологических подразделений и их взаимоотношений. Результаты U–Th–Pb датирования зерен циркона методом SHRIMP и LA–ICP–MS, а также Sm–Nd исследования пород и минералов (граната) использованы для выявления последовательности геологических событий на исследованной территории и их корреляции с соседней провинцией Рейнер.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОСТРОВОВ РЁУЕР

Острова Рёуер, расположенные в восточной части побережья залива Прюдс (см. рис. 1, *a*), состоят из метаморфизованных в гранулитовой фации ортогнейсов и подчиненного количества супракрустальных пород. Провинция Рёуер имеет сложное геологическое строение и включает в себя как протерозойские, так и архейские фрагменты коры [Kinny et al., 1993]. Последние были выделены в архейский террейн Мазе [Harley et al., 1995; Harley, Kelly, 2007a], в котором преобладают тоналитовые ортогнейсы с возрастом протолита более 3270 и 2820—2800 млн лет [Kinny et al., 1993]. Среди них в виде вытянутых линзовидных тел протяженностью до нескольких километров установлены метаосадочные породы и гранатсодержащие гранулиты основного состава, известные под названием парагнейсов Мазе [Harley, 1987; Harley, Fitzsimons, 1991].

Протерозойские образования тектонически чередуются с архейскими ортогнейсами на юго-востоке провинции Рёуер (п-ов Мазе), что явилось результатом развития зон интенсивных сдвиговых деформаций, сопровождавшихся высокотемпературным метаморфизмом [Harley, 1987; Sims et al., 1994]. Породы протерозойского возраста резко преобладают или практически полностью слагают ее северо-западную часть (острова Филла, Ефремова и др., см. рис. 1, *b*), которую в данной работе впервые предлагается выделить в качестве мезопротерозойского террейна Филла. Значения модельного Nd возраста для ортогнейсов и гранитоидов террейна Филла находятся в интервале 1.2—1.7 млрд лет [Sheraton et al., 1984; Михальский и др., 2018], что говорит об их формировании за счет ювенильной протерозойской коры.

В провинции Рёуер ранее были установлены ортогнейсы с возрастом кристаллизации магматического протолита около 1050—950 млн лет [Kinny et al., 1993], чередующиеся с мезопротерозойскими образованиями, представленными мигматизированными силлиманитсодержащими породами («парагнейсы Филла») и ассоциирующимися с ними гранулитами основного состава («метабазиты Филла»), предположительно вулканогенного происхождения [Harley, Fitzsimons, 1991; Harley et al., 1995].

Анатектическая выплавка лейкогранитного состава из метабазитов Филла имеет возраст 1057 + 22/–10 млн лет [Kinny et al., 1993], что определяет минимальное время формирования протолита метабазитов. Датирование метаморфического монацита из парагнейсов Филла дает два пика U-Th-Pb возраста: более древний 1000—900 млн лет и более молодой 540—510 млн лет [Kinny, 1998; Kelsey et al., 2007, 2003a; Hokada et al., 2016].

Архейские и протерозойские образования интродуцированы дайками базитов, которые интенсивно деформированы и метаморфизованы в условиях гранулитовой фации и могут быть подразделены на несколько генераций [Mikhalsky et al., 2019].

На основе изотопно-геохронологических и структурных исследований островов Рёуер было предложено несколько схем их тектонотермальной эволюции. Наиболее ранняя схема, предложенная [Harley, 1987], включала пять эпизодов деформаций (D_1 — D_5), четыре из которых (D_1 — D_4) сопровождались высокотемпературным метаморфизмом. Эпизоды D_1 — D_2 рассматривались как архейские, D_3 и D_4 — как протерозойские и D_5 — как кембрийский. Более поздние схемы тектонического развития [Sims et al., 1994; Dirks, Wilson, 1995; Harley et al., 1998] включали до восьми эпизодов деформаций (таблица). В данной работе мы придерживаемся, с некоторыми исключениями, схемы [Harley et al., 1987], как наиболее хорошо согласующейся с нашими полевыми наблюдениями, суммированными в таблице, и представленными ниже изотопными данными. Однако эпизоды D_1 — D_2 нами рассматриваются как деформации протерозойского, а не архейского возраста. Деформации D_1 представлены метаморфической полосчатостью и сланцеватостью в комплексе Филла, а деформации D_2 — сжатыми до изоклиальных складками в комплексе Филла. Деформации D_3 привели к формированию повторной сжатой, до изоклиальной, складчатости F_3 , сопровождавшейся сланцеватостью их осевых плоскостей (S_3). Эпизод D_4 интерпретируется как основное деформационное событие в регионе, приведшее к формированию региональных линейных зон интенсивно деформированных пород («high-strain zone»), ориентированных в северо-северо-западном и субширотном направлении (см. рис. 1, *b*). Этот эпизод сопровождался гранулитовым метаморфизмом пород [Sims, Wilson, 1997] и привел к развитию комплексной системы сопряженных зон сдвиговых деформаций (милонитов, или «shear-zones») в интенсивно деформированных доменах и комплексной складчатости в слабо деформированных доменах. Основные зоны милонитизации [Wilson et al., 2007], достигающие ширины более 1 км, ориентированы в субширотном направлении. Они сопряжены с зонами северо-западной ориентировки, шириной до нескольких сот метров. В результате более ранние плоскостные структуры, контакты между литологическими подразделениями и породами, включая дайки базитов, переориентированы либо в субширотном, либо в северо-западном направлении. Предшествующие D_4 плоскостные структуры и складчатость локально сохраняются в слабдеформированных доменах.

Последовательность тектономагматических событий в провинции Рёуер

Возраст, млн лет*	[Harley, 1987]	[Harley et al., 1998]	[Sims et al., 1994]	Новые данные
3270	—	Ортогнейсы	—	—
2840	—	Габброиды	—	—
2800	D_1	D_1	—	—
	D_2	D_2	—	—
	—	D_3	—	—
2500	—	Ортогнейсы	—	—
	—	D_4 – D_5	$DS_{1,2}$	—
	—	—	DS_3	—
	—	—	D_4	—
1400	—	—	Ортогнейсы	Ортогнейсы
	—	—	DS_{4-6}	—
	—	—	D_5 милониты	D_1 полосчатость, S_1 сланцеватость в толще I комплекса Филла
	—	—	DS_{7-11}	D_2 сжатые до изоклиальных складки F_2 в толще II комплекса Филла
	—	—	—	—
1150	Дайки	—	—	—
	Ортогнейсы	—	—	Ортогнейсы
	D_3	—	—	D_3 сжатые до изоклиальных прямые складки F_3 и сланцеватость осевой плоскости S_3
	—	—	Осадконакопление	—
—	Внедрение базитовых даек	—	—	—
1000	—	—	Ортогнейсы	Ортогнейсы
960	D_4	D_6	D_6, DS_{12-14}	D_4 ССЗ-ЮЮВ—В-З зоны милонитов и сложная складчатость в зонах слабого стресса
—	—	Частичное плавление	—	—
1000	—	D_7	—	—
550–500 (Прюдское событие)	D_5 зоны милонитов	D_8 дегидратация и локальные деформации	D_7 милониты	Пегматиты, D_5 СЗ-ЮВ—ССЗ-ЮЮВ зоны милонитов с планарными пегматитами по осям
	—	—	DS_{15} лампрофиры	—

Примечание. D – деформация, DS – генерация даек.

* По данным [Harley, 1987; Kinny et al., 1993; Harley et al., 1998].

К эпизоду деформаций D_5 относится формирование локальных зон милонитов северо-западной или северо-северо-западной ориентировки шириной до нескольких метров. По их осевой части происходило внедрение жил синкинематических пегматоидных гранитов с возрастом около 500 млн лет [Kinny et al., 1993], пересекающих все предшествующие плоскостные структуры пород.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ТЕРРЕЙНА ФИЛЛА

Террейн Филла включает в себя метаморфизованные в гранулитовой фации парагнейсы и мета-базиты Филла, объединенные в комплекс Филла, толщу мигматизированных гранат-биотитовых (\pm ортопироксен) ортогнейсов и две устойчивые ассоциации метаморфизованных интрузивных пород: гранит-гранодиорит-плагиогранитовую и габбронорит-диоритовую, а также порфириовидные метагранодиориты, метадiorиты и чарнокиты. Кроме того, встречаются жильные тела, представленные гранатсодержащими лейкогранитами, пегматитами, и многочисленные дайки базитов.

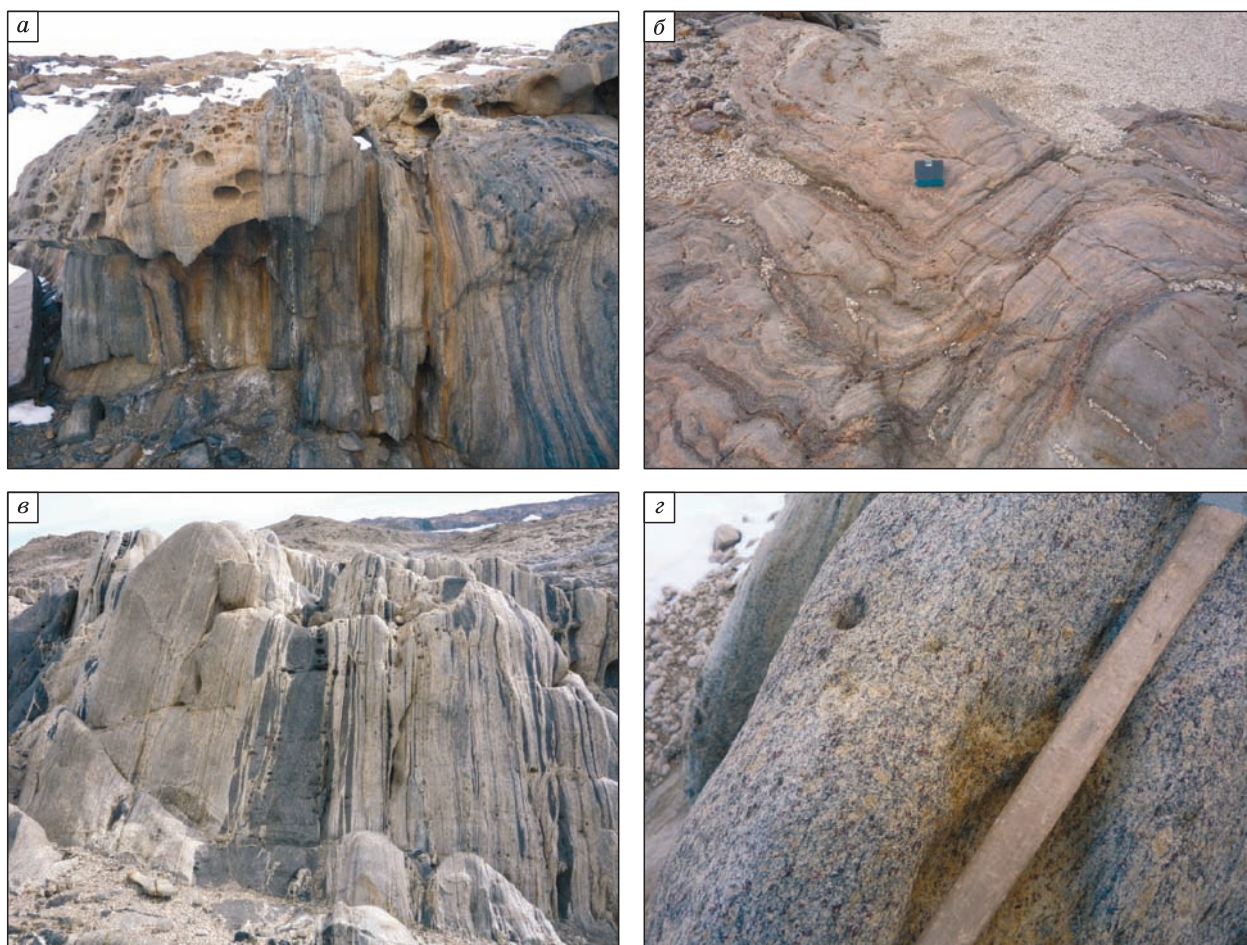


Рис. 2. Выходы горных пород комплекса Филла.

a — полосчатые кристаллические сланцы (метабазиты Филла) толщи I комплекса Филла (о. Филла), интродуцированные жилами чарнокитоидов; *б* — тонкое чередование двухпироксеновых и гранатосодержащих (рыжее) кристаллических сланцев толщи II комплекса Филла (о. Ефремова); *в* — тонкополосчатые плагииogneиссы с прослоями кристаллических сланцев (о. Ефремова); *г* — гранат-биотитовые ортогнейсы с реликтами порфировидных вкрапленников калиевого полевого шпата.

Комплекс Филла по литологическим признакам подразделяется на три толщи (I, II, III). Породы всех толщ интенсивно мигматизированы, жильный материал имеет лейкогранитовый состав.

Толща I представлена чередованием тонкомелкозернистых гомогенных или тонкополосчатых двухпироксен-роговообманковых, двухпироксен-биотитовых и гранат-пироксен-роговообманковых кристаллических сланцев («метабазиты Филла»). Полосчатость выражена чередованием прослоев, обогащенных пироксенами, роговой обманкой или гранатом (рис. 2, *a*). В подчиненном количестве присутствуют тонкие прослои и линзы лейкократовых биотит-ортопироксеновых и меланократовых клинопироксеновых или двухпироксен-роговообманковых кристаллических сланцев, гранат-ортопироксеновых плагииogneиссов, ортопироксен-гранат-биотитовых и гранат-ортопироксеновых сланцев и силлиманит-гранатовых кварцитов. Видимая мощность толщи не превышает 300 м.

Толща II сложена чередующимися в разрезе гранат-биотитовыми сланцами, двухпироксеновыми (\pm роговая обманка), ортопироксеновыми (\pm биотит) и биотит-гранат-ортопироксеновыми лейкократовыми сланцами. Часто отмечается достаточно тонкое переслаивание этих разновидностей (см. рис. 2, *б*). Гранат-биотитовые сланцы содержат вытянутые по сланцеватости линзы тонкозернистых клинопироксеносодержащих лейкократовых сланцев, возможно, представляющих собой деформированную гальку конгломератов. Все породы интенсивно мигматизированы; жильный материал представлен гранатосодержащим гранитом. Видимая мощность толщи не превышает 250 м.

Толща III представлена силлиманит-гранатовыми гнейсами и кварцитами («парагнейсы Филла») с редкими маломощными прослоями кристаллических сланцев, гранат-биотитовых и ортопироксен-гранатовых гнейсов. Редко отмечаются прослои ортопироксен-кордиеритовых пород. Кристаллические

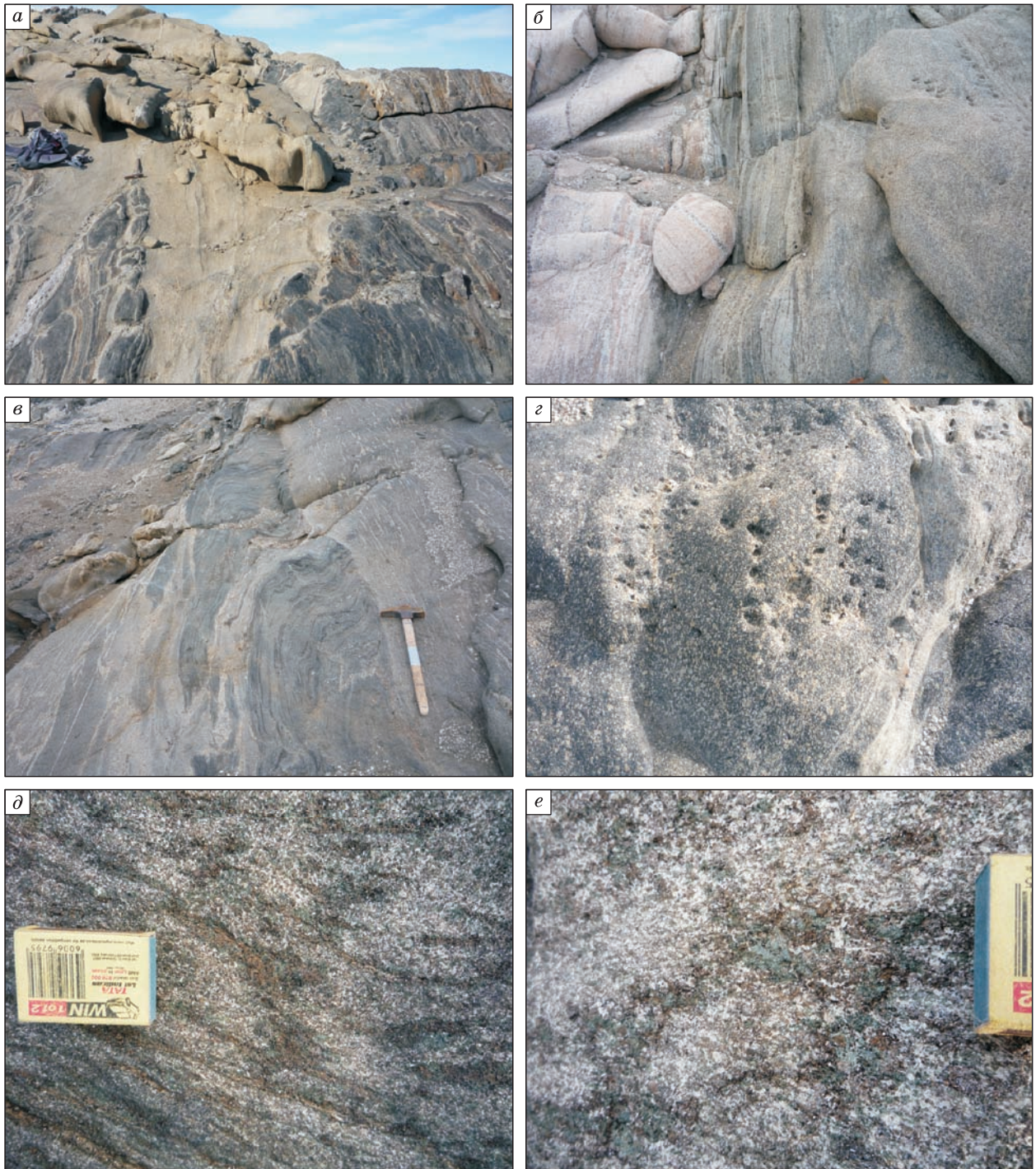


Рис. 3. Выходы первично-интрузивных пород террейна Филла.

а, б — гранит-гранодиорит-плагиогранитовая ассоциация: *а* — ортопироксеносодержащие рассланцованные плагиограниты, интродуцирующие кристаллические сланцы толщи I комплекса Филла (о. Ефремова); *б* — гранодиориты, интенсивно рассланцованные на контакте с жилой гранитов (слева) и приобретающие полосчатую гнейсовидную текстуру (о. Филла); *в–е* — габбронорит-диоритовая ассоциация: *в* — мигматизированные диориты (светлое), интродуцирующие полосчатые кристаллические сланцы толщи I комплекса Филла (о. Филла); *з* — плагиоклаз-порфировидные габбронориты, инъецированные (светлое, справа) жилой аплитов (о. Ефремова); *д* — лейкогаббронорит с удлиненными по сланцеватости вкрапленниками ортопироксена (рыжее), окруженными зернами клинопироксена (зеленое; о. Филла); *е* — лейкогаббронорит с деформированными вкрапленниками клинопироксена (зеленое), окруженные скоплениями зерен ортопироксена и биотита (рыжее; о. Филла).

сланцы встречаются либо в виде линз в силлиманитсодержащих гнейсах, либо в виде отдельных прослоев мощностью до 10 м. Они представлены, как правило, гранатсодержащими разновидностями с ортопироксеном и роговой обманкой. Видимая мощность толщи III около 230 м.

Полосчатые гранат-биотитовые (\pm ортопироксен) ортогнейсы слагают согласные со сланцеватостью тела видимой мощности до первых сотен метров. Ортогнейсы характеризуются постепенными переходами от гранат-биотитовых разновидностей без ортопироксена к ортопироксеносодержащим разновидностям (см. рис. 2, в). В некоторых участках в гранат-биотитовых гнейсах отмечаются реликты порфириовидных вкрапленников калиевого полевого шпата (см. рис. 2, з), которые указывают на первично магматическую природу этих пород. Как правило, породы интенсивно инъецированы послыными жилами лейкократовых гранатсодержащих гранитов. Относительное возрастное положение пород определяется тем, что они интродуцированы породами гранит-гранодиорит-плагиогранитовой ассоциации, габбронорит-диоритовой ассоциации, телами чарнокитоидов и дайками метабазитов.

Гранит-гранодиорит-плагиогранитовая ассоциация представлена интенсивно деформированными, гранодиоритогнейсами, тоналито- и плагиогранитогнейсами, локально инъецированными гранитными жилами. Они представлены в основном среднезернистыми, в разной степени рассланцованными биотит-ортопироксеновыми (\pm гранат) гранитоидами, слагающими извилистые, вытянутые по преобладающей сланцеватости тела с видимой мощностью от первых до 500 м. Гранитоиды деформированы сжатыми складками F_3 , сопровождающимися сланцеватостью вдоль их осевых плоскостей (эпизод D_3). Они интродуцируют толщи I и II комплекса Филла и часто содержат их многочисленные деформированные ксенолиты и крупные блоки (рис. 3, а). В зонах интенсивного рассланцевания породы приобретают метаморфическую полосчатость и инъецированы жилами гранитного состава (см. рис. 3, б). В свою очередь, гранитоиды интродуцируются порфириовидными гранат-ортопироксеновыми гранитоидами с возрастом 1027 ± 27 и $1000 + 51/-37$ млн лет [Kinny et al., 1993], породами габбронорит-диоритовой ассоциации, а также жилами чарнокитоидов и дайками базитов.

Габбронорит-диоритовая ассоциация слагает обособленные тела видимой мощностью от нескольких десятков до сотен метров. Внедрение габбронорит-диоритов происходило до формирования комплексных зон милонитов D_4 , возможно, синхронно с развитием сланцеватости S_3 , сопровождающей эпизод деформаций D_3 (см. таблицу). Относительное возрастное положение этих пород определяется тем, что они интродуцируют полосчатые кристаллические сланцы толщи I комплекса Филла (см. рис. 3, в) и ортогнейсы гранит-гранодиорит-плагиогранитовой ассоциации. В свою очередь, габброиды интродуцируются жилами чарнокитоидов и аплитовидными ортопироксеносодержащими гранитами (см. рис. 3, з), иногда с образованием интрузивной брекчии. Аналогичные аплитовидные граниты, пересекающие ортогнейсы, содержат циркон с возрастом 1004 ± 52 млн лет [Kinny et al., 1993], что интерпретируется как время их кристаллизации.

Тела габброидов варьируют по составу от меланократовых габброноритов до лейкогабброноритов, двупироксеновых габбро-диоритов и диоритов, что позволяет предположить многофазовый характер их внедрения. Основная масса пород представлена преимущественно однородными среднезернистыми габброноритами. В зонах милонитизации они превращены в кристаллические сланцы. В подчиненном количестве находятся порфириовидные разновидности метагабброноритов, подразделяющихся на пироксен- и плагиоклаз-порфириовидные (см. рис. 3, з). Среди этих пород выделяются две разновидности: с вкрапленниками ортопироксена, окруженными более мелкими зернами клинопироксена (см. рис. 3, д), и с вкрапленниками клинопироксена, окруженными более мелкими зернами ортопироксена и биотита (см. рис. 3, е).

Порфириовидные биотит-ортопироксеновые гранодиориты и диориты представлены среднекрупнозернистыми разновидностями, часто с порфириовидными вкрапленниками полевого шпата или их реликтами. Зачастую в породах отмечается гранат. По составу они меняются от диоритов до кварцевых монцодиоритов. В некоторых случаях по породам развивается грубая инъекционная мигматитовая полосчатость с жильным материалом, представленным лейкогранитом.

Порфириовидный гранитоид с о. Филла и кварцевый монцодиорит с о. Хоп содержат циркон с возрастом 1027 ± 27 и $1000 + 51/-37$ млн лет соответственно, что интерпретируется как время их кристаллизации [Kinny et al., 1993].

Чарнокитоиды представлены слабосланцованными среднекрупнозернистыми разновидностями ортопироксеносодержащих гранитов и плагиогранитов, иногда с биотитом и гранатом. Они слагают жилы и более крупные тела видимой мощностью до 500 м. Для них характерно присутствие многочисленных ксенолитов вмещающих пород. Их относительное возрастное положение определяется тем, что они интродуцируют метаморфизованные порфириовидные гранодиориты и диориты, некоторые разновидности даек базитов, а сами пересекаются жилами пегматитов.

Все перечисленные породы интродуцируются жилами гранатовых лейкогранитов и пегматитов с возрастом около 500 млн лет [Kinny et al., 1993]. Все породы, за исключением жил пегматитов, подвергаются деформациям D_4 и D_5 .

МЕТОДИКА U-Th-Pb ИССЛЕДОВАНИЙ

Изотопный анализ циркона из первично-интрузивных пород гранит-гранодиорит-плагиогранито-вой (обр. 59508, 59533-4, 59549 и 59549-7) и габбронорит-диоритовой ассоциаций (обр. 59569-9b), из толщи I серии Филла (обр. 59595-7) и толщи гранат-биотитовых (\pm ортопироксен) ортогнейсов (обр. 59583) выполнен на ионном микрозонде SHRIMP-II в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ. Внутреннее строение зерен циркона предварительно изучено в катодоллюминесценции (КЛ). Диаметр пучка при локальных измерениях составлял 18—20 мкм, первичный ток — около 4 нА. Pb/U соотношения нормализовались к стандарту TEMORA-2 [Black et al., 2003]. Содержание обыкновенного свинца (Pb_c) было скорректировано по измеренному содержанию ^{204}Pb . Вторичный стандарт 91500 [Wiedenbeck et al., 1995] использовался для контроля точности Pb/U отношения и расчета концентраций U, Th и Pb. Результаты измерений представлены в табл. 1 (см. Дополнительные материалы: <https://sibran.ru/upload/medialibrary/59a/59a3b0a10a2afbeedc231f2399f9af7.pdf>).

Циркон из образца метасадочной породы толщи III комплекса Филла (обр. 57563) анализировался методом LA-ICP-MS в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ с использованием волнового ArFeximer лазера COMPEX-102, абляционной системы DUV-193 и мультиколлекторного масс-спектрометра Neptune. Величина масс-фракционирования составляла около 1% на единицу массы, а стабильность этого параметра — около 0.0002. Pb/U отношения нормализовались к стандартам TEMORA и 91500; типичный диаметр пучка составлял около 50 мкм. Результаты анализа приведены в табл. 2 (Дополнительные материалы). Если не оговорено особо, то все приводимые значения возраста соответствуют «конкордантному» возрасту [Ludwig, 2003], а приводимые погрешности соответствуют 2σ .

РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗОТОПНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Образец 59583 отобран из толщи гранат-биотитовых (\pm ортопироксен) ортогнейсов. Циркон в этом образце представлен субпризматическими зернами со скругленными гранями дипирамиды. Реже встречаются субизометричные округлые зерна. Часто зерна трещиноваты, а трещины залечены новым, как правило, ярким в катодоллюминесценции (КЛ) материалом циркона. В КЛ практически во всех зернах устанавливается светлое ядро с первично-магматической (осцилляторной) зональностью (рис. 4, а). Ядра окружены темной незональной или слабозональной оболочкой с постепенными переходами к ядру, что можно интерпретировать как результат перекристаллизации первично-магматического циркона [Vavra et al., 1999].

Было выполнено 12 анализов зерен циркона. За исключением анализа 4.2 (темная оболочка), все остальные характеризуются низким содержанием U = 249—519 г/т и Th/U = 0.25—0.48 (см. табл. 1, Дополнительные материалы). Анализ темной каймы (4.2) отличается значительно более высоким содержанием U = 1029 г/т и наиболее низким отношением Th/U = 0.21. Четыре анализа оказались дискордантными, а остальные распределены по конкордии в интервале от 1408 ± 26 до 1320 ± 27 млн лет. Анализ темной оболочки (4.2) имеет статистически неотличимый от анализов ядер возраст 1367 ± 20 млн лет.

Десять анализов ложатся на линию регрессии, образующую нижнее пресечение с конкордией в значении 516 ± 150 млн лет и верхнее пресечение — 1364 ± 17 млн лет (рис. 5, а). Семь анализов ядер образуют когерентную группу с возрастом 1379 ± 11 млн лет (см. рис. 5, а, врезка), что в пределах погрешности совпадает с верхним пресечением линии регрессии. Значение 1364 ± 17 млн лет интерпретируется как минимальное время кристаллизации магматического циркона в протолите ортогнейсов.

Образец двупироксен-роговообманкового плагиосланца (59595-7) отобран из фрагмента толщи I комплекса Филла, характеризующегося ярко выраженной сланцеватостью S_3 . Циркон, выделенный из этого образца, представлен мелкими (до 100 мкм) зернами или их фрагментами. Они имеют округлую, реже угловатую форму. Одно зерно (6.1) является длиннопризматическим со сглаженными и корродированными гранями. В катодоллюминесценции большинство зерен обладает нечеткой пятнистой или секторной зональностью, вызванной чередованием более темных и более светлых полос и пятен (4.1, см. рис. 4, б). Морфология и внутреннее строение этих зерен предполагают их метаморфогенное происхождение [Vavra et al., 1996, 1999; Rubatto, 2017]. Ядро зерна 8.1 отличается грубой планарной зональностью, часто встречающейся в магматическом цирконе из базитов. Оно окружено светлой незональной оболочкой (8.2). В зерне 9 наблюдается светлое ядро угловатой формы, окруженное темносерой оболочкой (9.2). В зерне 6.1 (см. рис. 4, б) сохраняются реликты концентрической, по-видимому, первично-магматической зональности. Поскольку это единичное зерно, то однозначно интерпретировать его происхождение затруднительно: оно может быть либо ксеногенным, либо первично-магматическим, кристаллизовавшимся в протолите сланцев.

Было выполнено 14 анализов зерен циркона. Все анализы оказались конкордантными или близконкордантными. За исключением анализа 6.1, они характеризуются содержанием U = 165—613, Th = 82—419 г/т и Th/U = 0.25—0.75. Анализ 6.1 отличается более высоким содержанием U и Th, а его Th/U = 0.35.

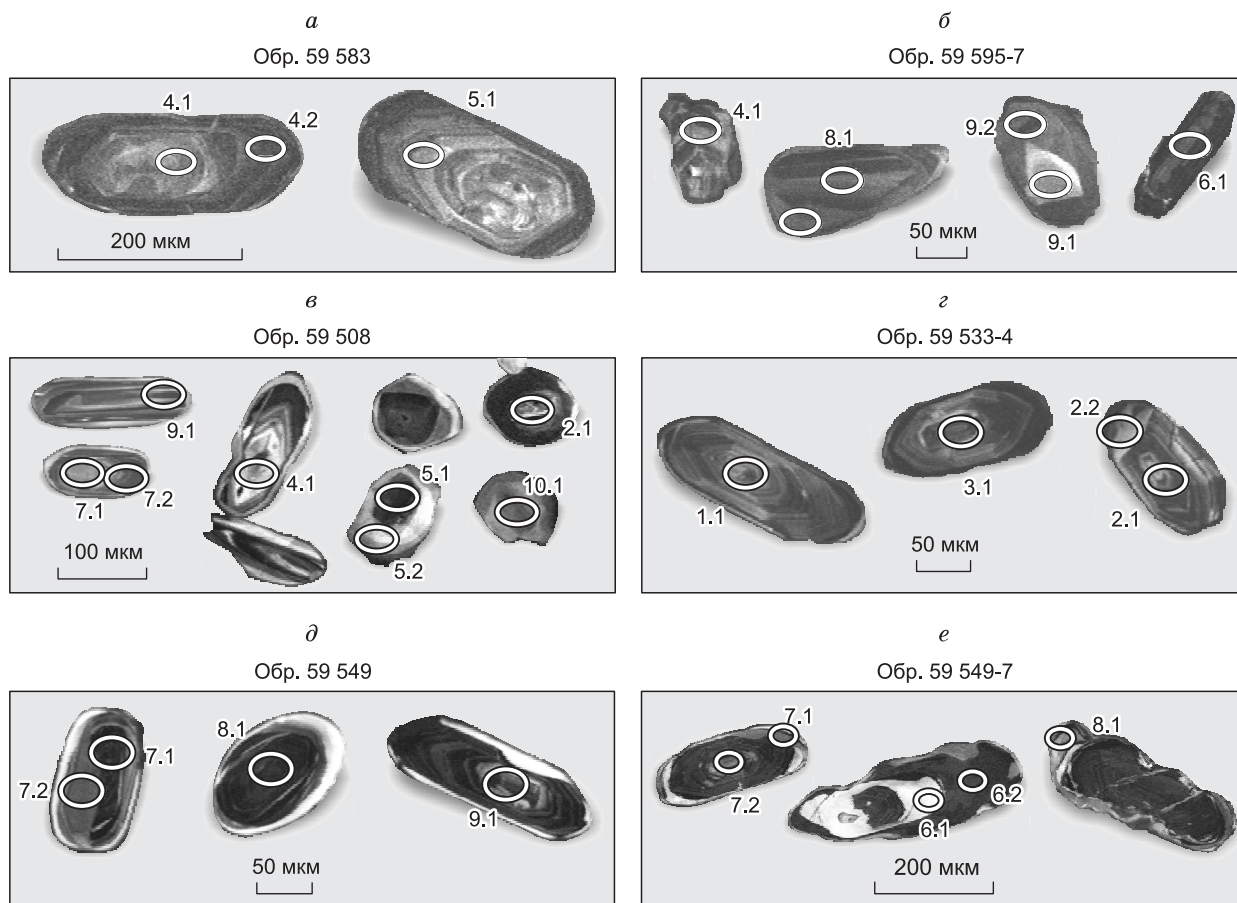


Рис. 4. Внутреннее строение (КЛ) зерен циркона из исследованных первично-магматических пород террейна Филла.

Эллипсами показаны проанализированные участки. Цифры — номера анализов.

По анализу 6.1 рассчитан возраст 1342 ± 19 млн лет (см. рис. 5, б), что в случае ксеногенной природы зерна может интерпретироваться как максимальный возраст кристаллизации протолита сланцев. Зерно 9 характеризуется обратной зональностью: светлое ядро дает возраст 874 ± 25 млн лет, а темно-серая оболочка 1032 ± 25 млн лет. Анализы ядра 8.1 и оболочки 8.2 дают статистически неотличимые значения возраста 1014 ± 24 и 994 ± 27 млн лет соответственно. Вместе с другими пятью анализами, выполненными как по центральным, так и по краевым частям зерен, они образуют когерентную группу с возрастом 1007.4 ± 9.8 млн лет (см. рис. 5, б). Это значение возраста можно интерпретировать как время проявления наложенного термального события, возможно, синхронного с деформациями D_3 , сопровождавшегося кристаллизацией метаморфогенного или перекристаллизацией магматического циркона в протолите сланцев. Значения возраста остальных анализов находятся в пределах от 909 ± 28 млн лет (11.2) до 527 ± 16 млн лет (см. рис. 5, б), что интерпретируется как неполная потеря радиогенного Pb при более позднем наложенном термальном событии [Vavra et al., 1999].

Образец 59508 отобран из рассланцованных биотит-ортопироксеновых ортогнейсов гранодиоритового состава. Выделенный из этого образца циркон представлен зернами двух основных морфологических типов: I — резко удлинённые субпризматические до игольчатых зерна со скругленными гранями дипирамиды и II — овальными или угловатыми зернами. Циркон I типа содержит (9.1) в основном грубо полосчатое зональное ядро (см. рис. 4, в), окруженное темной или светлой (в КЛ) оболочкой, или и той, и другой. Два зерна (4.1 и 7.1) имеют ядра с реликтами осцилляторной (магматической) зональности. Зерна II типа содержат однородные темные ядра или ядра с пятнистой зональностью (5.1 и 2.1 соответственно), окруженные яркой угловатой или неправильной формы оболочкой. Одно зерно (10.1) является светлым и практически однородным.

Анализы как ядер, так и светлых оболочек зерен характеризуются содержанием $U = 141\text{—}760$ г/т и Th/U соотношением, варьирующим в пределах от 0.10 до 0.75. Из 14 анализов, выполненных по раз-

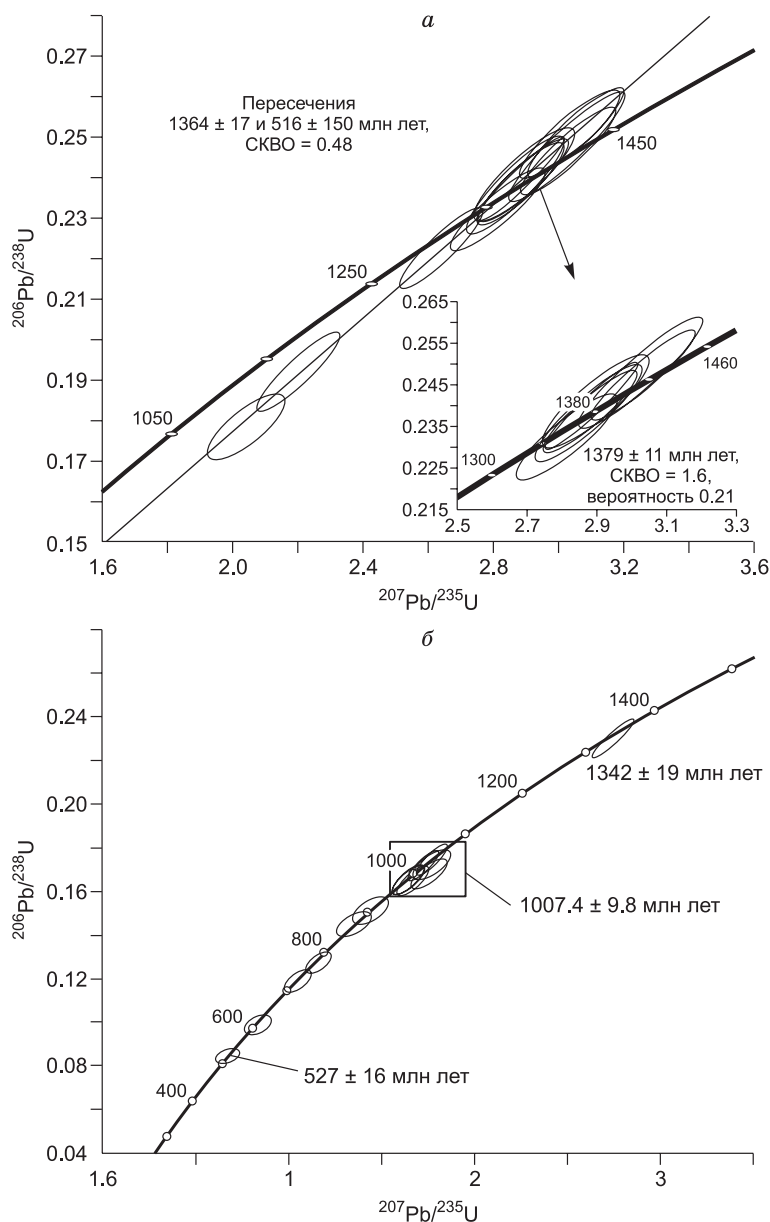


Рис. 5. U-Pb диаграммы с конкордией для анализов циркона из образцов:

a — гранат-биотитового ортоogneйса (обр. 59583) и *б* — двупироксен-роговообманкового кристаллического сланца (обр. 59595-7). Эллипсы погрешностей соответствуют 2σ.

ным частям зерен циркона, 13 анализов образуют линию регрессии, расположенную очень близко к конкордии (рис. 6, *a*), хотя только 4 из них являются дискордантными или обратнодискордантными. Один дискордантный анализ ядра (7.1) с осцилляторной зональностью ложится на стороне от линии регрессии и характеризуется значением $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возраста 2688 ± 15 млн лет (не показан на рис. 6, *a*). Три других обратнодискордантных анализа ядра и оболочки в цирконе I типа характеризуются статистически неотличимыми значениями $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возраста от 1098 ± 18 до 1106 ± 22 млн лет (см. табл. 2, Дополнительные материалы).

Четыре анализа, выполненные по центральным частям зерен I типа, концентрируются на конкордии в значении возраста 1130 ± 14 млн лет (см. рис. 6, *a*), что интерпретируется как минимальное время кристаллизации протолита ортоogneйсов. Четыре оставшихся анализа ядер циркона I и II типов вытянуты по конкордии от 1078 ± 33 до 837 ± 24 млн лет, а эллипсоиды их погрешностей частично перекрываются, предполагая неполную

потерю цирконом радиогенного Pb [Vavra et al., 1999]. Три анализа, выполненные по ярким оболочкам и новообразованному зерну (10.1), образуют группу с U-Pb возрастом 524 ± 10 млн лет (см. рис. 6, *a*), что интерпретируется как время роста нового циркона при наложенном термальном событии.

Образцы 59533-4, 59549 и 59549-7 были взяты из ортопироксеновых (\pm биотит) ортоogneйсов, входящих в состав гранит-гранодиорит-плаггиогранитовой ассоциации. Образец 59533-4 отобран в северной части о. Ефремова, а образцы 59549 и 59549-7 представляют соответственно массивную и переработанную субширотной зоной милонитизации D_4 разновидности ортоogneйсов на юге о. Ефремова.

Выделенные из обр. 59533-4 зерна циркона являются субпризматическими со скругленными гранями дипирамиды. В КЛ в зернах устанавливается ядро с осцилляторной зональностью, окруженное внутренней темной оболочкой (1.1 и 3.1) и, иногда, внешней яркой оболочкой (см. рис. 4, *z*), дискордантной к внутренней структуре зерна (2.2). Всего было выполнено 14 анализов по различным частям зерен циркона (см. табл. 1, Дополнительные материалы). Ядра зерен характеризуются более низким содержанием U = 158—543 г/т и значительно более высоким Th/U соотношением (0.28—0.61) по сравнению с оболочками (U = 661—2925 г/т, Th/U = 0.03—0.08).

Два дискордантных анализа ядер (11.1 и 6.1) характеризуются значениями $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возраста 1126 ± 22 и 1127 ± 22 млн лет соответственно. Для анализа внешней оболочки (2.2) рассчитан возраст 895 ± 24 млн лет, а два анализа внутренней оболочки (10.1 и 9.2) дают значения 968 ± 21 и 1058 ± 17 млн лет соответственно. Десять конкордантных анализов ядер распределены цепочкой по конкордии со вза-

Рис. 6. U-Pb диаграмма с конкордией для анализов циркона из образцов:

a — биотит-ортопироксенового ортогнейса (обр. 59508); *б* — ортопироксен-биотитового ортогнейса (обр. 59533-4). Эллипсы погрешностей соответствуют 2σ .

имно перекрывающимися эллипсами погрешностей (см. рис. 6, *б*). Значительный разброс значений возраста от 1161 ± 30 до 892 ± 24 млн лет, по-видимому, связан с неполной потерей зернами магматического циркона радиоактивного Pb или миграцией U в краевую часть зерна при его перекристаллизации в твердофазном состоянии. В этом случае наиболее высокое значение возраста, полученное для группы анализов, может отвечать минимальному возрасту кристаллизации магматического циркона [Vavra et al., 1999]. Пять из десяти конкордантных анализов ядер образуют группу с возрастом 1139 ± 13 млн лет (см. рис. 6, *б*), что интерпретируется как минимальный возраст кристаллизации магматического циркона.

Образец 59549 содержит преимущественно субпризматический циркон со скругленными гранями дипирамиды. В подчиненном количестве находятся овалы зерна циркона. За исключением овальных зерен, в большинстве устанавливаются ядра с реликтами осцилляторной зональности, окруженные светло-серыми или яркими в КЛ оболочками (см. рис. 4, *д*).

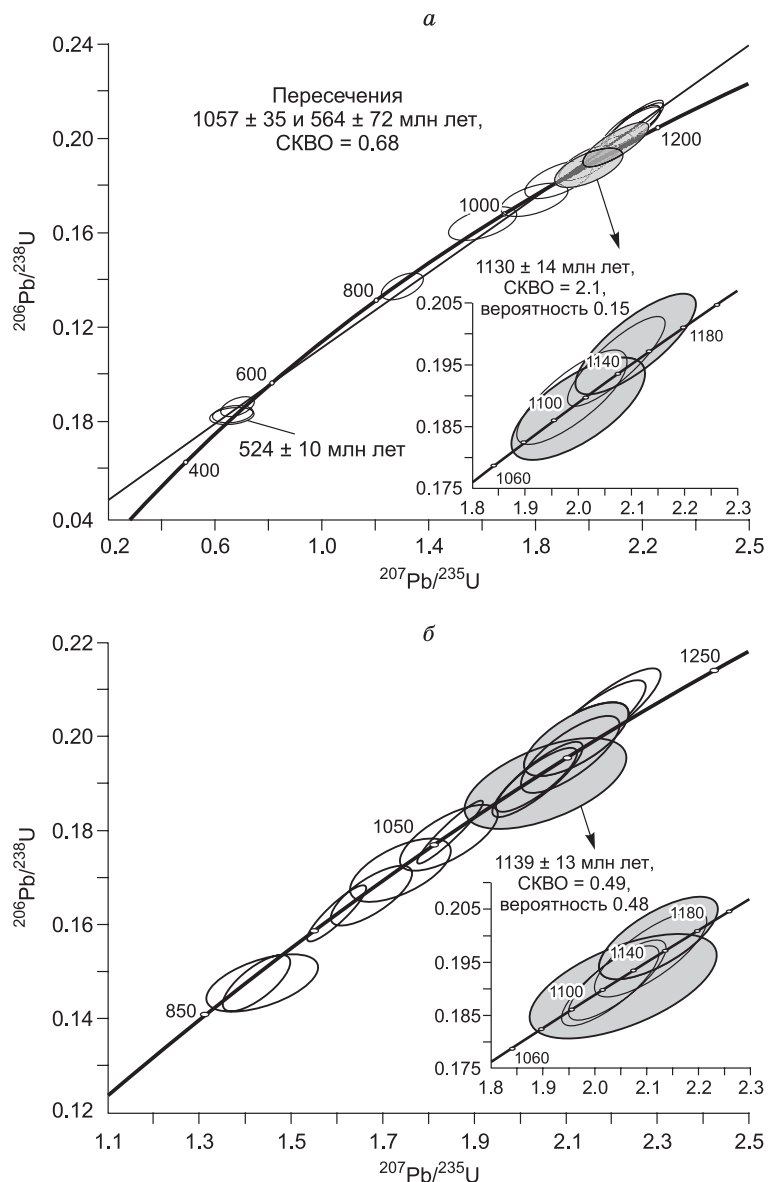
Граница между ядром и оболочкой может быть дискордантна к внутренней структуре ядра (зерна 7 и 8) и носить извилистый характер (зерно 9, «SCA-zoning» [Vavra et al., 1999]). Извилистая граница ядро—оболочка может указывать на кристаллизацию нового материала циркона после частичного растворения магматического циркона [Geisler et al., 2007].

Было выполнено 13 анализов по различным частям зерен циркона. Ядра зерен отличаются несколько более высоким содержанием U (242—982 г/т) по сравнению с оболочками (79—195 г/т). Th/U соотношение в ядрах и оболочках, за исключением анализа 5.2, не различается.

Один анализ ядра (6.1) оказался обратодискордантным со значением $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возраста 1278 ± 29 млн лет (не показан на рис. 7, *а*). Девять анализов, выполненных по ядрам зерен, ложатся на конкордию, со взаимно перекрывающимися эллипсами погрешностей, а их возраст варьирует от 1069 ± 25 (8.1) до 1158 ± 30 млн лет (2.1, см. рис. 7, *а*). Разброс значений возраста может быть связан с частичной потерей зернами магматического циркона радиоактивного Pb. Поэтому максимальное значение возраста, полученное по ядрам с осцилляторной зональностью, будет отвечать времени кристаллизации магматического циркона. Шесть анализов ядер образуют когерентную группу со значением возраста 1127 ± 11 млн лет (см. рис. 7, *а*), что интерпретируется как время кристаллизации магматического циркона в протолите ортогнейсов.

Три анализа оболочек образуют конкордантную группу с возрастом 914 ± 19 млн лет (см. рис. 7, *а*), что интерпретируется как время образования оболочек при наложенном термальном событии.

Образец 59549-7 содержит зерна циркона различной морфологии: от субпризматических со скругленными гранями дипирамиды до овальных зерен или зерен неправильных очертаний. В КЛ уста-



навливаются комплексное внутреннее строение зерен. Как правило, зерна содержат темное ядро (гомогенное или с реликтами осцилляторной зональности), полностью или частично окруженное одинарной (7.1) или многослойной (6.1, 6.2) оторочкой, которые могут образовывать «заливы» в центральную часть ядра (см. рис. 4, е). Многослойные оторочки состоят из чередующихся слоев или пятен более темного и более светлого материала циркона. Внешние оторочки, как правило, яркие в КЛ. Зерно 6, кроме того, содержит комплексное ядро, состоящее из внутреннего, темного ядра с реликтами зональности и внешнего ядра, яркого в КЛ. Ядра окружены темной однородной оболочкой, на краю которой отмечаются светлые пятна.

Зерна часто являются трещиноватыми, а трещины залечены материалом аналогичным ярким внешним оболочкам (8.1, см. рис. 4, е). Такое внутреннее строение зерен свидетельствует в пользу кристаллизации нового материала циркона при наложенных на породу деформациях, сопровождавшихся разрушением/растворением магматического циркона и кристаллизации нового материала как на растворенной поверхности, так и в трещинах, пересекающих зерна [Geisler et al., 2007].

Ядра зерен по сравнению с оболочками характеризуются несколько более высоким содержанием U (266—828 и 21—361 г/т, соответственно; см. табл. 1, Дополнительные материалы); Th/U соотношение различается слабо: 0.23—0.40 и 0.14—0.76 соответственно, за исключением темной оболочки 6.2, где оно составляет 0,01.

Из 12 анализов, выполненных по различным частям зерен циркона, только один анализ ядра (9.2) со значением $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возраста 1091 ± 15 млн лет оказался дискордантным. Остальные анализы ложатся на конкордию (см. рис. 7, б) и разделяются на две основные возрастные группы. Четыре анализа ядер с осцилляторной зональностью могут расцениваться как когерентные (с 95 %-м доверительным уровнем) с возрастом 1108 ± 27 млн лет. Это значение достаточно хорошо коррелируется с возрастом кристаллизации магматического циркона в обр. 59549. Три анализа ярких внешних оболочек (5.1, 7.1 и 8.1) и анализ яркого внешнего ядра (6.1) образуют конкордантную группу с возрастом 930 ± 16 млн лет, что статистически неотличимо от анализов оболочек в обр. 59549 и интерпретируется как время метаморфизма ортогнейсов, возможно, сопровождавшегося интенсивным расслаблением пород в зоне милонитизации D_4 . Один анализ светлой оболочки (3.1) дает значение возраста 1079 ± 50 млн лет, что перекрывается с возрастом ядер, а два других (2.2 и 9.1) дают значения 811 ± 28 и 674 ± 29 млн лет соответственно, что вряд ли имеет геологический смысл. Анализ внешней темной оболочки 6.2 отвечает значе-

ниям на конкордию (см. рис. 7, б) и разделяются на две основные возрастные группы. Четыре анализа ядер с осцилляторной зональностью могут расцениваться как когерентные (с 95 %-м доверительным уровнем) с возрастом 1108 ± 27 млн лет. Это значение достаточно хорошо коррелируется с возрастом кристаллизации магматического циркона в обр. 59549. Три анализа ярких внешних оболочек (5.1, 7.1 и 8.1) и анализ яркого внешнего ядра (6.1) образуют конкордантную группу с возрастом 930 ± 16 млн лет, что статистически неотличимо от анализов оболочек в обр. 59549 и интерпретируется как время метаморфизма ортогнейсов, возможно, сопровождавшегося интенсивным расслаблением пород в зоне милонитизации D_4 . Один анализ светлой оболочки (3.1) дает значение возраста 1079 ± 50 млн лет, что перекрывается с возрастом ядер, а два других (2.2 и 9.1) дают значения 811 ± 28 и 674 ± 29 млн лет соответственно, что вряд ли имеет геологический смысл. Анализ внешней темной оболочки 6.2 отвечает значе-

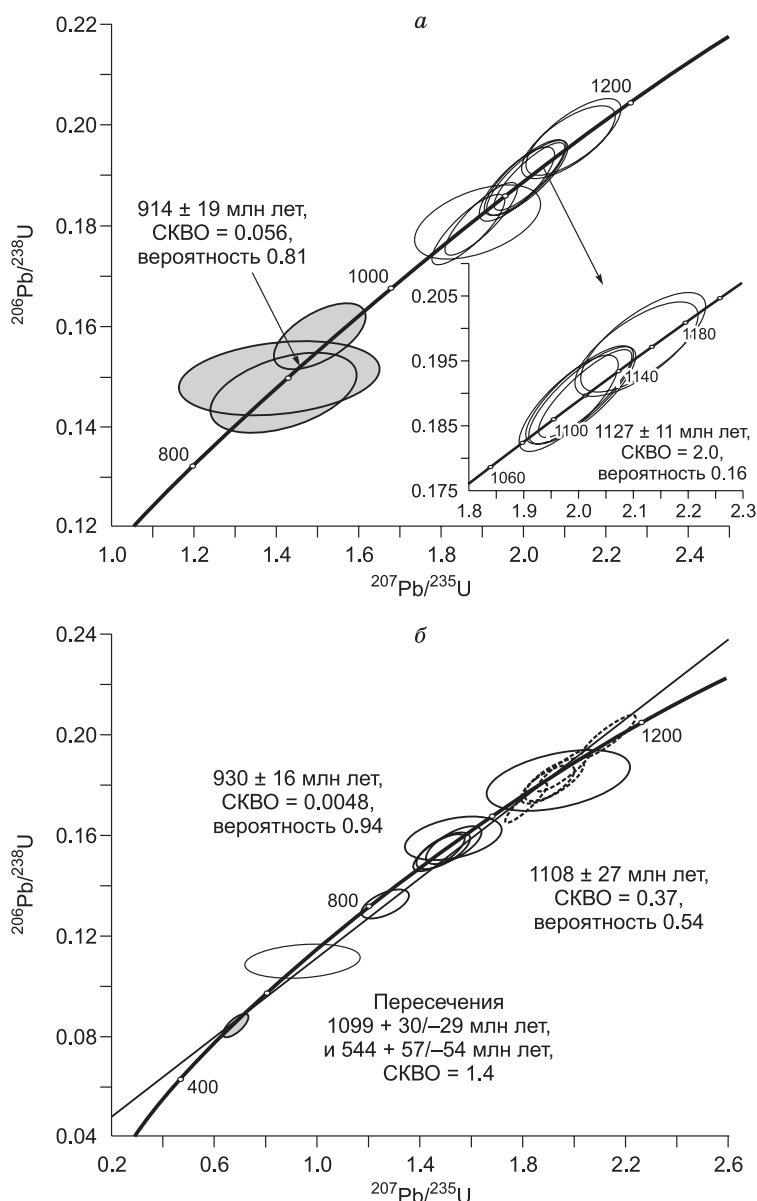


Рис. 7. U-Pb диаграмма с конкордией для анализов циркона из образцов ортопироксен-биотитовых ортогнейсов:

а — обр. 59549 и б — обр. 59549-7. Темно-серыми эллипсами показаны анализы оболочек зерен циркона. Пунктиром выделены анализы ядер, для которых рассчитан конкордный возраст. Эллипсы погрешностей соответствуют 2σ .

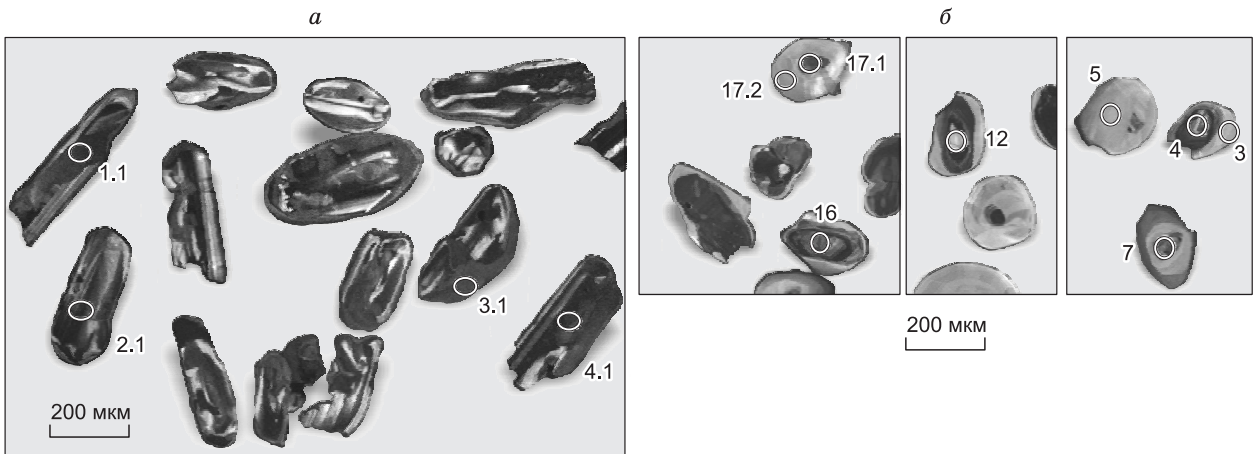


Рис. 8. Внутреннее строение зерен циркона (КЛ) из образцов:

a — лейкогаббронорита (обр. 59569-9b) и силлиманит-гранат-биотитового парагнейса (обр. 57563). Эллипсами показаны проанализированные участки. Цифры — номера анализов.

нию возраста 525 ± 18 млн лет, что интерпретируется как максимальное время последнего термального события, наложенного на ортогнейсы.

Образец 59569-9b отобран из интенсивно переработанной субширотной зоной милонитов (D_4) двупироксен-биотитовых лейкогабброноритов. Циркон в этом образце представлен сильно удлинёнными субпризматическими зёрнами или их фрагментами, иногда с корродированными и неровными гранями. Реже отмечаются короткопризматические или овальные зёрна. На КЛ снимках практически во всех зёрнах отмечается пятнистая или полосчатая зональность с чередованием светлых и тёмных полос, параллельных удлинению зёрна (рис. 8, *a*). В единичных случаях (3.1) зёрно пересекается тёмно-серым новообразованным материалом циркона, который также образует внешнюю оболочку зёрна. Таким образом, в данном образце не обнаружено зёрна циркона с явными признаками первично-магматического происхождения.

Семь анализов центральной части зёрна и один анализ новообразованного материала характеризуются достаточно низким содержанием $U = 187\text{--}815$ г/т и Th/U соотношением (за исключением ан. 1.1) в пределах $0.41\text{--}1.14$. Все анализы оказались практически конкордантными. Анализы центральных частей зёрна циркона вытянуты по конкордии и имеют разброс значений возраста от 962 ± 26 до 856 ± 29 млн лет (рис. 9, *a*). Четыре анализа центральных частей зёрна с наиболее высокими значениями $^{206}Pb/^{238}U$ возраста образуют когерентную группу с $U\text{--}Pb$ возрастом 954 ± 13 млн лет. Зёрна циркона в этом образце не сохранили первично-магматическую внутреннюю структуру. Полученное значение возраста в пределах погрешности перекрывается с возрастом аплитовидных гранитов (1004 ± 52 млн лет [Kinny et al., 1993]), пересекающих, в том числе и габброиды. Поэтому значение 954 ± 13 млн лет можно рассматривать как максимальное время их метаморфизма, сопровождавшего развитие зон милонитов D_4 . Анализ новообразованного материала (3.1) располагается на конкордии в значении 504 ± 18 млн лет, что отвечает времени его кристаллизации.

Образец 57563 отобран из толщи III комплекса Филла, обнажающегося на п-ове Мазе, и представлен интенсивно мигматизированным и рассланцованным силлиманит-гранат-биотитовым гнейсом. Практически все зёрна циркона, выделенные из этого образца, имеют округлую форму и отличаются неоднородным внутренним строением (см. рис. 8, *b*). В большинстве из них наблюдаются реликты ядра с так называемыми «структурами-призраками» [Connely, 2001] — реликтами в той или иной степени сохранившейся магматической зональности, что позволяет отнести их к детритовым. Ядра окружены светлыми внешними оболочками (например, ан. 16) с «пятнистой» зональностью. Резкие границы между ядром и остальной частью зёрна наблюдаются в том случае, если между ядром и внешней оболочкой находится тёмная, незональная внутренняя оболочка (ан. 16). Оболочки, как правило, дискордантны к внутреннему строению ядра (ан. 3), что указывает на их кристаллизацию на растворённой поверхности детритовых ядер [Geisler et al., 2007]. Реже присутствуют зёрна, содержащие светлые угловатые ядра (ан. 12) или практически однородные яркие зёрна с «мозаичной» зональностью (ан. 5), аналогичной внешним оболочкам зёрна. Образование оболочек и светлых округлых зёрна с мозаичной или пятнистой зональностью интерпретируется как результат кристаллизации циркона при метаморфизме [Vavra et al., 1996; Rubatto, 2017].

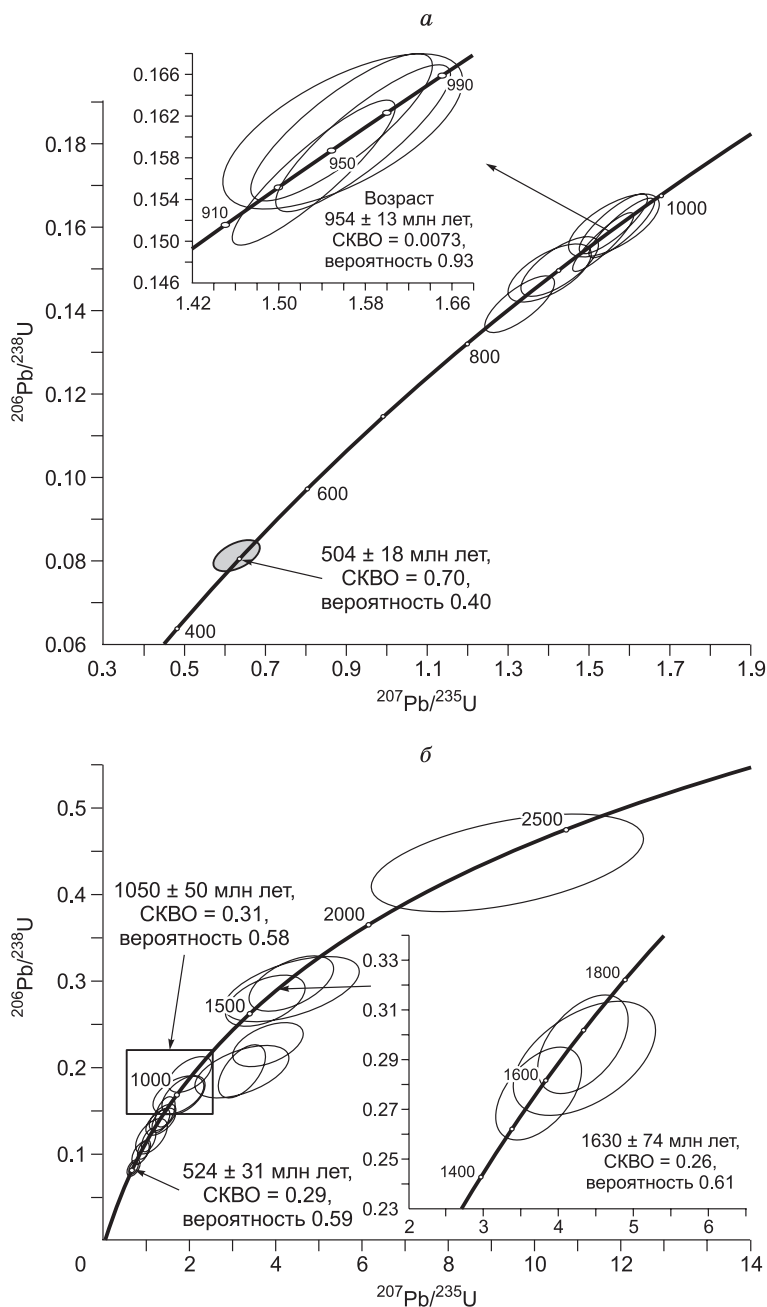


Рис. 9. U-Pb диаграмма с конкордией для анализов циркона из:

a — лейкогаббронорита (обр. 59569-9b) и *б* — силлиманит-гранат-биотитового парагнейса (обр. 57563). На врезке (*б*) темно-серым показаны анализы ядер. Эллипсы погрешностей соответствуют 2σ .

Был выполнен 21 анализ по различным частям зерен циркона, четыре из которых оказались дискордантными (см. табл. 2, Дополнительные материалы; см. рис. 9, *б*). Анализ ядра (11.1) с реликтами магматической зональности (не показан на рис. 9, *б*) имеет значение $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возраста 3207 ± 9.2 млн лет, а три остальных дискордантных анализа ядер (7, 9 и 12) характеризуются значением $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ в интервале 1931 ± 67 — 1984 ± 21 млн лет. Три конкордантных анализа ядер с реликтами магматической зональности (4, 6 и 14) образуют когерентную группу с возрастом 1630 ± 74 млн лет. U-Pb возраст зерна 18 рассчитан с большой погрешностью и составляет 2346 ± 200 млн лет. Остальные анализы, выполненные по ядрам, светлым оболочкам и однородным ярким зернам, образуют вытянутую по конкордии цепочку взаимно перекрывающихся эллипсов с возрастом от 1127 ± 90 до 524 ± 42 млн лет (см. рис. 9, *б*). Три анализа из этой группы, выполненные по ядрам с реликтами осцилляторной зональности (зерна 8, 13 и 16), характеризуются наиболее высокими значениями $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возраста и при совместном расчете дают значение 1050 ± 55 млн лет (см. рис. 9, *б*). Два анализа ярких зерен с мозаичной зо-

нальностью (5 и 2), можно рассматривать как когерентные с возрастом 524 ± 31 млн лет. Подобное распределение значений возраста интерпретируется как результат частичной или неоднократной потери зернами циркона радиогенного Pb [Vavra et al., 1999] при наложенном термальном событии, максимальный возраст которого соответствует значению 524 ± 31 млн лет. Значение возраста 1050 ± 55 млн лет указывает на присутствие в протолите парагнейсов вещества мезопротерозойского возраста.

Sm-Nd анализ породы—гранат

Для Sm-Nd исследований использовался образец силлиманит-гранат-биотитового гнейса 57563, циркон из которого был исследован методом LA-ICP-MS. Концентрации Sm и Nd определялись методом изотопного разбавления. Подготовка проб к анализу и измерения производились в ИГГД РАН (Санкт-Петербург) в статическом режиме на масс-спектрометре Triton TI. Коррекция на изотопное фракционирование осуществлялась путем нормализации значений к $^{148}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.241570$, а нормализованные значения приводились к $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.511860$ в международном изотопном стандарте La Jolla. Точность определения отношений $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ составила 0.5 %, а для $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ — 0.003 %. Навеска зерен граната была разделена на две части, одна из которых подвергалась выщелачиванию в тече-

Рис. 10. Результаты Sm-Nd анализа для образца парагнейса 57563.

Wr — порода в целом, GrtI — начальная фракция граната, GrtH — выщелоченная фракция граната. Параметры линейной регрессии показаны на рисунке.

ние 24 ч при температуре 180° в 98 %-ном растворе H₂SO₄, следуя процедуре, описанной в работе [Anczkiewicz, Thirlwall, 2003]. Выщелачивание проводилось с целью исключения влияния таких включений, как монацит, на изотопный состав граната. Результаты анализа представлены в табл. 3 (Дополнительные материалы).

Образец характеризуется отрицательным значением $\varepsilon_{Nd}(t) = -11.6$, рассчитанным на возраст 1050 млн лет, что может свидетельствовать о происхождении его осадочного протолита за счет разрушения пород с длительной коровой историей. Одностадийный модельный возраст породы $t_{DM} = 3415$ млн лет, а двухстадийный модельный возраст $t_{DM2} = 2835$ млн лет, что указывает на преобладании в протолите породы вещества архейского возраста.

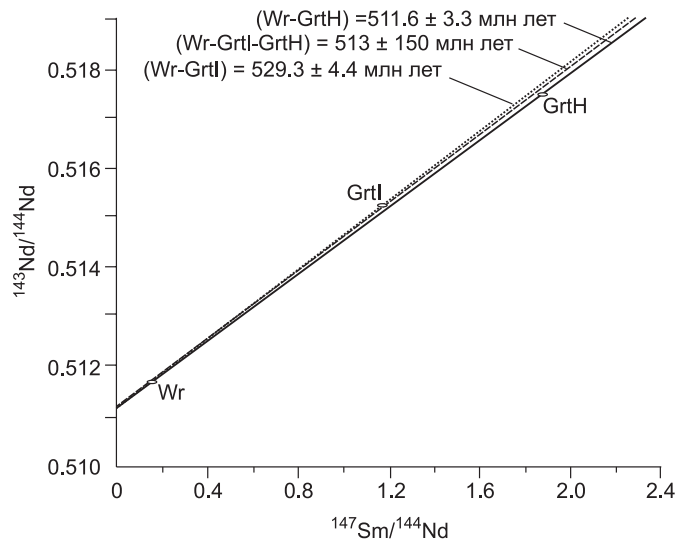
Тангенс угла наклона трехточечной линии регрессии, построенной по породе в целом (Wr), исходной (GrtI) и выщелоченной (GrtH) фракциям граната, соответствует значению возраста 513 ± 150 млн лет (рис. 10). Расчеты, выполненные по Wr относительно исходной и выщелоченной фракций граната по отдельности, дают значения возраста 529.3 ± 4.4 и 511.6 ± 3.3 млн лет соответственно. Несовпадающие значения возраста, так же как и большая погрешность при использовании двух фракций граната, обусловлены более низким значением отношения $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ в исходной фракции граната. Это может быть вызвано присутствием в исходном гранате минеральных включений со значительно более низким отношением $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, чем в гранате. Поэтому значение возраста 511.6 ± 3.3 млн лет принимается за время закрытия Sm-Nd системы в гранате.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Применение прецизионного U-Pb датирования циркона методом SHRIMP [Kinny et al., 1993] позволило установить, что провинция Рёуер сложена породами как архейского, так и протерозойского возраста. Ортогнейсы архейского возраста окружают фрагменты сапфириносодержащих пород (парагнейсы Мазе), для которых были рассчитаны ультравысокотемпературные (УНТ) параметры метаморфизма (950—1050 °C при 9.5—12.0 кбар с последующей декомпрессией до > 7 кбар при > 800—850 °C [Harley, Fitzsimons, 1991; Harley, 1998; Kelsey et al., 2003b; Harley, Kelly, 2007a]), время проявления которого до сих пор остается предметом острых дискуссий. Поэтому подавляющее большинство петрологических, структурных и изотопно-геохимических исследований было посвящено именно архейским фрагментам коры островов Рёуер. В данной работе приводятся новые геологические и изотопные данные по относительно слабо изученной протерозойской части провинции Рёуер, которую предлагается выделить в мезонеопротерозойский террейн Филла.

На рисунке 11 показано распределение значений конкордного возраста, полученного по зернам циркона из всех проанализированных образцов первично-магматических пород террейна Филла. Как видно из рисунка, полученные значения отчетливо подразделяются на три возрастные группы: средне-мезопротерозойскую со значениями возраста в интервале 1408 ± 26 — 1320 ± 27 млн лет, мезонеопротерозойскую (1161 ± 30 — 886 ± 37 млн лет) и раннекембрийскую с интервалом значений возраста 536 ± 18 — 504 ± 18 млн лет.

Средне-мезопротерозойская группа представлена анализами, которые, за исключением одного, выполнены по первично-магматическому циркону из гранат-биотитовых ортогнейсов (обр. 59583). Рассчитанный по ним возраст верхнего пресечения 1364 ± 17 млн лет интерпретируется как время кристаллизации магматического протолита ортогнейсов и, следовательно, минимальное время проявления наиболее раннего (1380—1340 млн лет) тектонотермального события в террейне Филла. По времени это событие коррелируется с возрастом магматизма в террейне Фишер, приведшего 1.4—1.2 млрд л. н. [Beliatsky et al., 1994; Kinny et al., 1997; Алексеев и др., 2010] к образованию ювенильной коры провинции Рейнер (Фишерская фаза [Mikhalsky et al., 1996, 2013]), примыкающей с юга к исследованной территории (см. рис. 1, а).



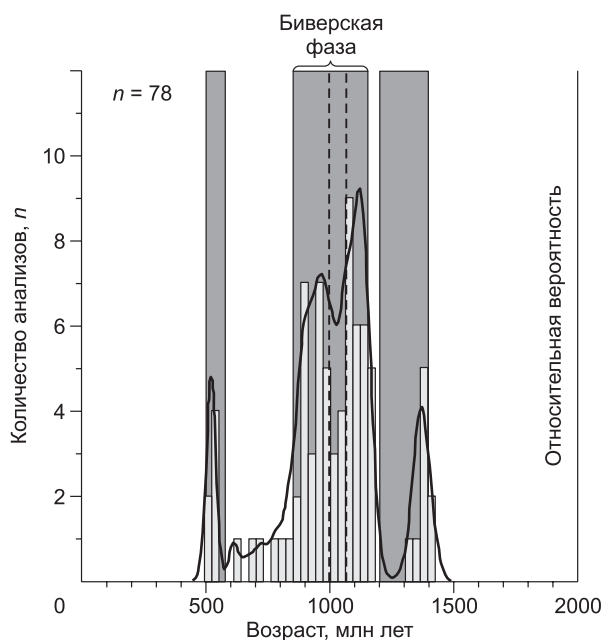


Рис. 11. Гистограмма распределения значений U–Pb возраста конкордантных анализов зерен циркона и относительная вероятность их значимости для проанализированных первично-магматических пород террейна Филла.

Использованы конкордные значения возраста. Затемненные вертикальные полосы соответствуют интервалам времени проявления основных тектонотермальных событий в провинции Рейнер; штриховыми линиями показаны условные границы ранней и поздней стадий Биверской фазы активизации.

ние многочисленных интрузий кислого и основного состава, прорывающих толщи I и II комплекса Филла. Наиболее ранними являются интрузии гранит-гранодиорит-плагиигранитовой ассоциации с возрастом 1139 ± 13 — 1108 ± 27 млн лет. Изотопные (Sr-Nd) характеристики этих пород [Sheraton et al., 1984; Kinny et al., 1993] не позволяют предполагать участие архейской коры в их образовании. В свою очередь, гранитоиды прорываются мантийными расплавами, формирующими габбронорит-диоритовую ассоциацию, возраст которой однозначно не установлен. Поскольку габброиды интрузируются жилами аплитов с возрастом 1004 ± 52 млн лет [Kinny et al., 1993], то это значение может служить ограничением времени их внедрения. Поэтому эта стадия относится к периоду роста коры террейна Филла как за счет внедрения гранитных расплавов, так и мантийных добавок.

Результаты датирования метаморфического (оболочки) или перекристаллизованного магматического циркона из интенсивно деформированных пород позволяют выделить более позднюю (1000—900 млн лет, см. рис. 11) неопротерозойскую стадию эволюции террейна Филла. Зерна циркона из обр. 59595-7 кристаллического сланца толщи I комплекса Филла, характеризующегося ярко выраженной сланцеватостью S_3 (деформации D_3), дают значение возраста 1007.4 ± 9.8 млн лет. Близкий возраст ($1057 + 22/-10$ млн лет) получен по циркону из анатектического лейкогранита в базитах этой же толщи. Кристаллизация лейкогранитов предшествовала деформациям D_3 [Kinny et al., 1993]. Таким образом, полученное нами значение возраста можно интерпретировать как время одного из ранних эпизодов высокотемпературного (гранулитового) метаморфизма, возможно, синхронного с деформациями D_3 . Возраст кристаллизации оболочек вокруг зерен магматического циркона из образцов плагиигранитоидов 59549 и 59549-7, в различной степени испытавших деформации D_4 , находятся в пределах 914 ± 19 — 930 ± 16 млн лет соответственно, а возраст метаморфического циркона из интенсивно милонитизированного (D_4) лейкогаббронорита (59569-9b) — 954 ± 13 млн лет. Поэтому интервал 954 ± 13 — 914 ± 19 млн лет интерпретируется как время развития субширотных зон милонитов (D_4) и связанного с ними повторного высокотемпературного (гранулитового) метаморфизма пород. В целом интервал времени (1000—900 млн лет) относится к периоду интенсивной тектонотермальной переработки коры, в который объединены выделенные ранее Рёуерское событие (1030—970 млн лет) и заключительная стадия Рейнерского (950—850 млн лет) тектогенеза [Boger et al., 2000; Boger, White, 2003; Harley, Kelly, 2007b; Mikhalsky et al., 2013].

Раннекембрийский возраст в интервале 504 ± 18 — 536 ± 18 млн лет получен по анализам новообразованных зерен циркона и оболочек, окружающих незональные ядра с неопротерозойским возрастом и отражает время наиболее молодого термального события в террейне Филла. В провинции Рейнер интервал времени 550—500 млн лет интерпретируется как одно из основных высокотемпературных тектонотермальных событий (Прюдское событие [Harley, Kelly, 2007b; Liu et al., 2013]), действовавших на породы, расположенные на восточном побережье залива Прюдс [Hensen, Zhou, 1995; Carson et al., 1996; Fitzsimons et al., 1997; Harley, Kelly, 2007b; Mikhalsky et al., 2013; Hokada et al., 2016], т. е. на территории, непосредственно граничащей с исследованным районом. Метаморфическое событие с возрастом 545—510 млн лет также было установлено и в пределах провинции Реуер (например, [Kinny et al., 1993; Harley

et al., 1998; Kelsey et al., 2003a,b, 2007, 2008]). Датирование зерен монацита из парагнейсов Мазе позволило сделать вывод, что этот интервал времени сопровождался высокотемпературным метаморфизмом, достигавшим своего пика (УНТ) около 545 млн л. н. [Tong, Wilson, 2006; Kelsey et al., 2007]. В противоположность этому данные, представленные [Harley, Kelly, 2007b; Hokada et al., 2016], свидетельствуют в пользу того, что УНТ метаморфизм был древнее 590 млн лет. Полученный возраст 511.6 ± 3.3 млн лет закрытия Sm-Nd системы в гранате (обр. 57563) перекрывается как с возрастом кристаллизации оболочек циркона, так и с возрастом кристаллизации син- D_5 пегматитов (500 ± 12 млн лет [Kinny et al., 1993]), внедрение которых сопровождалось метаморфизмом вмещающих пород в условиях от амфиболитовой до зеленосланцевой фации [Harley, 1987]. Наиболее общепринятой является точка зрения, что закрытие Sm-Nd системы в гранате происходит при температуре около 600 °C [Mezger et al., 1992; Ganguly et al., 1998]. Поэтому полученные значения возраста для оболочек зерен циркона и для граната интерпретируются как время остывания пород до температур амфиболитовой фации. Это хорошо согласуется с выводом [Harley, Kelly, 2007b], что кристаллизация циркона с возрастом около 510 млн лет происходила при остывании пород и их взаимодействии с водным флюидом, синхронно с внедрением пегматитов и формированием зон милонитизации D_5 .

Большие разногласия вызывает как время отложения осадочного протолита парагнейсов Мазе и Филла, так и время, с которого террейны Мазе и Филла развивались совместно. Результаты изучения детритовых зерен циркона из парагнейсов Мазе позволили предположить [Wang et al., 2007], что совместная эволюция этих террейнов началась, как минимум, около 1000 млн л. н., а отложение их осадочного протолита, следовательно, предшествовало этому событию. Альтернативная модель, впервые предложенная в работе [Hensen, Zhou, 1997], предполагает, что террейны Мазе и Филла были совмещены только в начале кембрия, т. е. в Прюдское тектонотермальное событие. В работе [Kelsey et al., 2008] зерна циркона с возрастом 989—580 млн лет, обнаруженные в парагнейсах Мазе и Филла, были интерпретированы как детритовые, что позволило сделать вывод об отложении осадочного протолита парагнейсов после 580 млн лет, но до Прюдского тектонотермального события. По мнению [Hokada et al., 2016], протолит парагнейсов Мазе откладывался после 1000 млн лет, а появление популяции циркона с возрастом в интервале 1000—700 млн лет и даже с возрастом около 580 млн лет отражает различный эффект наложения Прюдского события на метаморфический циркон мезопротерозойского возраста.

Исследованный нами образец парагнейса Филла (толща III, обр. 57563) содержит популяцию (6 анализов из 21) зерен циркона с палеопротерозойским $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возрастом в интервале 1729—1984 млн лет. Один дискордантный анализ дает значение $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возраста 3207 ± 9.2 млн лет. Это свидетельствует в пользу того, что протолит парагнейсов формировался с участием вещества как архейского, так и палеопротерозойского возраста. Модельный $t_{\text{DM}} = 3415$ млн лет и $\epsilon_{\text{Nd}}(t_{1050}) = -11.6$ указывают на возможное преобладание в протолите парагнейсов архейского вещества с существенно проэволюционировавшим изотопным составом Nd. Оставшиеся 14 анализов зерен циркона, как отмечалось выше, образуют группу со взаимно перекрывающимися значениями индивидуального возраста от 1127 ± 90 до 524 ± 42 млн лет (см. рис. 9, б, врезка), что интерпретируется как результат различной степени воздействия Прюдского события на циркон мезопротерозойского возраста. Значение 1050 ± 55 млн лет, полученное по трем анализам детритовых ядер с магматической зональностью, говорит о присутствии в составе протолита мезопротерозойского веществ, источником которого могли служить породы гранит-гранодиорит-плагиогранитовой ассоциации. Учитывая данные, представленные в работе [Hokada et al., 2016] и его интерпретацию данных [Kelsey et al., 2008], мы предполагаем, что отложение протолита парагнейсов Филла произошло после внедрения интрузий гранит-гранодиорит-плагиогранитовой ассоциации.

Минимальный возраст парагнейсов Филла ограничивается временем развития субширотных зон милонитов D_4 , которые накладывались в том числе и на парагнейсы в интервале 954 ± 13 — 914 ± 19 млн л. н. Парагнейсы Филла распространены не только в террейне Филла, но и находятся среди архейских ортогнейсов в террейне Мазе [Harley, 1987]. Это означает, что совмещение фрагментов архейской и мезопротерозойской коры провинции Рёуер (террейны Мазе и Филла соответственно) произошло до отложения осадочного протолита парагнейсов Филла, но предшествовало метаморфизму и деформациям пород с возрастом 954—914 млн лет.

ВЫВОДЫ

Полученные нами геологические и изотопные данные с учетом результатов предшествующих исследований [Kinny et al., 1993; Kinny, 1998] позволяют выделить мезопротерозойский террейн Филла, который представляет собой фрагмент континентальной коры, сформировавшийся в интервале 1380—900 млн л. н. Террейн Филла сложен метаморфизованными в гранулитовой фации метаморфическими и первично-интрузивными породами, протолит которых образовывался в интервале времени 1370—1000 млн л. н. Приведенные изотопные данные позволяют выделить в террейне Филла, как ми-

нимум, три периода тектонотермальной активизации: среднемезопротерозойский (1380—1340 млн лет), мезонеопротерозойский (1160—900 млн лет) и раннекембрийский (540—500 млн лет). Первый период соответствует возрасту среднемезопротерозойского кислого магматизма в террейне Филла и по времени коррелируется с Фишерской фазой тектогенеза в провинции Рейнер. Интервал времени 1160—900 млн лет в целом соответствует Биверской фазе тектонотермальной активности провинции Рейнер. В террейне Филла этот период может быть разделен на две стадии: раннюю с возрастом 1160—1050 млн лет и позднюю с возрастом 1000—900 млн лет. Ранняя стадия интерпретируется как период роста коры за счет гранитоидного и мантийного магматизма, приведшего к внедрению интрузий гранит-гранодиорит-плаггиогранитовой (1139 ± 13—1108 ± 27 млн лет) и габбронорит-диоритовой ассоциаций. Интервал 1000—900 млн лет рассматривается как стадия тектонотермальной переработки коры террейна Филла, сопровождавшаяся интенсивными деформациями и высокотемпературным метаморфизмом пород. На основе полученных и имеющихся данных мы предполагаем, что отложение осадочного протолита парагнейсов Филла произошло после внедрения пород гранит-гранодиорит-плаггиогранитовой ассоциации, но до развития субширотных зон высокотемпературных милонитов (D_4) с возрастом 954—914 млн лет. В этом случае совместная эволюция террейнов Мазе и Филла началась, как минимум, около 1000 млн л. н.

Наиболее молодой, раннекембрийский, период тектонической активизации соответствует Прюдскому событию, проявленному как в провинции Рейнер, так и в террейне Мазе провинции Рёуер. Он сопровождался развитием локальных, относительно низкотемпературных зон милонитов и внедрением синкинематических жил пегматитов. Таким образом, тектонотермальная эволюция террейна Филла практически полностью соответствует основным фазам роста и переработки коры провинции Рейнер. Следовательно, террейн Филла представляет собой фрагмент провинции Рейнер, присоединенный к архейскому террейну Мазе, вероятно, в конце мезопротерозоя.

Авторы благодарны А.В. Травину и анонимному рецензенту за глубокие и конструктивные отзывы, позволившие улучшить качество представляемых материалов и выводов.

Работа частично выполнена при поддержке РФФИ (грант 15-05-02761).

ЛИТЕРАТУРА

Алексеев Н.Л., Зингер Т.Ф., Глебовицкий В.А., Капитонов И.Н. Изотопный U-Pb возраст магматизма и метаморфизма пород массива Фишер (Восточная Антарктида) и его значение для геодинамических реконструкций // ДАН, 2010, т. 435, № 1, с. 69—75.

Михальский Е.В., Шератон Дж. Рейнерская тектоническая провинция Восточной Антарктиды: вещественный состав и геодинамический режим формирования // Геотектоника, 2011, № 6, с. 88—106.

Михальский Е.В., Боровков Н.В., Гонжуров Н.А., Гоголев М.А., Светов С.А., Кунаккузин Е.Л. Реконструкция неопротерозойско-кембрийского орогенеза на Земле Принцессы Елизаветы (Восточная Антарктида по данным изучения гранитоидов // Геотектоника, 2018, № 4, с. 23—53.

Равич М.Г., Каменев Е.Н. Кристаллический фундамент Антарктической платформы. Л., Гидрометеоздат, 1972, 658 с.

Anczkiewicz R., Thirlwall M.F. Improving precision of Sm-Nd garnet dating by H_2SO_4 leaching: a simple solution to the phosphate inclusion problem / Eds. D. Vance, W. Müller, I.M. Villa // *Geochronology: linking the isotopic record with petrology and textures*. Geol. Soc. London Spec. Publ., 2003, v. 220, p. 83—91.

Beliatsky B.V., Laiba A.A., Mikhalsky E.V. U-Pb zircon age of the metavolcanic rocks of Fisher Massif (Prince Charles Mountains, East Antarctica) // *Antarct. Sci.*, 1994, v. 6, p. 355—358.

Black L.P., Kamo S.L., Williams I.S., Mundil R., Davis D.W., Korsch R.J., Foudoulis C. The application of SHRIMP to Phanerozoic geochronology: a critical appraisal of four zircon standards // *Chem. Geol.*, 2003, v. 200, p. 171—188.

Boger S.D. Antarctica — Before and after Gondwana // *Gondwana Res.*, 2011, v. 19, p. 335—371.

Boger S.D., White R.W. The metamorphic evolution of metapelitic granulites from Radok Lake, northern Prince Charles Mountains, east Antarctica: evidence for an anticlockwise P - T path // *J. Metamorph. Geol.*, 2003, v. 21, p. 285—298.

Boger S.D., Carson C.J., Wilson C.J.L., Fanning C.M. Neoproterozoic deformation in the Radok Lake region of the northern Prince Charles Mountains, east Antarctica; evidence for a single protracted orogenic event // *Precambrian Res.*, 2000, v. 104, p. 1—24.

Carson C.J., Grew E.S. Geology of the Larsemann Hills Region, Antarctica (1:25000 scale map). AFSO—Geoscience Australia, Canberra, 2006.

Carson C.J., Fanning C.M., Wilson C.J.L. Timing of the Progress Granite, Larsemann Hills, evidence for Early Palaeozoic orogenesis within the East Antarctic Shield and implications for Gondwana assembly // *Aust. J. Earth Sci.*, 1996, v. 43, p. 539—553.

Carson C.J., Grew E.S., Boger S.D., Fanning C.M., Christy A.G. Age of boron- and phosphorus-rich paragneisses and associated orthogneisses, Larsemann Hills: New constraints from SHRIMP U–Pb zircon geochronology // *A Keystone in a Changing World—Online Proceedings of the 10th ISAES*. USGS Open File Report 2007-1047, 2007. Extended Abstract 003, 4 p.

Connelly J.N. Degree of preservation of igneous zonation in zircon as a signpost for concordancy in U/Pb geochronology // *Chem. Geol.*, 2001, v. 172, p. 25–39.

Dirks P.H.G.M., Wilson C.J.L. Crustal evolution of the east Antarctic mobile belt in Prydz Bay: continental collision at 500 Ma? // *Precambrian Res.*, 1995, v. 75, p. 189–207.

Fitzsimons I.C.W. A review of tectonic events in the East Antarctic Shield and their implications for Gondwana and earlier supercontinents // *J. African Earth Sci.*, 2000, v. 31, p. 3–23.

Fitzsimons I.C.W. Proterozoic basement provinces of southern and southwestern Australia, and their correlation with Antarctica / Eds. M. Yoshida, B. Windley, S. Dasgupta // *Proterozoic East Gondwana: Supercontinent assembly and breakup*. Geol. Soc. London Spec. Publ., 2003, v. 206, p. 93–130.

Fitzsimons I.C.W., Kinny P.D., Harley S.L. Two stages of zircon and monazite growth in anatectic leucogneiss: SHRIMP constraints on the duration and intensity of Pan-African metamorphism in Prydz Bay, East Antarctica // *Terra Nova*, 1997, v. 9, p. 47–51.

Ganguly J., Tirone M., Hervig R.L. Diffusion kinetics of samarium and neodymium in garnet, and a method for determining cooling rates of rocks // *Science*, 1998, v. 281, p. 805.

Geisler T., Schaltegger U., Tomaschek F. Re-equilibration of zircon in aqueous fluids and melts // *Elements*, 2007, v. 3, p. 25–30.

Harley S.L. Precambrian geological relationships in high-grade gneisses of the Rauer Islands, east Antarctica // *Aust. J. Earth Sci.*, 1987, v. 34, p. 175–207.

Harley S.L. Ultrahigh temperature granulite metamorphism (1050 °C, 12 kbar) and decompression in garnet (Mg70)–orthopyroxene–sillimanite gneisses from the Rauer Group, East Antarctica // *J. Metamorph. Geol.*, 1988, v. 16, p. 541–562.

Harley S.L., Fitzsimons I.C.W. Pressure–temperature evolution of metapelitic granulites in a polymetamorphic terrane: the Rauer Group, East Antarctica // *J. Metamorph. Geol.*, 1991, v. 9, p. 231–243.

Harley S.L., Kelly N.M. Ancient Antarctica: The Archean of the East Antarctic Shield / Eds. M.J. Van Kranendonk, R.H. Smithies, V.C. Bennett // *Earth's oldest rocks. Developments in Precambrian Geology*, v. 15. Amsterdam, Elsevier, 2007a, p. 149–186.

Harley S.L., Kelly N.M. The impact of zircon–garnet REE distribution data on the interpretation of zircon U–Pb ages in complex high-grade terrains: An example from the Rauer Islands, East Antarctica // *Chem. Geol.*, 2007b, v. 241, p. 62–87.

Harley S.L., Snape I., Fitzsimons I.C.W. Regional correlations and terrane assembly in East Prydz Bay: evidence from the Rauer Group and Vestfold Hills // *Terra Antarctica*, 1995, v. 2, p. 49–60.

Harley S.L., Snape I., Black L.P. The evolution of a layered metaigneous complex in the Rauer Group, East Antarctica: evidence for a distinct Archean terrane // *Precambrian Res.*, 1998, v. 89, p. 175–205.

Hensen B.J., Zhou B. A Pan-African granulite facies metamorphic episode in Prydz Bay, Antarctica: evidence from Sm–Nd garnet dating // *Aust. J. Earth Sci.*, 1995, v. 42, p. 249–258.

Hensen B.J., Zhou B. East Gondwana amalgamation by Pan-African collision? Evidence from Prydz Bay, Eastern Antarctica / Ed. C.A. Ricci // *The Antarctic region: geological evolution and processes*. Siena, Terra Antarctic Publications, 1997, p. 115–119.

Hokada T., Harley S.L., Dunkley D.J., Kelly N.M., Yokoyama K. Peak and post-peak development of UHT metamorphism at Mather Peninsula, Rauer Islands: zircon and monazite U–Th–Pb and REE chemistry constraints // *J. Mineral. Petrol. Sci.*, 2016, v. 111, p. 89–103.

Kelsey D.E., Powell R., Wilson C.J.L., Steele D.A. (Th+U)-Pb monazite ages from Al-Mg-rich metapelites, Rauer Group, east Antarctica // *Contrib. Mineral. Petrol.*, 2003a, v. 146, p. 326–340.

Kelsey D.E., White R.W., Powell R., Wilson C.J.L., Quinn C.D. New constraints on metamorphism in the Rauer Group, Prydz Bay, east Antarctica // *J. Metamorph. Geol.*, 2003b, v. 21, p. 739–759.

Kelsey D.E., Hand M., Clarke C., Wilson C.J.L. On the application of in situ monazite chemical geochronology to constraining *P–T–t* histories in high temperature (>850 °C) polymetamorphic granulites from Prydz Bay, East Antarctica // *J. Geol. Soc. London*, 2007, v. 164, p. 667–683.

Kelsey D.E., Wade B.P., Collins A.S., Hand M., Sealing C.R., Netting A. Discovery of a Neoproterozoic basin in the Prydz Belt in east Antarctica and its implications for Gondwana assembly and ultrahigh temperature metamorphism // *Precambrian Res.*, 2008, v. 161, p. 355–388.

Kinny P.D. Monazite U–Pb ages from east Antarctic granulites: comparisons with zircon U–Pb and garnet Sm–Nd ages // *Geol. Soc. Aust. Abstr.*, 1998, v. 49, p. 250.

- Kinny P.D., Black L.P., Sheraton J.W.** Zircon ages and distribution of Archaean and Proterozoic rocks in the Rauer Islands // *Antarct. Sci.*, 1993, v. 5, p. 193—206.
- Kinny P. D., Black L. P., Sheraton J. W.** Zircon U–Pb ages and geochemistry of igneous and metamorphic rocks in the northern Prince Charles Mountains // *AGSO J. Aust. Geol. Geophys.*, 1997, v. 16, p. 637—654.
- Liu X.C., Zhao Y., Zhao G., Jian P., Xu G.** Petrology and geochronology of granulites from the McKaskle Hills, eastern Amery Ice Shelf, Antarctica, and implications for the evolution of the Prydz Belt // *J. Petrol.*, 2007, v. 48, p. 1443—1470.
- Liu X., Zhao Y., Hu J.** The c. 1000—900 Ma and c. 550—500 Ma tectonothermal events in the Prince Charles Mountains–Prydz Bay region, East Antarctica, and their relations to supercontinent evolution / Eds. S.L. Harley, I.C.W. Fitzsimons, Y. Zhao // *Antarctica and supercontinent evolution. Geol. Soc. London Spec. Publ.*, 2013, v. 383, p. 95—112.
- Ludwig K.R.** User's manual for Isoplot/Ex, Version 3.00. A geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronology Center Sp. Publ., Berkeley, USA, 2003.
- Mezger K., Essene E.J., Halliday A.N.** Closure temperatures of the Sm–Nd system in metamorphic garnets // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1992, v. 113, p. 397.
- Mikhalsky E.V., Sheraton J.W., Laiba A.A., Beliatsky B.V.** Geochemistry and origin of Mesoproterozoic metavolcanic rocks from Fisher Massif, Prince Charles Mountains, East Antarctica // *Antarct. Sci.*, 1996, v. 8, p. 85—104.
- Mikhalsky E.V., Sheraton J.W., Kudriavtsev I.V., Sergeev S.A., Kovach V.P., Kamenev I.A., Laiba A.A.** The Mesoproterozoic Rayner Province in the Lambert Glacier area: its age, origin, isotopic structure and implications for Australia–Antarctic correlations / Eds. S.L. Harley, I.C.W. Fitzsimons, Y. Zhao // *Antarctica and supercontinent evolution. Geol. Soc. London Spec. Publ.*, 2013, v. 383, p. 35—57.
- Mikhalsky E.V., Alexeev N.L., Kamenev I.A., Egorov M.S., Kunakkuzin E.L.** Mafic dykes in the Rauer Islands and Vestfold Hills (East Antarctica): a chemical and Nd isotopic comparison // *Precambrian Res.*, 2019, v. 329, p. 273—293.
- Sheraton J.W., Black L.P., McCulloch M.T.** Regional geochemical and isotopic characteristic of high-grade metamorphics of the Prydz Bay area: the extent of Proterozoic reworking of Archaean continental crust in East Antarctica // *Precambrian Res.*, 1984, v. 26, p. 169—198.
- Sims J.P., Wilson C.J.L.** Strain localisation and texture development in a granulite-facies shear zone—the Rauer Group, east Antarctica / Ed. C.A. Ricci // *The Antarctic Region: Geological evolution and processes. Siena, Terra Antarctica Publication*, 1997, p. 131—138.
- Sims J.P., Dirks P.H.G.M., Carson C.J., Wilson C.J.L.** The structural evolution of the Rauer Group, East Antarctica: mafic dykes as passive markers in a composite Proterozoic terrain // *Antarct. Sci.*, 1994, v. 6, p. 379—394.
- Rubatto D.** Zircon: The metamorphic mineral // *Rev. Mineral. Geochem.*, 2017, v. 83, p. 261—295.
- Tingey R.J.** The regional geology of Archaean and Proterozoic rocks in Antarctica / Ed. R.J. Tingey // *The geology of Antarctica. Oxford, Oxford University Press*, 1991, p. 1—58.
- Tong L., Wilson C.J.L.** Tectonothermal evolution of the ultrahigh temperature metapelites in the Rauer Group, east Antarctica // *Precambrian Res.*, 2006, v. 149, p. 1—20.
- Vavra G., Gebauer D., Schmid R., Compston W.** Multiple zircon growth and recrystallization during polyphase Late Carboniferous to Triassic metamorphism in granulites of the Ivrea Zone (Southern Alps): An ion microprobe (SHRIMP) study // *Contrib. Mineral. Petrol.*, 1996, v. 122, p. 337—358.
- Vavra G., Schmid R., Gebauer D.** Internal morphology, habit and U–Th–Pb microanalysis of amphibolite-to-granulite facies zircons: geochronology of the Ivrea Zone (Southern Alps) // *Contrib. Mineral. Petrol.*, 1999, v. 134, p. 380—404.
- Wang Y., Liu D., Ren L., Williams I.S.** Geochemical characteristics and ion microprobe age of the mafic granulites from the Larsemann Hills, east Antarctica // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 2005, v. 69 (10), A292–A1292 (Supplements).
- Wang Y., Tong L., Liu D.** Zircon U–Pb ages from an ultra-high temperature metapelite, Rauer Group, east Antarctica: Implications for overprints by Grenvillian and Pan-African events // *A Keystone in a Changing World—Online Proceedings of the 10th ISAES. USGS Open File Report 2007-1047*, 2007.
- Wiedenbeck M., Alle P., Corfu F., Griffin W.L., Meier M., Oberli F., Von Quadt A., Roddik J.C., Spiegel W.** Three natural zircon standards for U–Th–Pb, Lu–Hf, trace element and REE analyses // *Geostand. Newslett.*, 1995, v. 19, p. 1—23.
- Wilson C.J.L., Quinn C., Tong L., Phillips D.** Early Palaeozoic intracratonic shears and post-tectonic cooling in the Rauer Group, Prydz Bay, East Antarctica constrained by $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ thermochronology // *Antarct. Sci.*, 2007, v. 19, p. 339—353.