

Н. И. ГУСЕВ, Л. Ю. СЕРГЕЕВА (ВСЕГЕИ), С. Г. СКУБЛОВ (ИГГД РАН, СПГУ),  
Н. Г. БЕРЕЖНАЯ, А. Н. ЛАРИОНОВ (ВСЕГЕИ)

## Состав и соотношения ранне- и позднеархейских гранулитов в бекелехской толще Анабарского щита (Сибирский кратон)

Бекелехская гранулитовая толща в разрезе по р. Бол. Куонамка содержит раннеархейские мафитовые кристаллосланцы и трондьемитовые плагиогнейсы ТТГ-серии (U-Pb возраст по циркону 3,41–3,30,  $T_{Nd}(DM)$  3,43–3,33 млрд лет) в очень малом количестве. Преобладают позднеархейские диорит- и кварц-диоритовые двупироксеновые плагиогнейсы (U-Pb возраст 3,16–2,96,  $T_{Nd}(DM)$  3,29–3,21 млрд лет), содержащие подчиненное количество мафитовых и ультрамафитовых пород с признаками расслоенных интрузий. Широко проявлена эндербитизация в виде формирования гранитоидов ТТГ-серии около 2,87,  $T_{Nd}(DM)$  3,13–3,09 и аляскитовых гранитогнейсов 2,62 млрд лет. По Lu-Hf системе в анатектическом цирконе с возрастом 3,05 млрд лет фиксируется время ранних этапов формирования коры  $T_{Hf}(DM)$  3,6–3,5 и  $T_{Hf}^c$  3,9–3,8 млрд лет. Циркон с возрастом 2,87 млрд лет характеризуется  $T_{Hf}(DM)$  3,22–3,15 и  $T_{Hf}^c$  3,43–3,33 млрд лет.

Ключевые слова: Анабарский щит, далдынская серия, бекелехская толща, ранний архей, поздний архей, гранулиты, эндербитизация, циркон, U-Pb возраст SHRIMP II, Sm-Nd, Lu-Hf изотопные системы.

N. I. GUSEV, L. Yu. SERGEEVA (VSEGEI), S. G. SKUBLOV (IGGD RAS, SPMU),  
N. G. BEREZHNYAYA, A. N. LARIONOV (VSEGEI)

## Composition and relationships of the Early and Late Archaean granulites in the Bekelekh Formation of Anabar Shield (Siberian Craton)

The Bekelekh Granulite Formation in the section along the river Bol. Kuonamka contains Early Archaean mafic crystalline schists and trondhjemite plagiogneisses of the TTG series (zircon U-Pb age of 3.41–3.30 Ga, whole rock  $T_{Nd}(DM)$  3.43–3.33 Ga) in very small quantities. The predominant are Late Archaean diorite – quartz-diorite two-pyroxene plagiogneisses (zircon U-Pb age of 3.16–2.96 Ga, whole rock  $T_{Nd}(DM)$  3.29–3.21 Ga) containing a subordinate amount of mafic and ultramafic rocks with a feature of stratified intrusions. Enderbitization is widespread as a formation of granitoids of the TTG series with an age of 2.87 Ga. Potassium alaskite granite gneisses have an age of 2.62 Ga. According to the Lu-Hf systematic in anatectic zircon with the age of 3.05 Ga, the early stages of formation of the Anabar shield crust constrains by the age of  $T_{Hf}(DM)$  3.6–3.5 Ga and  $T_{Hf}^c$  3.9–3.8 Ga. Zircon with an age of 2.87 Ga is characterized by  $T_{Hf}(DM)$  3.22–3.15 Ga and  $T_{Hf}^c$  3.43–3.33 Ga.

Keywords: Anabar shield, Daldyn Group, Bekelekh Formation, Early Archaean, Late Archaean, granulites, enderbitization, zircon, U-Pb age SHRIMP II, Sm-Nd, Lu-Hf systematics.

**Введение.** Неоднократно проявленный гранулитовый метаморфизм чрезвычайно затрудняет изучение ранних этапов формирования земной коры Анабарского щита. В отдельных случаях встречаются гранулиты с Nd-модельным возрастом протолита 3,65–3,67 млрд лет назад. U-Pb возраст наиболее древних цирконов 3,57 млрд лет, но в единичных зернах отмечаются значения  $3924 \pm 24$  млн лет [2]. Формирование основного объема исходных пород для гранулитов наиболее древней далдынской серии 3,1–3,0 млрд лет [2]. Широко распространенные на Анабарском щите гиперстеновые плагиогнейсы (эндербитоиды) – результат анатексиса ранее существовавшей континентальной коры с участием ювенильного компонента мантии в диапазоне 2,86–2,70 млрд лет [3]. Чрезвычайно важны для понимания особенностей петрогенезиса в пределах Сибирского кратона выявление раннеархейских образований, изучение их вещественного состава и реконструкция процессов эволюции этих древних пород. Раннеархейские образования

сохранились среди позднеархейских гранулитов Джелиндинской глыбы [2]. Однако, как показали исследования в восточном крыле Джелиндинского антиклинория, в гранулитах килегирской толщи раннеархейское вещество представлено только в виде единичных унаследованных цирконов с возрастом 3344–3402 млн лет, но Nd-модельный возраст протолита этих пород позднеархейский, 3,12 млрд лет. С целью выявления образований раннеархейского возраста изучены гранулиты бекелехской толщи, слагающие ядерную часть Джелиндинского антиклинория.

Джелиндинская и Далдынская гранулитовые глыбы – наиболее крупные на Анабарском щите, имеют линзовидную форму, выпуклую на запад, достигают в ширину 50–55 и до 280 км в длину. Они разделены Главным Анабарским разломом правосторонней кинематики. К Джелиндинской глыбе относится сохранившаяся восточная часть крупного Джелиндинского антиклинория, в котором более широко, чем в Далдынской глыбе,

распространены гранулиты далдынской серии. Здесь она представлена образованиями базит-гранулитовой, метабазит-плагиогнейсовой и плагиогнейсовой ассоциаций, которые расчленены на бекелехскую толщу в ядре антиклинория и килегирскую на крыльях. Считается, что безгранатовые разности основных кристаллосланцев далдынской серии – самые древние магматические образования района [1]. Бекелехская толща образует полосу шириной 19–30 км, вытянутую в северо-западном направлении в бассейнах среднего течения рек Бол. Куонамка, Осур, Кенгеде и верхнего течения р. Будурхай. Нижняя стратиграфическая граница толщи неизвестна, контакты с вышележащей килегирской толщей четко не устанавливаются и часто тектонические.

**Геологическое строение.** Бекелехская толща изучена в ядре Желиндинского антиклинория на протяжении 18 км по бортам р. Бол. Куонамка между устьями рек Сербиян и Хатырык (рис. 1) вкрест простирания изоклиально смятых пластов преобладающих двупироксеновых плагиогнейсов и подчиненных мафитовых кристаллосланцев, почти повсеместно мигматизированных. В лейкосоме мигматитов доминируют розовато-серые гиперстеновые эндрбитогнейсы и красно-розовые аляскитовые гранитогнейсы. Толща разбита крутопадающими разломами северо-западного простирания с праводвиговой кинематикой.

Наиболее древние образования (саамского возраста) обнажены в районе устья р. Сербиян по обоим бортам р. Бол. Куонамка. Это агматиты (рис. 2, 1), меланосома которых сложена двупироксеновыми кристаллосланцами, а лейкосома – гиперстеновыми плагиогнейсами (эндрбитами). Эндрбиты саамского возраста образуют самостоятельные тела размером в несколько метров, рассеянные маломощными дайками основного состава, превращенными в амфиболизированные двупироксеновые кристаллосланцы (рис. 2, 2).

Ксенолиты мафитовых и ультрамафитовых кристаллосланцев саамия (рис. 2, 3) встречаются также среди гнейсовидных эндрбитов *среднелопийского* возраста.

Эндрбиты саамия в восточном направлении сменяются более меланократовыми темно-серыми гиперстеновыми плагиогнейсами *раннелопийского* возраста. Их количество и отношения с саамскими эндрбитами неясны вследствие наложенного более позднего гранулитового метаморфизма и слабой обнаженности. Полоса раннелопийских плагиогнейсов шириной около 300–400 м далее к востоку сменяется наиболее широко распространенными в бекелехской толще полосчатыми розовато-серыми на поверхности двупироксеновыми плагиогнейсами *среднелопийского* возраста (рис. 2, 5). Часто плагиогнейсы содержат тела более лейкократовых и однородных гиперстеновых эндрбитогнейсов, ширина выходов которых несколько метров. Мезократовые двупироксеновые плагиогнейсы в ядерных частях синформных структур иногда сменяются мафитовыми двупироксеновыми кристаллосланцами (рис. 2, 6–8), доля которых не превышает 20% объема толщи.

Границы между мезократовыми и мафитовыми породами постепенные. В зоне перехода в мезократовых гранулитах наблюдаются будинированные включения мафитовых кристаллосланцев (*m* на

рис. 2, 5), которые иногда содержат обособления ультрамафитового состава (*um* на рис. 2, 6). Обогашенные плагиоклазом кристаллосланцы (правая часть рис. 2, 6) часто имеют более крупнокристаллическую структуру, иногда до крупнопорфировидной (рис. 2, 8).

Лейкосома мигматитов, преимущественно серого с кремовым или зеленоватым оттенком, представлена гиперстеновыми эндрбитогнейсами (рис. 2, 1–2, 4) и розовыми аляскистыми гранитогнейсами (*l* на рис. 2, 8).

**Петрографические особенности.** Меланосома *саамских агматитов* – двупироксен-плагиоклазовые кристаллосланцы. Содержание плагиоклаза ( $An_{37}$ ) в них порядка 50, ортопироксена 30, крупных выделений клинопироксена со структурной распада твердых растворов 10, вторичного биотита 7–8, кварца не более 2–3%. Местами породы амфиболизированы, особенно интенсивно в мафитовых ксенолитах в среднелопийских эндрбитогнейсах (рис. 2, 3). Роговая обманка 60, плагиоклаз ( $An_{42}$ ), орто- и клинопироксены в среднем по 10–12%. Лейкосома агматитов сложена обычно гиперстеновыми эндрбитогнейсами, в разной степени биотитизированными и калишпатизированными, примерно наполовину сложенными антипертитовым плагиоклазом ( $An_{22-25}$ ) 45–55%. Доля кварца 30–40, гиперстена 2–10, наложенных ортоклаза 0–15 и биотита до 2–3%.

**Раннелопийские тоналитовые плагиогнейсы** в отличие от саамских эндрбитогнейсов двупироксеновые, более темноокрашенные, с коричневатым оттенком, и меланократовые. Преобладает плагиоклаз ( $An_{25}$ ) 58–60, кварц 20–23, ортопироксен 12–15, клинопироксен, частично замещенный роговой обманкой, 5, биотит 5, магнетит 1–2%.

**Среднелопийские гранулиты** – двупироксеновые плагиогнейсы, эндрбитогнейсы и мафитовые кристаллосланцы с включениями ультрамафитового состава. *Двупироксеновые мезократовые плагиогнейсы* наиболее распространены. Породы полосчатые, с розовато-кремовой поверхностью (рис. 2, 5), содержат плагиоклаз ( $An_{38}$ ) 60–70, кварц 10–20, клино- и ортопироксены 15–20, обычно в равных соотношениях (но иногда преобладает гиперстен), буря роговая обманка 5, иногда биотит, магнетит 2–3, апатит до 1%.

Среди *основных кристаллосланцев* визуальное и в шлифах различаются две разности: одна темная, почти черная, с преобладанием орто- и клинопироксена над плагиоклазом ( $An_{50-70}$ ), вторая – темно-серая, в которой плагиоклаз ( $An_{48-50}$ ) доминирует над темноцветными минералами. В обеих разностях присутствуют безамфиболовые и амфиболизированные породы. «Темные» кристаллосланцы содержат орто- и клинопироксен примерно в равных количествах, причем клинопироксен часто замещает гиперстен. В амфиболизированных разностях, где содержание бурой роговой обманки достигает 15–20%, содержание гиперстена снижается до 7–10%. В «светлых» кристаллосланцах плагиоклаз ( $An_{48-50}$ ) в крупных неправильных по форме выделениях составляет до 65–70, ортопироксен 12–15, клинопироксен 10, магнетит 3 и апатит до 1%. В амфиболсодержащих разностях с бурой роговой обманкой до 20% содержание плагиоклаза ( $An_{45}$ ) снижается до 55% и возрастает количество магнетита до 8%.

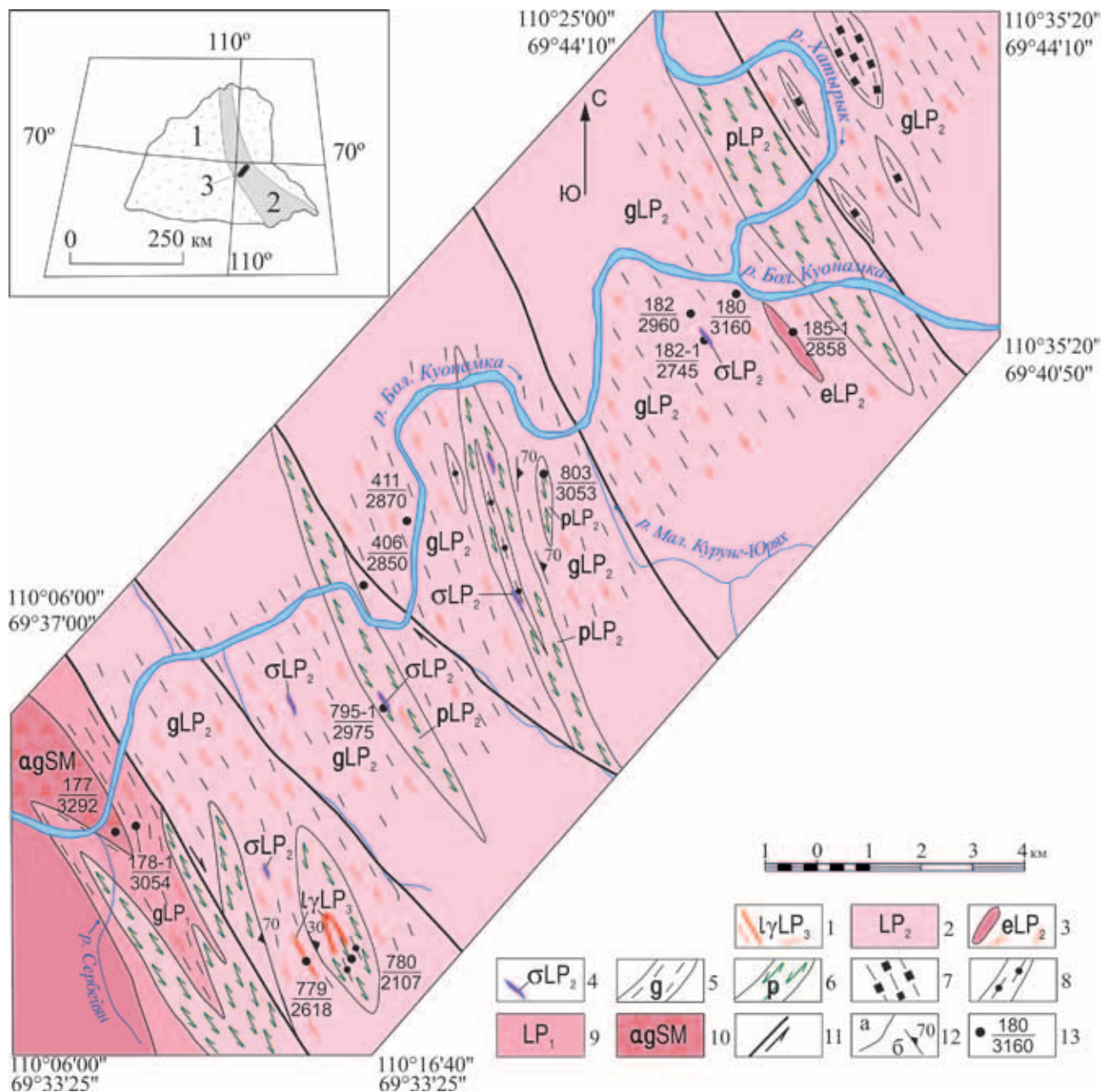


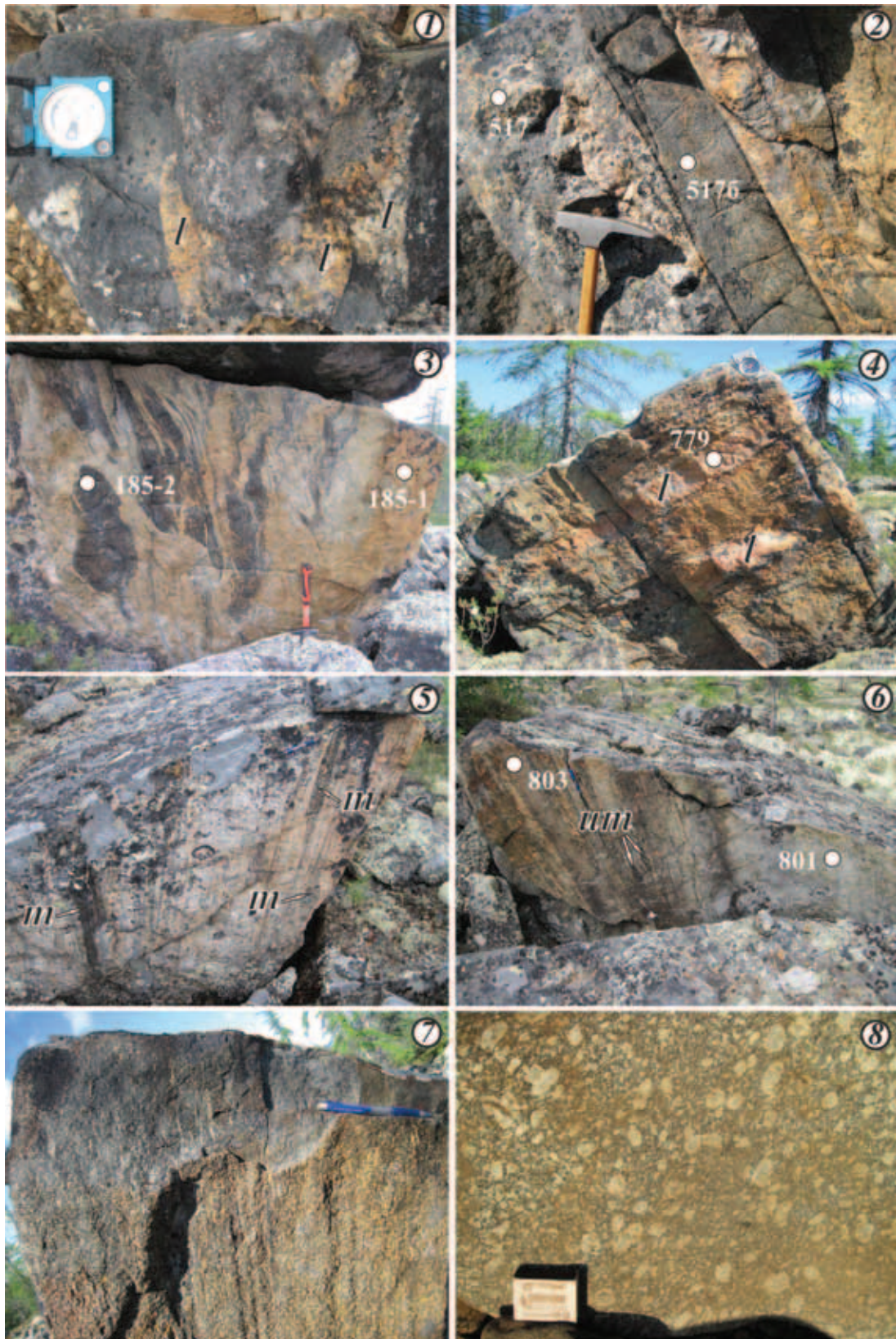
Рис. 1. Схема геологического строения центральной части Желиндинской глыбы

1 – позднелопийские аляскитовые граниты и мигматиты ( $hLP_3$ ); 2 – среднелопийские гранулиты, в том числе 3 – эндербитогнейсы и эндербититовые мигматиты ( $eLP_2$ ); 4 – ультрамафитовые кристаллосланцы ( $\sigma LP_2$ ); 5 – двупироксеновые плагиогнейсы диорит-кварцево-диоритового состава (g); 6 – мафитовые кристаллосланцы – пироболиты (p); 7 – кварциты; 8 – гранатсодержащие разности гнейсов и кристаллосланцев; 9 – раннелопийские двупироксеновые плагиогнейсы ( $gLP_1$ ); 10 – саамские агматиты (agSM); 11 – разрывные нарушения и направления перемещения блоков; 12 – границы геологических тел и элементы залегания метаморфической полосчатости; 13 – места отбора проб для изотопного датирования: в числителе номер пробы, в знаменателе возраст в млн лет. На врезке: 1 – Анабарский щит, 2 – Желиндинская глыба, 3 – изученный участок

С основными кристаллосланцами связаны ультрамафитовые породы, образующие согласные с полосчатостью линзовидные включения (um на рис. 2, б) шириной от первых сантиметров до метра и протяженностью от десяти сантиметров до первых метров. Они имеют переменный минеральный состав, но обычно присутствуют серпентинизированный оливин 10–60, ортопироксен 10–45, клинопироксен 0–50, магнетит 5–10, хромшпинелиды 2–3, вторичный карбонат 3–7%. В разностях, подобных гарцбургитам (422-1), отмечается полосчатая текстура, обусловленная чередованием

прослоев ортопироксена шириной 5–7 и серпентинизированного оливина 3–4 мм.

Эндербитогнейсы образуют неправильные по форме тела более лейкократового состава среди двупироксеновых плагиогнейсов, часто с постепенными границами. Они преимущественно гиперстеновые и сложены преобладающим антипертитовым плагиоклазом ( $An_{25-35}$ ) 60–65, кварцем 15–25, ортопироксеном 10–12, калишпатом 0–15, магнетитом 1–2%. Встречаются бескварцевые, сильно обогащенные плагиоклазом разности, в которых он составляет до 75% (пр. 406). В таких породах,



**Рис. 2. Гранулиты центральной части Джелиндинской глыбы (бекелехская толща)**

1 – агматиты саамского возраста (*I* – лейкосома эндербитового состава); 2 – гиперстеновые плагиогнейсы (эндербитогнейсы) саамского возраста (пр. 517), прорванные дайкой метабазитов (пр. 5176); 3 – эндербитогнейсы среднелопийского возраста (пр. 185-1) с ксенолитами мафитовых и ультрамафитовых кристаллосланцев саамского возраста (пр. 185-2); 4 – мигматизированные гиперстеновые эндербитогнейсы среднелопийского возраста с лейкосомой (*I*) аляскитовых гранитов позднелопийского возраста (пр. 779); 5 – полосчатые розовато-серые мезократовые двупироксеновые плагиогнейсы с будинами (*m*) черных мафитовых кристаллосланцев; 6 – мафитовые кристаллосланцы контрастно-полосчатые с черными обособлениями (*um*) ультрамафитового состава в левой части обнажения (пр. 803), постепенно переходящие в правой части обнажения в светло-серые плагиоклазовые кристаллосланцы (пр. 801); 7 – «темные» мафитовые кристаллоланцы (пр. 804); 8 – «светлые» двупироксеновые кристаллосланцы с крупными порфиробластами плагиоклаза (пр. 449-1)

кроме 6–7% ортопироксена, присутствуют клинопироксен до 2 и роговая обманка до 15%.

**Позднелопийские мигматиты** (рис. 2, 4) отличаются от более ранних пород наличием красноватой лейкосомы, сложенной *алюкситовыми гранитогнейсами* (пр. 779), которые состоят из плагиоклаза ( $Al_{18}$ ) 35–37, кварца 30–32, ортоклаза и микроклин-перита 28–30, реликтов гиперстена 1–2 %, почти полностью замещенных биотитом, и единичных зерен магнетита.

**Геохимические особенности и Sm-Nd изотопная система. Саамские агматиты. Мафитовые кристаллосланцы** (меланосома) являются магнезиальными породами ( $mg\#^1$  60–69) с повышенным содержанием Sr 301–1510, Ni 206–333 г/т, что дает основание предполагать в качестве протолита магматические породы основного состава. При нормализации содержаний микроэлементов на состав примитивной мантии (рис. 3, а) отмечаются положительные аномалии Ba, Pb, Sr, отрицательные Th, U, P, Zr и Ti. Содержание редкоземельных элементов повышенное ( $\Sigma P3Э$  79,18–93,59 г/т) при умеренной фракционированности  $(La/Yb)_N$  3,9–5,3 и отсутствии или небольшом Eu-минимуме  $Eu/Eu^{*2}$  0,74–1,02.

**Гиперстеновые эндербитогнейсы** (лейкосома) по химическому составу соответствуют магнезиальным известковистым пералюминиевым гранитоидам, нормативный состав которых идентичен трондьемитам и лейкоаналитам ( $SiO_2$  70–75,8 %,  $K_2O/Na_2O$  0,2–0,6, ASI 1,05–1,08). На спайдерграммах (рис. 3, а, б) выражены положительные Ba, Pb, Sr, La и отрицательные аномалии Nb, Ta, Ti, P. Распределение P3Э ( $\Sigma P3Э$  47–120 г/т) сильно фракционированное с вогнутой формой для тяжелой группы и резко выраженной положительной аномалией Eu ( $Eu/Eu^*$  1,91–2,52). По экспериментальным данным плавления основных гранулитов, положительная аномалия Eu свидетельствует о давлении не менее 10 кбар [14]. Низкое содержание (г/т) Yb 0,12–0,29 и Y 1,62–3,3 при высоком содержании Sr 387–637 свидетельствует о существенной доле граната и отсутствии плагиоклаза в рестите. Высокие значения отношений  $(La/Yb)_N$  29–214 и Sr/Y 193–239 сближают их с гранитоидами ТТГ (тоналит-трондьемит-гранодиоритовой) серии. Сильная деплетированность Ta ( $< 0,1$  г/т) при содержании Nb 1,11–2,18 г/т соответствует отношению Nb/Ta 22–44, что свойственно мигматитовым ТТГ, формирующимся при частичном плавлении в условиях гранулитовой фации [11]. Меланосома и лейкосома агматитов имеют сходные параметры Sm-Nd изотопной системы (табл. 1). Характерны положительные  $\epsilon_{Nd}(T)$  величины (меланосома +2,3, лейкосома +2,3 и +1,8) и близкий модельный возраст протолита  $T_{Nd}(DM)$  для меланосомы 3,43 и для лейкосомы 3,33–3,36 млрд лет. Это указывает на участие мантийного источника при формировании первичных пород и на вероятный раннеархейский возраст протолитов мафитовых кристаллосланцев и эндербитогнейсов.

**Раннелопийские двупироксеновые плагиогнейсы**, по химическому составу соответствующие

магнезиальным и известковистым тоналитам, существенно отличаются от саамских эндербитогнейсов. Они метаглиноземистые (ASI 0,94), богаче  $K_2O$  1,01 % ( $K_2O/Na_2O$  0,24), Cs 21,4, Rb 214, Y 24,8 и Yb 2,77 г/т. Содержания Cr 25,5 и Ni 8,88 г/т низкие. На спайдерграммах выражены положительные пики Th, U, Ta, Pb и отрицательные аномалии Ti, Ba, Nb, Sr, Eu. Содержание P3Э также ниже ( $\Sigma P3Э$  72,69 г/т) с хорошо проявленным Eu-минимумом ( $Eu/Eu^*$  0,46). Низкое содержание Sr 45,9 г/т и отношения Sr/Y 1,85,  $(La/Yb)_N$  3,0 и Nb/Ta 6,0 свидетельствуют о присутствии в рестите плагиоклаза и амфибола и отсутствии граната, что указывает на относительно небольшую глубину плавления, возможно, в условиях амфиболитовой фации. Sm-Nd анализ выявил положительную величину  $\epsilon_{Nd}(T) = +2,2$  и более молодой, чем в саамских гранулитах, модельный возраст протолита  $T_{Nd}(DM)$  3,22 млрд лет (табл. 1).

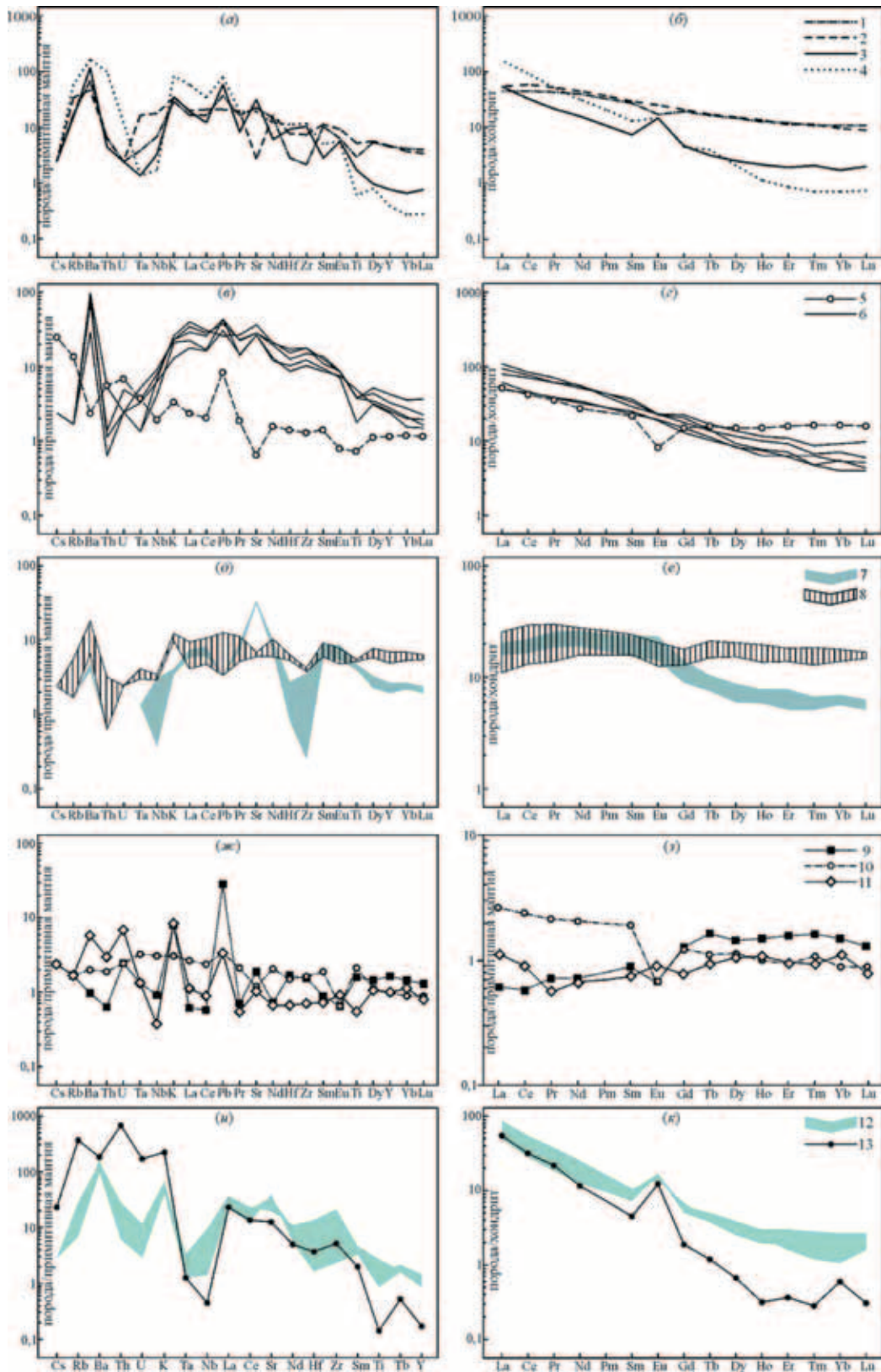
**Среднелопийские гранулиты.** Наиболее распространены *мезократовые двупироксеновые плагиогнейсы* ( $SiO_2$  57–61,8 %), известковистые, магнезиальные ( $mg\#$  41–55) и метаглиноземистые (ASI 0,82–0,98). Они обогащены Sr 527–724; Y 10,2–18,2; Zr 107–188; Nb 2,81–6,04; Ta от  $< 0,1$  до 0,19; Nb/Ta 32–40 и легкими P3Э ( $\Sigma P3Э$  70,8–126 г/т). Отсутствуют или слабо проявлены аномалии Eu ( $Eu/Eu^*$  0,79–1,06), отношения  $(La/Yb)_N$  8–18,3 и Sr/Y 31–61. Это указывает на образование исходных расплавов при давлении 7–10 кбар, в рестите возможно небольшое количество плагиоклаза и граната [14]. Sm-Nd система имеет близкие к нулевым величины  $\epsilon_{Nd}(T)$  от  $-0,8$  до  $+0,7$ , модельный возраст протолита  $T_{Nd}(DM)$  3,21–3,29 млрд лет (табл. 1).

**Мафитовые двупироксеновые кристаллосланцы**, петрохимически эквивалентные толеитовым базальтам, низкоглиноземистые, величины  $mg\#$  49–57 в гранатосодержащих разностях снижается до 40. В «темных» кристаллосланцах повышенные содержания Cr 133–275 и Ni 83–204 г/т. При нормализации на состав примитивной мантии (рис. 3, д, е) проявлены положительные аномалии K, Ba и разнонаправленные Pb, причем отрицательная аномалия Pb в безамфиболовых породах меняется на положительную в амфиболитованных разностях. Кристаллосланцы обогащены V, Cr, Co, Ni, Cu, Ta, Y, Sc, обеднены P, Ti, Sr, Zr. Отсутствуют отрицательные аномалии Ta и Nb, характерные для субдукционных базальтов. Отрицательная аномалия Sr указывает на фракционирование плагиоклаза из родоначального базальтового расплава. Изотопная Sm-Nd система нарушена, отношение  $^{147}Sm/^{144}Nd$  0,1634–0,2052 превышает хондритовое значение. Величина  $\epsilon_{Nd}(T)$  от  $-1,5$  до  $+3,9$  указывает на мантийный источник первичных пород.

«Светлые» *плагиокристаллосланцы* ( $mg\# \sim 50$ ) известковистые, несмотря на высокое содержание  $Al_2O_3$  18,3–18,8 %, метаглиноземистые ASI 0,77–0,81, обеднены Cr 57–169 и Ni 17,1–42,2 г/т. Они характеризуются (рис. 3, д, е) положительными аномалиями Ba, Sr, P, отрицательными – Th, Pb, Nb, Ta, Zr и резкой деплетированностью тяжелыми P3Э, хотя суммарное содержание P3Э примерно такое же, как в «темных» кристаллосланцах ( $\Sigma P3Э$  33,63–46,63 г/т). Хорошо выражена положительная аномалия Eu ( $Eu/Eu^*$  1,21–1,28), распределение P3Э слабофракционированное ( $(La/Yb)_N$  2,63–2,77). Положительная аномалия Sr указывает на

<sup>1</sup>  $mg\# = Mg/(Mg + Fe)$  в молекулярных количествах.

<sup>2</sup>  $Eu/Eu^* = Eu_N / [Sm_N \times Gd_N]^{1/2}$ ,  $Ce/Ce^* = Ce_N / [La_N \times Pr_N]^{1/2}$ , где  $Eu_N$ ,  $Sm_N$ ,  $Gd_N \dots (Lu/Gd)_N$  – содержания и отношение содержаний элементов, нормализованные к хондриту.



**Рис. 3. Мультиэлементные диаграммы для гранулитов**

**а, б** – кристаллосланцы и эндрбитогнейсы саамского возраста: **1** – двупироксеновые кристаллосланцы меланосомы агматов (пр. 516); **2** – мафитовые ксенолиты в среднелопийских эндрбитогнейсах (пр. 185-2); гиперстенные эндрбитогнейсы: **3** – тоналитовые (пр. 517); **4** – трондьемитовые (пр. 177); **в, г** – двупироксеновые плагиогнейсы: **5** – тоналитовые раннелопийского возраста (пр. 178-1); **6** – диоритовые среднелопийского возраста (пробы 180-3, 182, 186-1, 411, 808); **д, е** – кристаллосланцы: **7** – мафитовые двупироксеновые (пробы 803, 804); **8** – плагиокристаллосланцы (пробы 801, 806); **ж, з** – ультрамафитовые кристаллосланцы: **9** – верлитовые (пр. 182-1), **10** – гарцбургитовые (пр. 422-1), **11** – лерцолитовые (пр. 795); **и, к** – лейкосома мигматов: **12** – среднелопийские гиперстенные эндрбитогнейсы (пробы 185-1, 406, 518), **13** – позднелопийские аляскистые гранитогнейсы (пр. 779). Нормализация содержаний проведена на состав примитивной мантии и хондрита по [15]

## Изотопная система Sm и Nd в метаморфических породах бекелехской толщи

Номер п.п.	Номер пробы	T, млн лет	Sm, г/т	Nd, г/т	<sup>147</sup> Sm/ <sup>144</sup> Nd	<sup>143</sup> Nd/ <sup>144</sup> Nd	ε <sub>Nd</sub> (T)	T <sub>Nd</sub> (DM), млрд лет	T <sub>Nd</sub> (DM-2st), млрд лет
<b>Саамские агматиты (&gt; 3200 млн лет)</b>									
1	185-2	3400	4,853	21,70	0,1351	0,511372	+2,3	3,43	3,42
2	177	3300	1,883	14,89	0,0764	0,510103	+1,8	3,36	3,39
3	517	3300	1,281	7,935	0,0976	0,510594	+2,3	3,33	3,34
<b>Раннелопийские двупироксеновые плагиогнейсы (3200–3000 млн лет)</b>									
4	178-1	3160	3,155	19,87	0,0960	0,510648	+2,2	3,22	3,24
<b>Среднелопийские гранулиты (3000–2800 млн лет)</b>									
<b>Мезократовые двупироксеновые плагиогнейсы</b>									
5	180-3	2960	4,680	25,18	0,1123	0,510950	–0,8	3,29	3,31
6	182	2960	5,03	25,20	0,1206	0,511171	+0,4	3,22	3,22
7	411	2960	3,456	16,930	0,1234	0,511239	+0,7	3,21	3,20
<b>Мафитовые («темные») двупироксеновые кристаллосланцы</b>									
8	517a	2960	3,383	10,360	0,1974	0,512681	+0,6		
9	517b	2960	2,554	7,999	0,1930	0,512674	+2,1		
10	780	2960	7,17	23,24	0,1865	0,512635	+3,9		
11	795-1	2960	1,82	6,73	0,1634	0,512033	+0,9		
12	803	2960	3,697	12,93	0,1728	0,512093	–1,5		
13	804	2960	2,343	6,904	0,2052	0,512861	+1,1		
<b>Плагиоклазовые («светлые») двупироксеновые кристаллосланцы</b>									
14	801	2960	2,186	8,87	0,1490	0,512038	+6,5		
15	806	2960	3,425	14,02	0,1477	0,511988	+6,0		
<b>Ультрамафитовые кристаллосланцы</b>									
16	182-1	2960	0,53	1,10	0,2820	0,514410	+2,1		
17	422-1	2960	0,738	2,91	0,1534	0,512171	+7,5		
<b>Гиперстеновые эндербитогнейсы</b>									
18	185-1	2860	1,80	12,10	0,0895	0,510581	–0,6	3,13	3,22
19	406	2860	1,140	6,432	0,1071	0,510948	+0,03	3,13	3,17
20	518	2860	1,682	10,980	0,0926	0,510682	+0,2	3,09	3,16

Анализы выполнены в ЦИИ ФГБУ «ВСЕГЕИ», аналитик Е. С. Богомолов. Названия пород соответствуют указанным в подписи к рис. 3 с теми же номерами.

обогащение расплава плагиоклазом. Учитывая пространственную близость «темных» и «светлых» кристаллосланцев, можно предполагать, что они формировались по расслоенным интрузивным породам основного состава. Изотопная Sm-Nd система характеризуется высокой величиной отношения <sup>147</sup>Sm/<sup>144</sup>Nd 0,1477–0,1490 и положительными величинами ε<sub>Nd</sub>(T) +6,5 и +6,0, указывающими на мантийное происхождение первичной магмы.

*Ультрамафитовые кристаллосланцы* отличаются высокими магниезальностью (mg# 83–84) и содержаниями Cr 1870–2970, Ni 1360–2050, Co 98–114 г/т. Ортопироксен-оливиновые разности, подобные гарцбургитам, наиболее близки по составу к примитивной мантии (рис. 3, ж, з), отмечаются слабые положительные аномалии Pb и Ti и отрицательная Eu (Eu/Eu\* 0,43). Они более обогащены P3Э (ΣP3Э 12,3 г/т), особенно легкой группой, с заметной фракционированным распределением (La/Yb)<sub>N</sub> 2,96. Породы, подобные лерцолитам, наиболее деплетированы P3Э (ΣP3Э 6,05)

и отличаются положительными аномалиями Ba, U, Pb, Sr, Eu (Eu/Eu\* 1,21), отсутствием фракционирования P3Э ((La/Yb)<sub>N</sub> 1,0) и отрицательными аномалиями Nb и Ti. Ультрамафиты, подобные верлитам, характеризуются положительными аномалиями Cs, U, Sr, Zr, Pb, бедны P3Э (ΣP3Э 6,51 г/т) и деплетированы легкими P3Э ((La/Yb)<sub>N</sub> 0,42) с отчетливым Eu-минимумом (Eu/Eu\* 0,60). Eu-минимумы в гарцбургито- и верлитоподобных ультрамафитах указывают на фракционирование плагиоклаза в процессе эволюции расплава, что характерно для расслоенных мафит-ультрамафитовых интрузий. В Sm-Nd изотопной системе ультрамафитов отмечаются <sup>147</sup>Sm/<sup>144</sup>Nd 0,1534–0,2820, значительно превышающие хондритовые, и положительные величины ε<sub>Nd</sub>(T) (метатарцбургиты +6,9; метаверлиты +3,2), характерные для пород мантийного происхождения.

*Гиперстеновые эндербитогнейсы* по составу соответствуют магниезальным тоналитам (mg# 45–62), метаглиноземистым (ASI 0,94–1,01),

известковистым и известково-щелочным. В отличие от вмещающих двупироксеновых гнейсов они более обогащены щелочами ( $K_2O$  0,89–1,5%,  $K_2O/Na_2O$  0,16–0,29) с низкими содержаниями (г/т) Yb 0,18–0,45, Y 2,92–4,92, Nb 0,78–5,36, Ta < 0,1–0,13, Nb/Ta 15,6–41,2. При нормализации на состав примитивной мантии выявляются положительные аномалии K, Ba, Pb, Eu и отрицательные – Th, Nb, P (рис. 3, и, к). Эндербитогнейсы отличаются низким содержанием РЗЭ ( $\Sigma$ РЗЭ 41–75 г/т) с сильно фракционированным распределением ( $(La/Yb)_N$  29–46 и положительной аномалией Eu ( $Eu/Eu^*$  1,60–2,62), высоким содержанием Sr 350–700 г/т и отношением Sr/Y 119–220. По геохимическим особенностям они соответствуют архейской ТТГ-серии. Отмечаются хорошая сохранность Sm–Nd изотопной системы ( $^{147}Sm/^{144}Nd$  0,090–0,107) и близкие к нулевым величины  $\epsilon_{Nd}(T)$  от –0,6 до +0,2. Nd-модельный возраст протолита  $T_{Nd}(DM)$  3,09–3,13 млрд лет заметно меньше, чем во вмещающих двупироксеновых плагиогнейсах.

**Позднеолойские алякитовые гранитогнейсы** (лейкосома мигматитов), магнезиальные известково-щелочные плюмазитовые (ASI 1,07–1,14), обогащены  $K_2O$  4,74–4,92% ( $K_2O/Na_2O$  1,38–1,49). На спайдерграммах (рис. 3, и, к) резко выражены положительные аномалии Rb, Th, Pb, Sr, Eu. Содержание Nb, Ta (ниже предела чувствительности) и P почти как в примитивной мантии, а Ti, Y

и тяжелых РЗЭ почти на порядок ниже. Содержание РЗЭ невысокое ( $\Sigma$ РЗЭ 75–42 г/т), но сильно фракционированное  $(La/Yb)_N$  77–86 за счет низкого содержания Yb 0,12–0,15 г/т. По температуре насыщения расплава цирконием кристаллизация гранитов происходила при 690 °С.

**U–Pb возраст и геохимия цирконов.** В популяции циркона из *саамских агматитов* U–Pb методом [6] выявлены две возрастные генерации. Первая – с возрастом  $3347 \pm 21$  млн лет кристаллизовалась в процессе ультраметаморфной переработки мафитов – эндербитизации двупироксенового мафитового гранулитов. Исходные мафиты не содержали акцессорного (первичного) циркона. Возраст второй генерации гранулитового циркона, кристаллизовавшегося в процессе синдеформационного кристаллолиза, 2,2 млрд лет [6].

Катодолуминесцентные (КЛ) микрофотографии цирконов из эндербитогнейсов демонстрируют полигенные структуры: темные центральные части зерен иногда содержат реликты тонкой ритмичной зональности, светлые (яркие) каемочки имеют грубую со следами секториальной зональности (рис. 4). В проходящем свете выявлено более сложное строение. Во всех проанализированных кристаллах присутствуют небольшие ядра овальной формы, слабозональные, широкие зональные оболочки и тонкие каймы. Поверхность ядер резорбирована и покрыта многочисленными флюидными

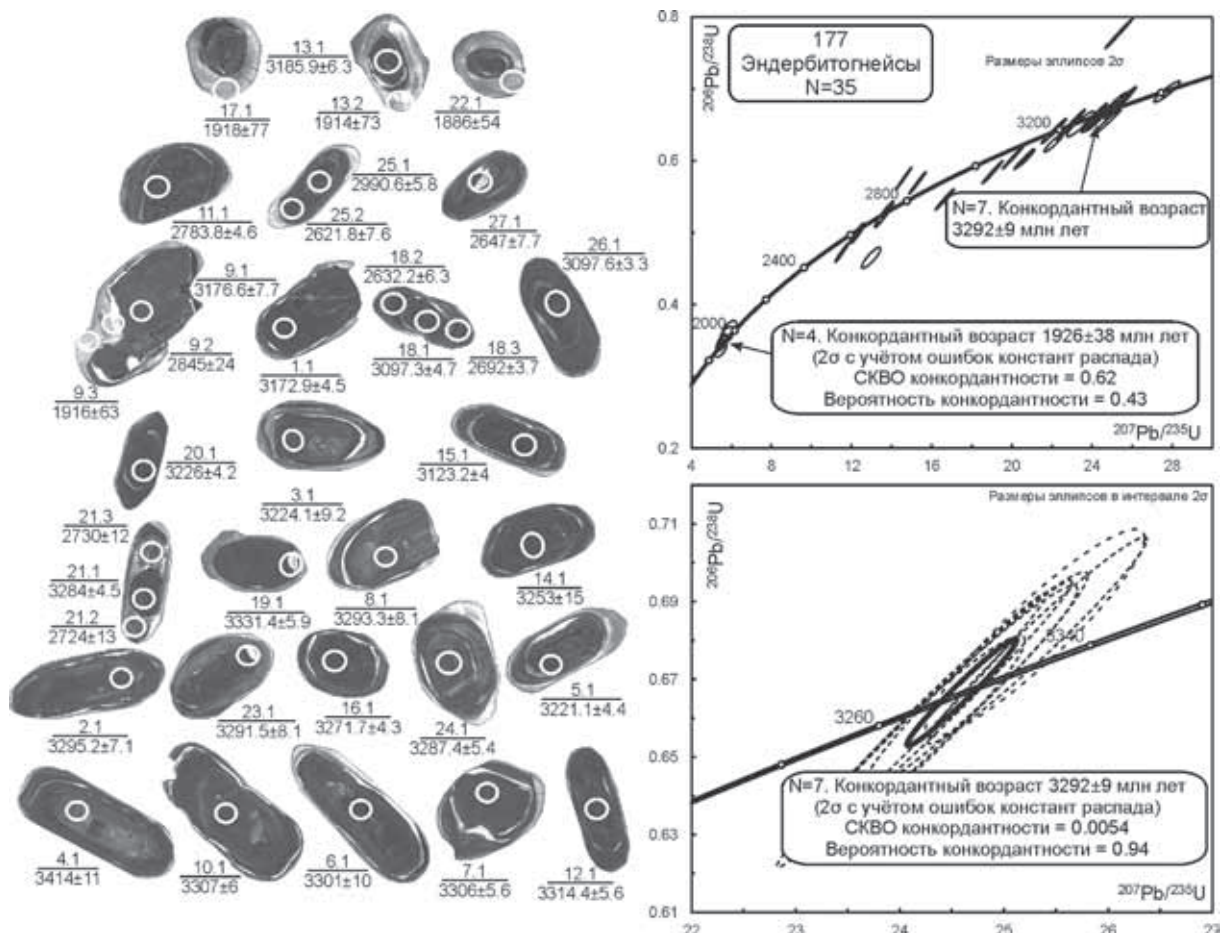


Рис. 4. КЛ изображения и возраст циркона из саамских гиперстеновых эндербитогнейсов (пр. 177)

Здесь и далее белыми окружностями на изображениях циркона показаны участки датирования, в числителе – номер точки, в знаменателе – возраст по отношению  $^{207}Pb/^{206}Pb$  в млн лет. Диаметр окружности 25–30 мкм. N – количество анализов, СКВО – среднеквадратичное отклонение



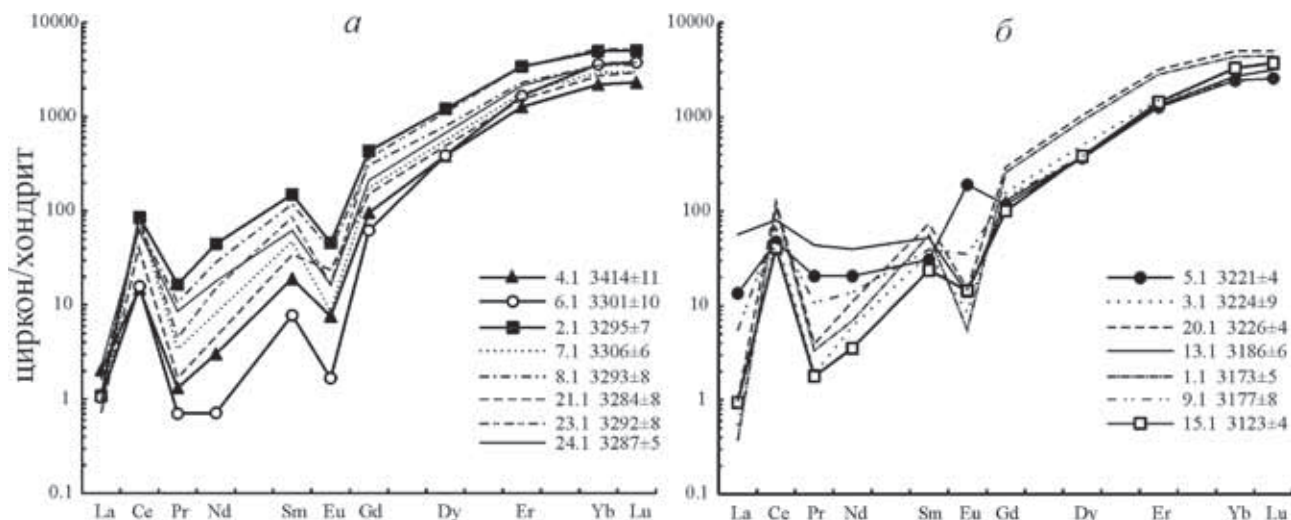


Рис. 5. Диаграммы РЗЭ в цирконе из эндербитогнейсов пр. 177

*a* – графики распределения РЗЭ в цирконе с возрастaми 3414–3284 млн лет; *б* – тоже для цирконов с возрастaми 3226–3123 млн лет. Номера анализов соответствуют показанным на рис. 4, справа от номера указан возраст в млн лет по отношению  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ . Нормализация содержаний по [15]

включениями. В составе включений в магматических ядрах, охарактеризованных в [6], установлен карбонат кальция, который кристаллизовался в процессе эндербитизации мафита, деанортизации плагиоклаза в процессе селективного плавления мафита и освобождения кальция, захваченного растущим кристаллом циркона в виде карбоната. По данным Е. В. Толмачевой (ИГГД РАН), в ядрах наблюдаются нераскристаллизованные расплавные включения (стекла), что может указывать на их вулканическое происхождение. Ядро 4.1 содержит раскристаллизованное расплавное включение и находится внутри вулканического ядра. Почти все ядра по трещинам имеют флюидные включения. В оболочках внутренняя фаза однородная, без включений, внешняя – зональная с включениями  $\text{CO}_2$  и раскристаллизованными расплавными включениями. Тонкая кайма (17.1) содержит только флюидные включения.

Следует отметить, что в гранулитах циркон с нечеткой «размытой» осцилляторной зональностью формируется при субсолидусной твердофазной перекристаллизации более древних зерен в процессе высокотемпературного метаморфизма. КЛ «темный» циркон образуется при кристаллизации из анатектического расплава [16]. Обычно все древние цирконы различного генезиса, магматические, метасоматические, ультраметагенные, содержат уран больше 500–600 г/т, в КЛ – черные.

Наиболее древний возраст  $3414 \pm 11$  млн лет получен в ядре зерна (ан. 4.1) со следами тонкой ритмичной зональности ( $\text{Th}/\text{U}$  0,37). Характерно умеренное содержание  $\text{Y}$  1198, низкое  $\text{Hf}$  7252 и  $\Sigma\text{PЗЭ}$  743 г/т. Графики распределения РЗЭ (рис. 5, *a*) близки к магматическому типу [12]. Повышенная величина  $(\text{Lu}/\text{Gd})_{\text{N}}$  24,4 указывает, что гранат не играл существенной роли в реститовом парагенезисе и давление было умеренным [4, 14]. Низкая величина  $(\text{Yb}/\text{Gd})_{\text{N}}$  23 характерна для неизмененного магматического циркона [10], при этом низкое значение  $(\text{Sm}/\text{La})_{\text{N}}$  9,37 может указывать на то, что циркон подвергся воздействию водного флюида [8]. Значение  $3414 \pm 11$  млн лет рассматривается как возраст магматического прото-

лита или источника протолита эндербитогнейсов, соответствующего трондьемитам ТТГ-серии.

Для наиболее многочисленного возрастного кластера из 12 определений в диапазоне от  $3307 \pm 6$  до  $3293 \pm 8$  млн лет в темных однородных ядрах, иногда с грубой зональностью, по семи измерениям получен конкордантный возраст  $3292 \pm 9$  млн лет. Величины  $(\text{Yb}/\text{Gd})_{\text{N}}$  11,5–17,9 и  $(\text{Sm}/\text{La})_{\text{N}}$  27–138 соответствуют параметрам неизмененного магматического циркона [8, 10]. Анализ 6.1 из этого кластера (возраст  $3301 \pm 10$  млн лет) дал низкое значение  $\text{Th}/\text{U}$  0,08, характерное для метаморфического циркона [19]. По содержанию  $\text{Ce}$ ,  $\text{La}$ ,  $\text{Pr}$  ядро 6.1 схоже с ядром 4.1, но отличается повышенными  $\text{U}$ ,  $\text{P}$ ,  $\text{Li}$ ,  $\text{Y}$ ,  $\text{Hf}$ . Судя по величине  $(\text{Lu}/\text{Gd})_{\text{N}}$  60, гранат не участвовал в парагенезисе. Характерно высокое содержание  $\text{Y}$  1527 и  $\text{Hf}$  11637 г/т. Отмечаются высокие значения  $(\text{Yb}/\text{Gd})_{\text{N}}$  58,3 и низкое  $(\text{Sm}/\text{La})_{\text{N}}$  7,46, как и у гидротермально измененного пористого циркона, обогащенного микровключениями [8]. У остальных зерен в этом кластере в целом выше содержание  $\text{Y}$  1433–3176, но ниже  $\text{Hf}$  7615–9078 г/т. Конкордантные ядра с вулканическими включениями обогащены  $\text{Ce}$  27–77,  $\text{P}$  234–828,  $\text{Gd}$  30–86,  $\text{Li}$  0,89–6,9,  $\text{Th}$  139–906 г/т. Обогащение  $\text{Ce}$ ,  $\text{P}$ ,  $\text{Y}$ ,  $\text{Th}$ , возможно, связано с распадом монацита в источнике расплава.

В раннеархейском цирконе температура кристаллизации по титановому геотермометру  $(T_{\text{Ti}}^{\text{Zir}})^1$  [18] относительно низкая в зерне с возрастом 3414 млн лет  $716^\circ\text{C}$ , наиболее высокая в метаморфическом цирконе (ан. 6.1,  $3301 \pm 10$  млн лет) –  $861^\circ\text{C}$ , в остальных случаях  $758$ – $810^\circ\text{C}$ . Отмечаются относительно низкие величины  $(\text{Lu}/\text{Gd})_{\text{N}}$  11,7–19,6, указывающие на присутствие граната в рестите и, как следствие, на высокое давление при плавлении. В связи с отсутствием в этом кластере циркона с тонкой ритмичной зональностью значение возраста  $3292 \pm 9$  млн лет интерпретируется как время перекристаллизации циркона при

<sup>1</sup> Температура кристаллизации циркона рассчитывалась по формуле  $T_{\text{Ti}}^{\text{Zir}} = -5080 / (\text{Log}10(\text{Ti}^{-6}) - 273)$ , где  $\text{Ti}$  – содержание титана в цирконе [18].

анатексисе в условиях гранулитового метаморфизма. Судя по наличию вулканических включений в ядрах с возрастом  $3292 \pm 9$  млн лет, в магматическом источнике могли присутствовать вулканические породы, в этом случае зерна 4.1 и 6.1 следует считать ксеногенными.

Большинство более молодых значений возраста рассредоточены вдоль линии конкордии, от  $3253 \pm 15$  до  $2622 \pm 8$  млн лет. В кластере  $3226 \pm 4 \pm 3123 \pm 4$  изучена геохимия семи зерен циркона (рис. 5, б), среди них четыре зерна соответствуют неизменным магматическим цирконам, а в трех случаях отмечаются высокое значение Ca 124–696 г/т и низкое (Sm/La)<sub>N</sub> 0,92–7,16, что связано с перекристаллизацией циркона в присутствии водного флюида, при этом отношение (Yb/Gd)<sub>N</sub> 17,5–20,8, как и у нормального магматического

циркона [10]. В цирконах 1.1, 9.1, 13.1, 15.1 повышенное содержание U, Ce, La, Pr, что характерно для гидротермально переработанных цирконов. Отмечаются уменьшение аномалий Ce (Ce/Ce\* 1,62–2,86) и появление положительной аномалии в точке 5.1 (Eu/Eu\* 3,18). Уменьшение аномалии Ce связано с высоким восстановительным потенциалом среды кристаллизации циркона, а вероятное замещение плагиоклаза пироксеном привело к переизбытку Eu в расплаве/флюиде, из которого кристаллизовался циркон [16]. Преобладает температура кристаллизации циркона 756–887 °С, но в точке 15.1 (возраст  $3123 \pm 4$  млн лет) она достигает 1056 °С, что может указывать на ультравысокотемпературный метаморфизм, связанный с подслаиванием (андерплейтингом) континентальной коры горячей мантийной магмой, позволя-

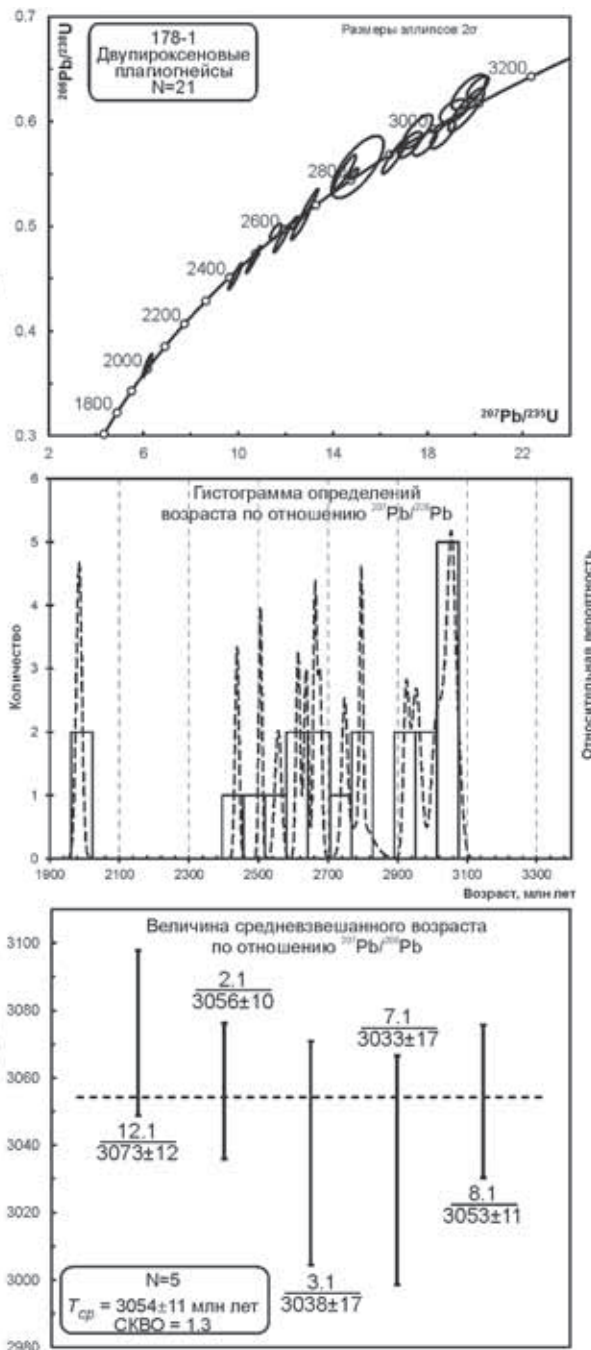


Рис. 6. КЛ изображения и возраст циркона из двупироксеновых тоналитовых плагиогнейсов (пр. 178-1)

ющей метаморфическим температурам достигать магматического диапазона [17].

Циркон в точке 9.2 (яркий участок между краевой и центральной частью, проанализирована смесь ядра и оболочки) имеют низкие содержания U 65, Th 30 г/т и отношение Th/U 0,47. Возраст  $2845 \pm 24$  млн лет отражает смешанный возраст ядра и оболочки. Значения возраста 2724–2632 млн лет, полученные по анатектическим оболочкам 18.2, 25.2, 27.1, характеризуются низкими отношениями Th/U 0,01–0,19, что также указывает на метаморфический генезис этого циркона [19]. Светлые и яркие в КЛ каймы, по данным четырех измерений (точки 9.3, 22.1, 13.2, 17.1), показали низкие содержания U 31–50, Th 75–110 г/т и Th/U 1,56–2,79. Для них получен конкордантный возраст  $1926 \pm 38$  млн лет – время раннепротерозойского гранулитового метаморфизма.

**Раннелопийские двупироксеновые плагиогнейсы тоналитовые.** Преобладающие в пр. 178-1 зерна циркона в центральных частях (ядрах) темные до черных с грубой концентрической и/или секториальной зональностью и светлыми тонкими каемками. Наиболее древний кластер возрастов 3056–2950 млн лет (нижняя часть рис. 6), полученный для ядерных участков с нарушенной грубой и концентрической зональностью, характеризуются примерно равным содержанием U 86, Th

87 г/т и отношением Th/U 1,03. Средневзвешенный возраст по пяти измерениям  $3054 \pm 11$  млн лет принимается как возраст кристаллизации анатектического циркона в гиперстеновых плагиогнейсах с Nd-модельным возрастом протолита  $T_{Nd}(DM)$  3,22 млрд лет. Значения возраста от 2800 до 2438 млн лет, полученные по КЛ черным ядерным частям зерен, рассредоточены вдоль линии конкордии и характеризуются низкими «метаморфическими» величинами Th/U 0,02–0,27. КЛ яркий циркон в ядерной части зерна с точкой 14.1 имеет возраст  $2793 \pm 33$  при низких содержаниях U 17, Th 0,32 г/т и отношении Th/U 0,02, что указывает на позднеархейский метаморфизм.

Еще по двум КЛ темным ядрам получен возраст от  $1983 \pm 9$  до  $1984 \pm 7$  млн лет. Содержание в них U 515 и 807, Th 63 и 90 г/т, Th/U 0,11 и 0,13. Вероятно, эти ядра представляют собой циркон, связанный с протерозойским анатексисом и мигматизацией пород. Самые внешние оболочки светло-серого циркона аналогичны наблюдавшимся в пр. 177 с возрастом  $1926 \pm 38$  млн лет.

**Среднелопийские гранулиты.** Наиболее распространенные в бекелехской толще мезократовые двупироксеновые плагиогнейсы датированы в пробах 182 и 411 (рис. 7).

**Мезократовые плагиогнейсы** из пр. 182 (рис. 7, а, б) содержат крупный призматический циркон

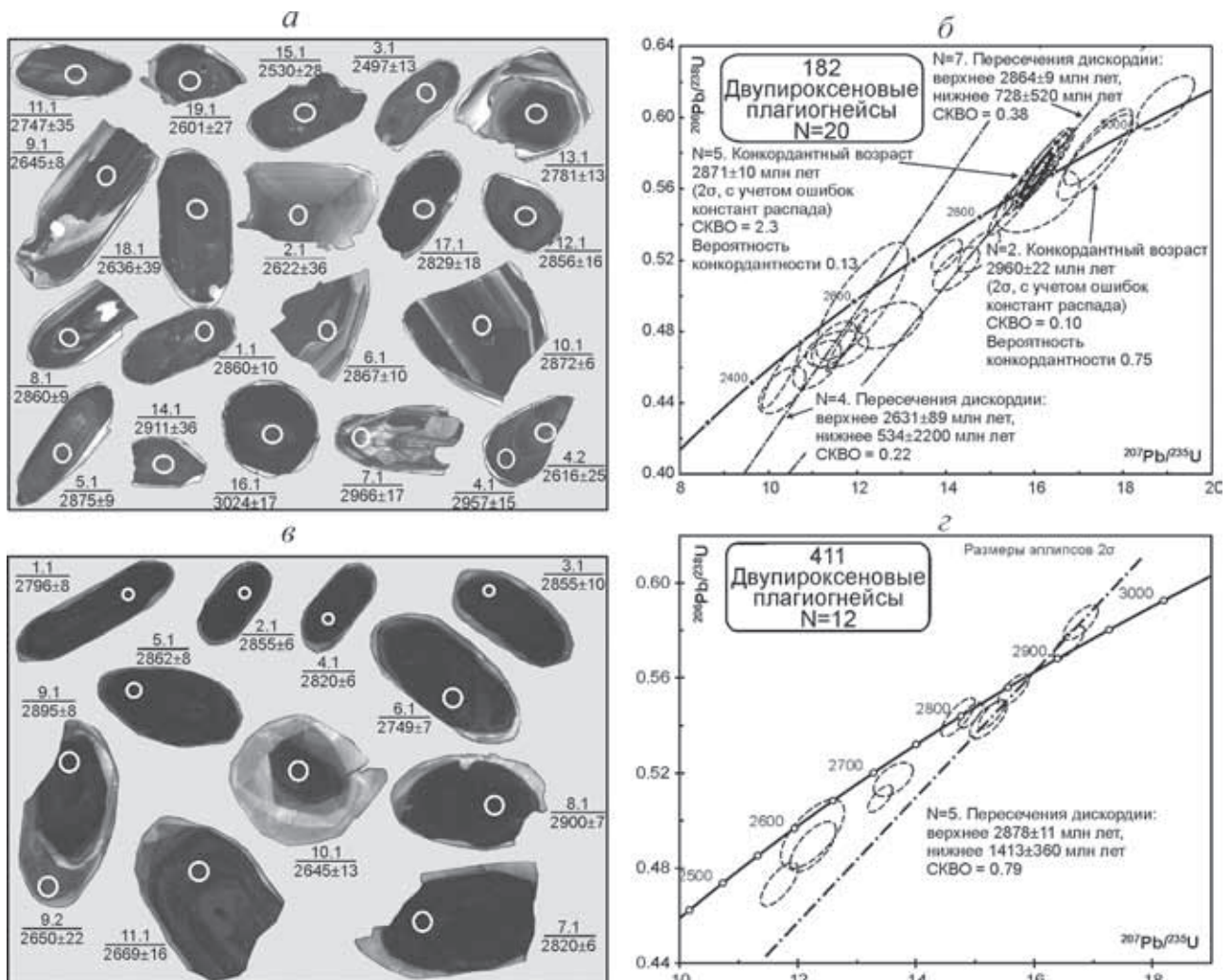


Рис. 7. КЛ изображения и возраст циркона из мезократовых двупироксеновых плагиогнейсов (пробы 182 и 411)

полигенного строения с хорошо различимыми ядрами и оболочками, отражающими два этапа его формирования. Ядра в основном КЛ темные, но иногда имеют тонкоритмичное строение с нечеткой, размытой зональностью, характерной для магматического циркона, претерпевшего перекристаллизацию [16]. Исключением является округлое зерно гранулитового циркона с многочисленными полигональными гранями и КЛ темным ядром (ан. 16.1), давнее возраст  $3024 \pm 17$  млн лет. Это зерно рассматривается как унаследованное/захваченное из более ранних гранулитов. По результатам анализа ядерных частей выявлены два возрастных кластера. Два зерна 4.1 и 7.1 содержат U 49–97, Th 37–82 мкг/г, Th/U 0,78–0,88, конкордантный возраст  $2960 \pm 22$  млн лет. По пяти зернам второго кластера с содержанием U 96, Th 94 г/т, Th/U 1,07 получен конкордантный возраст  $2871 \pm 10$  млн лет. Верхнее пересечение линии дискордии по семи измерениям показало близкое значение  $2864 \pm 9$  млн лет. Значение  $2960 \pm 22$  млн лет рассматривается как возраст магматического протолита пород, значение  $2871 \pm 10 \dots 2864 \pm 9$  млн лет как время перекристаллизации циркона при частичном плавлении пород в процессе их эндербитизации.

В пр. 411 (рис. 7, в, з) полигенные цирконы имеют преимущественно КЛ темные ядра, иногда с грубой концентрической зональностью (11.1), что свидетельствует об их кристаллизации в анатектическом расплаве, со светло-серыми каймами. Первичный магматический циркон протолита не установлен. Анализ ядер выявил U 275, Th 249 г/т, Th/U 0,91. Линия регрессии по пяти измерениям имеет верхнее пересечение  $2878 \pm 11$  млн лет, которое интерпретируется как возраст кристаллизации анатектического циркона при эндербитизации пород. Два анализа 9.2 (серая оболочка) и 11.1 дали содержания значительно ниже (U 43–76, Th 5–62 г/т, Th/U 0,13–0,85). Возраст в них 2650–2670 млн лет. Как будет показано ниже, близкий возраст имеет лейкосома калиевых мигматитов позднелопийского возраста.

*Мафитовые двупироксеновые кристаллоосланцы* (рис. 8) содержат бесформенные обломки или округлые зерна циркона, белые, иногда розоватые в проходящем свете и преимущественно КЛ – темные. Результаты анализа циркона из пр. 795-1 (рис. 8, а, б) рассредоточены вдоль линии конкордии от 2870 до 2000 млн лет. По трем наиболее древним значениям получен конкордантный возраст  $2875 \pm 15$  млн лет. В этом кластере циркон содержит U 62–127, Th 15–29 г/т, Th/U 0,23–0,34. Присутствует округлое зерно с большим количеством полигональных граней (ан. 10.1), что является одним из признаков гранулитового циркона. Полученное конкордантное значение возраста  $2875 \pm 15$  млн лет, вероятнее всего, соответствует времени анатексиса пород в процессе гранулитового метаморфизма. Возраст исходных для двупироксеновых кристаллоосланцев основных пород, очевидно, древнее.

Часть цирконов из кристаллоосланцев пр. 803 (рис. 8, в, з) подобна циркону из пр. 795-1, но чаще встречаются зерна удлиненно-призматические. Зерна преимущественно КЛ темные, иногда полигенные с более светлыми ядрами в оболочках слабого свечения и тонкими белыми обрастаниями. Внешние каймы пятнистые, серые, шириной от 2 до 20 мкм. Наиболее древнее значение  $3053 \pm 11$  млн

лет получено в ядерной части зерна (ан. 6.1) со следами тонкой ритмичной зональности, содержащими U 366, Th 638 г/т, Th/U 1,80. Это перекристаллизованное зерно первично-магматического циркона. В двух других ядрах (8.1 и 10.1) получены значения около 2650 млн лет, отношение Th/U 0,19–1,19. Вероятно, этот циркон кристаллизовался при мигматизации пород с образованием калиевых алякитовых гранитогнейсов. Остальные зерна с дискордантными значениями возраста вследствие потерь радиогенного свинца характеризуются низкими величинами Th/U 0,11–0,19 и располагаются вдоль линии конкордии от 2477 до 2120 млн лет.

В *гиперстеновых эндербитогнейсах* (пр. 185-1) проанализированы 22 зерна циркона, среди которых преобладает призматический циркон в ядерных частях черный, однородный с реликтами ритмичной (магматической) зональностью (рис. 9). Ядра окружены каймами и наростами КЛ серого циркона (анализы 6.2 и 6.3). По 10 измерениям в ядерных частях зерен получен конкордантный возраст  $2858 \pm 9$  млн лет, который принимается как время кристаллизации анатектического расплава при эндербитизации пород в условиях гранулитового метаморфизма. Измерения по серым оболочкам и наростам дали конкордантный возраст  $1987 \pm 29$  млн лет, соответствующий времени раннепротерозойского гранулитового метаморфизма. Линия дискордии для 22 измерений дает верхнее пересечение  $2891 \pm 25$  и нижнее  $2013 \pm 89$  млн лет, близкое к полученным конкордантным значениям.

Геохимические исследования показали, что циркон с возрастом  $2858 \pm 9$  млн лет имеет следующий состав (г/т): Th 289–497, Hf 8629–10851, Y 1444–2885, Th/U 0,44–0,72; Eu/Eu\* 0,22–0,44; Ce/Ce\* 6,51–11; (Sm/La)<sub>N</sub> 5,1–15,5; (Lu/Gd)<sub>N</sub> 14,5–21. Он более обогащен P3Э ( $\Sigma P3Э$  1051–1865 г/т) по сравнению с типовым магматическим цирконом. Содержания U 402–691 и Ca 5,7–153 г/т невысокие и в основном соответствуют неизменным магматическим цирконам или немного выходят за пределы этого поля в координатах U – Ca и La – (Sm/La)<sub>N</sub> на диаграммах [8]. Циркон с хорошо выраженной зональностью (ан. 3.1) относительно беден Hf (8629 г/т), но наиболее обогащен P3Э, а также Y и P – основными компонентами ксенотима. Эти отклонения от нормального магматического циркона объясняются микровключениями ксенотима, что отмечалось ранее в архейских цирконах [8], и указывают на специфику среды кристаллизации ультраметагенного циркона. На рис. 10, б ядра циркона располагаются в поле пористого циркона. Оболочки раннепротерозойского циркона с возрастом  $1987 \pm 29$  млн лет значительно беднее элементами-примесями (г/т) Th 198–211, U 52,5–58,6;  $\Sigma P3Э$  494–539, Y 702–471 с более низким отношением (Lu/Gd)<sub>N</sub> 12,4–13,7. Высокая величина Th/U 3,61–3,77 (за счет пониженного по сравнению с ядрами содержания U) присуща высокотемпературному гранулитовому циркону, рост которого происходил в отсутствие монацита [4]. На рис. 10, б оболочки циркона располагаются в поле неизменного магматического циркона на границе с пористыми цирконами. Температура кристаллизации в ядрах по титановому геотермометру [18] 768–822 °С, в оболочках несколько ниже, 761–764 °С. Оболочки циркона интерпретируются как ультраметагенные, выросшие в анатектическом расплаве в результате частичного плавления пород

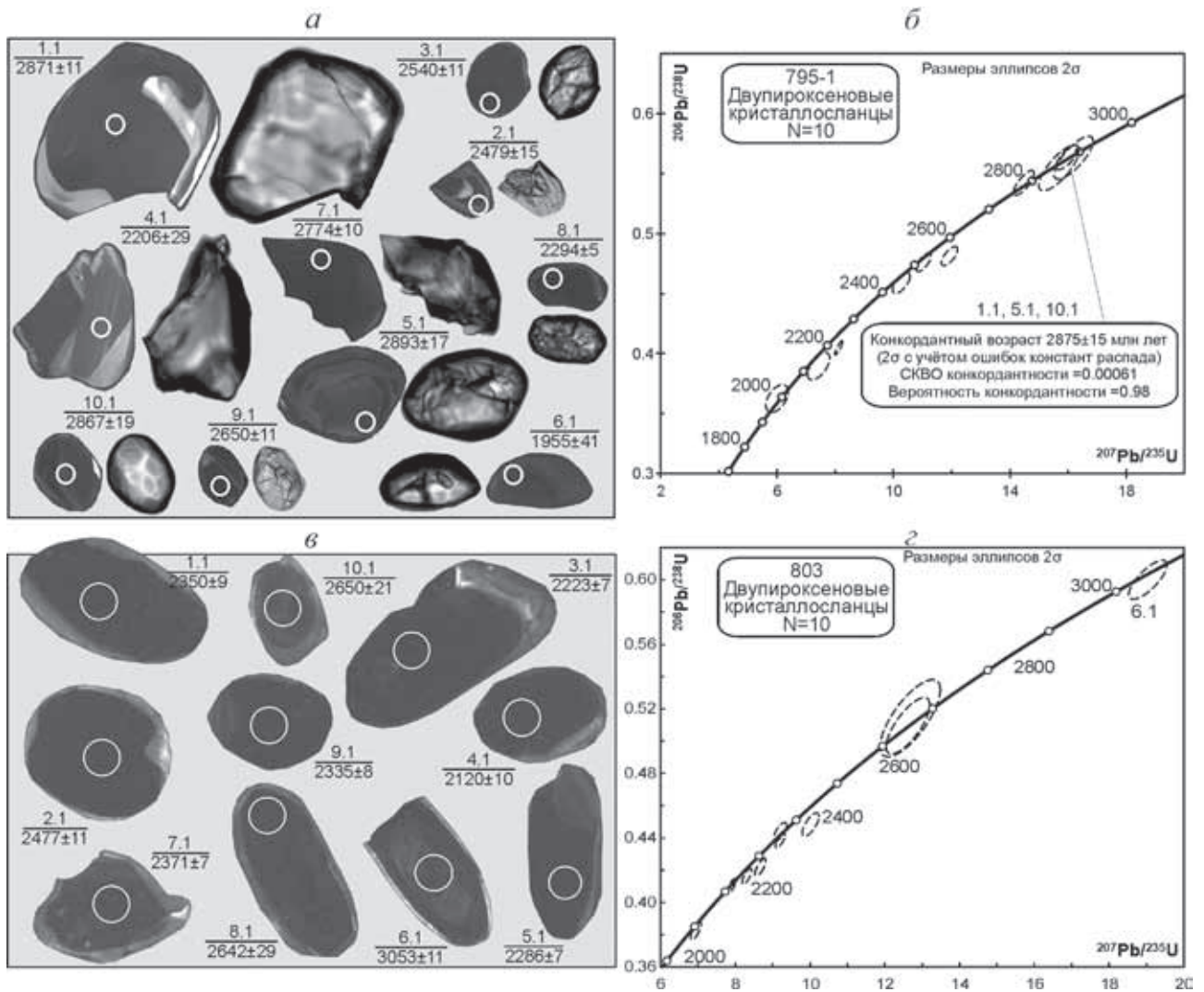


Рис. 8. Результаты анализа циркона из мафитовых двопироксеновых кристаллосланцев. На *а* показаны парами КЛ («темные») и оптические («светлые») изображения

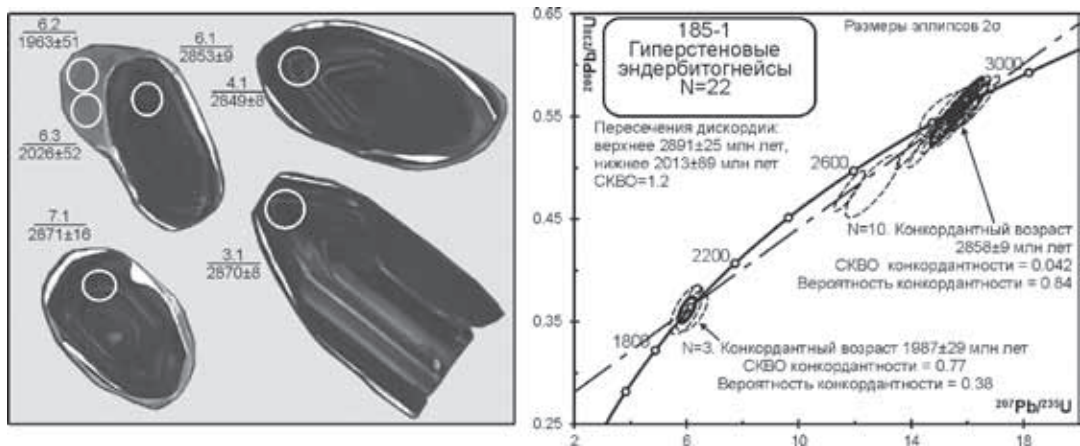


Рис. 9. КЛ изображения типowego циркона из гиперстеновых эндрбитогнейсов (пр. 185-1)

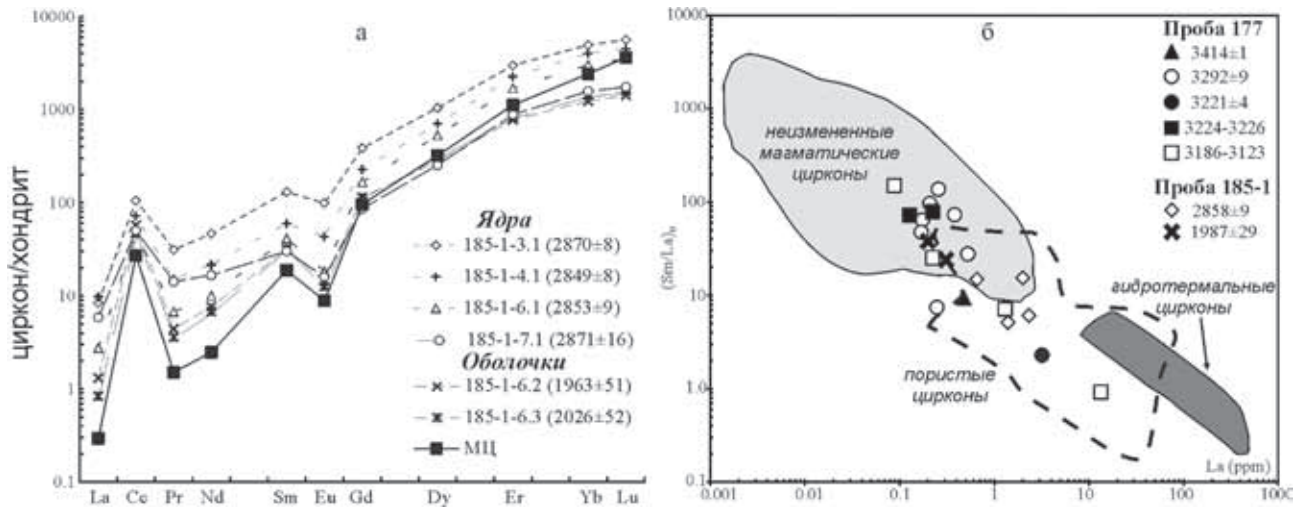


Рис. 10. Диаграммы распределения РЗЭ в цирконах

а – графики распределения РЗЭ в цирконе из гиперстеновых эндербитогнейсов (пр. 185-1). Номера точек измерений соответствуют показанным на рис. 10, в скобках указан возраст в млн лет по отношению  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ; МЦ – типовой магматический циркон по [12]; б – диаграмма для разделения магматических, пористых и гидротермальных цирконов по [8]. Пористый циркон интерпретируется как измененный магматический циркон посредством растворения-перекристаллизации в присутствии водного флюида [10]

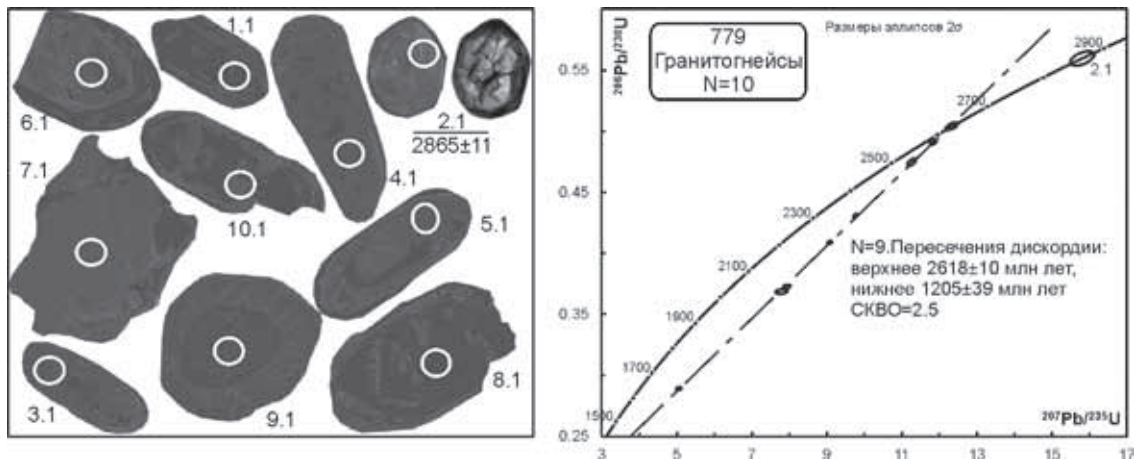


Рис. 11. КЛ и оптическое (для ан. 2.1) изображения и результаты определения возраста циркона из аляскинских гранитогнейсов

в условиях гранулитового метаморфизма с возрастом  $1987 \pm 29$  млн лет.

**Аляскинские гранитогнейсы** (лейкосома мигматитов) содержат почти черный в КЛ циркон со слабо различимыми как более светлыми, так и темными ядрами (рис. 11). Наиболее древнее зерно (точка 2.1 содержит U 126, Th 84 г/г, Th/U 0,69) показало возраст  $2865 \pm 11$  млн лет и является унаследованным из вмещающих эндербитогнейсов. В остальных случаях ядерные части характеризуются более высоким содержанием U 1161–4093 и Th 132–362 г/г, периферические каймы беднее (U 126–964 и Th 66–92 г/г). Для всех измерений характерно низкое отношение Th/U 0,09–0,21, свойственное метаморфическому циркону [19]. Линия дискордии с верхним пересечением  $2618 \pm 10$  млн лет отражает время формирования анатектических аляскинских гранитогнейсов.

**Lu-Hf изотопная система в цирконах.** Циркон с возрастом  $3054 \pm 11$  млн лет из двупироксеновых тоналитовых плагиогнейсов (пр. 178-1) имеет

отрицательные величины  $\epsilon_{\text{Hf}}(T)$  от  $-6,1$  до  $-8,4$ , наиболее древний модельный возраст  $T_{\text{Hf}}(\text{DM})$  3,6–3,5 и возраст коровой экстракции  $T_{\text{Hf}}^{\text{C}}$  3,9–3,8 млрд лет (табл. 2), отражающий время пребывания в коре источника плагиогнейсов. При этом Nd-модельный возраст самих плагиогнейсов 3,22 млрд лет, что указывает на переработку эоархейской коры при образовании циркона с возрастом  $3054 \pm 11$  млн лет. Следует отметить, что в килегирской толще унаследованный циркон с возрастом 3,40–3,34 млрд лет характеризуется  $\epsilon_{\text{Hf}}(T)$  от +1 до  $-1,5$ ,  $T_{\text{Hf}}(\text{DM})$  3,6–3,54 и  $T_{\text{Hf}}^{\text{C}}$  3,75–3,63 млрд лет [3]. Это свидетельствует о более тесной пространственной и генетической связи раннеолопийских двупироксеновых гнейсов (пр. 178-1) с саамскими мафитовыми породами и гранитоидами (пр. 177).

Циркон с возрастом 3050 млн лет в мафитовых кристаллосланцах пр. 803 тоже имеет отрицательную величину  $\epsilon_{\text{Hf}}(T)$   $-4,5$ , но несколько моложе модельный возраст 3,46 млрд лет и время экстракции коры 3,79 млрд лет. То есть циркон с возрастом 3050 млн лет в мафитовых кристаллосланцах

## Изотопный Lu-Hf состав цирконов

Номера точек	T, млн лет	$^{176}\text{Yb}/^{177}\text{Hf}$	$^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	$\pm\sigma$	$\varepsilon_{\text{Hf}}(T)$	$\pm 2\sigma$	$T_{\text{Hf}}(\text{DM})$ , млн лет	$T_{\text{Hf}}^{\text{C}}$ , млн лет
<b>Бекелехская толща Желиндинской глыбы</b>									
<i>Пр. 178-1 – двупироксеновые плагиогнейсы тоналитовые</i>									
1.1	2950	0,01081	0,000242	0,2806305	0,0000172	-9,8	0,39	3556	3935
2.1	3056	0,01035	0,000187	0,2806399	0,0000192	-6,9	0,36	3539	3842
4.1	2955	0,00963	0,000226	0,2806488	0,0000193	-9,0	0,32	3531	3891
5.1	3008	0,01660	0,000327	0,2806950	0,0000271	-6,3	0,06	3479	3772
7.1	3033	0,01031	0,000201	0,2806787	0,0000359	-6,1	0,24	3489	3775
8.1	3053	0,00907	0,000292	0,2806059	0,0000256	-8,4	0,13	3593	3930
12.1	3073	0,00884	0,000210	0,2806522	0,0000235	-6,1	0,21	3525	3809
13.1	2924	0,00968	0,000236	0,2806835	0,0000211	-8,5	0,25	3486	3838
19.1	1984	0,00985	0,000216	0,2809482	0,0000387	-20,6	0,71	3135	3850
<i>Пр. 411 – двупироксеновые плагиогнейсы диоритовые</i>									
1.1	2796	0,01312	0,000293	0,2809463	0,0000211	-2,2	0,20	3144	3361
2.1	2854	0,01427	0,000339	0,2809279	0,0000194	-1,6	0,28	3172	3370
3.1	2855	0,01076	0,000206	0,2809396	0,0000354	-0,9	0,29	3146	3329
4.1	2817	0,01028	0,000248	0,2809075	0,0000260	-3,0	0,03	3192	3426
5.1	2862	0,00831	0,000177	0,2808683	0,0000287	-2,2	0,05	3198	3410
8.1	2900	0,01428	0,000295	0,2808912	0,0000306	-1,8	0,10	3217	3415
9.1	2895	0,01086	0,000264	0,2809095	0,0000227	-1,2	0,18	3190	3375
11.1	2670	0,00578	0,000109	0,2809208	0,0000245	-5,7	0,04	3163	3474
<i>Пр. 803 – двупироксеновые кристаллосланцы</i>									
3.1	2223	0,01428	0,001073	0,2809205	0,0000596	-17,4	1,37	3243	4074
6.1	3053	0,01490	0,000938	0,2807538	0,0000303	-4,5	0,04	3455	3789
8.1	2642	0,01618	0,000943	0,2809370	0,0000344	-7,3	0,32	3209	3679
10.1	2650	0,00510	0,000444	0,2810256	0,0001031	-3,0	2,76	3050	3393
<b>Килегирская толща, Далдынская глыба</b>									
<i>Пр. 508 – биотит-гиперстеновые кристаллосланцы</i>									
3.1	3005	0,00971	0,000501	0,28080	0,000003	-3,0	0,04	3355	3571
4.1	3000	0,01086	0,000581	0,28092	0,000004	1,0	0,40	3202	3374
8.1	3028	0,01284	0,000582	0,28078	0,000003	-3,4	0,03	3389	3610
12.1	3002	0,00749	0,000399	0,28086	0,000003	-0,8	0,04	3267	3432
<b>Амбардахская толща, Желиндинская глыба</b>									
<i>Пр. 199 – гиперстеновые плагиогнейсы</i>									
3.1	2862	0,02295	0,00095	0,281225	0,0000032	7,9	0,15	2820	2796
5.1	2753	0,04669	0,00207	0,281327	0,0000038	7,0	0,43	2763	2768
8.1	2886	0,02404	0,00110	0,281193	0,0000030	7,0	0,08	2875	2869

Анализы выполнены в Изотопном центре ФГБУ «ВСЕГЕИ», аналитик И. Н. Капитонов. T – возраст циркона по измеренному отношению  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ;  $T_{\text{Hf}}(\text{DM})$  – модельный возраст;  $T_{\text{Hf}}^{\text{C}}$  – время коровой экстракции (двухстадийный возраст) рассчитано с использованием среднекоровой величины  $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0,015$ , для мафитовых кристаллосланцев (пр. 803)  $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0,018$  [10]. Для сравнения приведены данные по килегирской и амбардахской толщам [3].

скорее всего анатектический за счет переработки древней коры и, вероятнее всего, захвачен из боковых пород, что косвенно указывает на более молодой возраст базитового магматизма. Цирконы с возрастом  $3054 \pm 11$  млн лет из Желиндинской глыбы и  $3012 \pm 15$  млн лет из Далдынской глыбы образовались при анатектической переработке древней коры, причем далдынский циркон имеет более высокие величины  $\varepsilon_{\text{Hf}}(T)$  от -3,4 до +1, меньший модельный возраст  $T_{\text{Hf}}(\text{DM})$  3,39–3,20 и возраст экстракции коры  $T_{\text{Hf}}^{\text{C}}$  3,61–3,37 млрд лет.

Цирконы с возрастом 2,46–2,50 млрд лет в бекелехской толще метаморфогенные и формировались за счет переработки вещества саамской и раннелопийской коры:  $\varepsilon_{\text{Hf}}(T)$  -3 и -7,3,  $T_{\text{Hf}}(\text{DM})$  3,21–3,05, время экстракции коры  $T_{\text{Hf}}^{\text{C}}$  3,68–3,39 млрд лет. Циркон с возрастом 2223 млн лет, кристаллизовавшийся в процессе ранепротерозойского синдеформационного кристаллообразования в условиях гранулитовой фации метаморфизма [6], характеризуется аномально большой отрицательной величиной  $\varepsilon_{\text{Hf}}(T)$  -17,4.

В двупироксеновых диоритовых плагиогнейсах (пр. 411) циркон с возрастом  $2878 \pm 11$  млн лет формировался за счет вещества более древней коры. Он имеет отрицательные величины  $\varepsilon_{\text{Hf}}(\text{T})$  от  $-0,9$  до  $-3,0$ , модельный возраст  $T_{\text{Nd}}(\text{DM})$   $3,22-3,15$  и время экстракции коры  $T_{\text{Hf}}^{\text{C}}$   $3,33-3,43$  млрд лет.

**Обсуждение результатов.** Полученные изотопно-геохимические данные позволяют восстановить хронологию магматических и метаморфических событий формирования гранулитов бекелехской толщи. Наиболее древние мигматизированные *мафитовые кристаллосланцы саамских агматитов* образовались за счет пород с возрастом не менее  $3,4$ ,  $T_{\text{Nd}}(\text{DM})$   $3,43$  млрд лет. В них не установлен собственный первичный циркон, но в лейкоosome мигматитов содержится магматический циркон с возрастом  $3414 \pm 11$  и анатектический циркон с возрастом  $3292 \pm 9$  млн лет, которые интерпретируются как время эндербитизации мигматитов. Присутствие вулканических стекол в ядрах с возрастом  $3292 \pm 9$  млн лет предполагает участие в протолите вулканических пород.

Раннеархейские *трондьемитовые плагиогнейсы* имеют геохимические характеристики, свойственные архейским гранитоидам ТТГ-серии [9] с резко выраженной положительной аномалией Eu и сильным деплетированием тяжелыми РЗЭ. Положительная аномалия Eu может быть следствием формирования гранитоидов в условиях гранулитового метаморфизма, когда замещение плагиоклаза гранатом и пироксеном в субсолидусе обогащало Eu расплав, вследствие чего избыточный Eu входил в состав плагиоклаза кристаллизующихся трондьемитов. Низкие содержания Ni  $3,86-10,7$  и Cr  $2-13,8$  г/т исключают взаимодействие саамских трондьемитов с ультрамафитами мантийного клина и их субдукционное происхождение.

Близкие по времени формирования гранитоиды ТТГ-серии несубдукционного происхождения установлены в Олотском  $3388 \pm 11$  и Булунском  $3311 \pm 16$  млн лет гранит-зеленокаменных блоках Шарыжалгайского выступа на ЮЗ Сибирского кратона [7]. Моделирование образования одной из первых в истории земли ТТГ-серии с возрастом  $3351$  млн лет в Западной Австралии (East Pilbara Terrane) [13] показало, что в раннем архее в основании коры океанических плато РТ параметры могут достигать величин, достаточных для выплавления гранитоидов без участия субдукционного процесса. По геохимическим данным, в изученном нами цирконе с возрастом  $3414$  млн лет отсутствует влияние реститового граната, что предполагает относительно малоглубинное (несубдукционное) происхождение гранитоидов. Формирование циркона с возрастом  $3292 \pm 9$  млн лет происходило в условиях более высоких температур и давлений с вероятным присутствием граната в рестите, что не исключает субдукционной обстановки при образовании гранитоидов этого возраста или формирования эндербитового расплава в условиях гранулитового метаморфизма в поле стабильности граната.

Важное событие на рубеже раннего и позднего архея — высокотемпературный (НТ) гранулитовый метаморфизм в диапазоне  $3220-3120$  млн лет. В конце него по геохимии циркона предполагается ультравысокотемпературный (УНТ) метаморфизм, вызванный внедрением в кору Анабарского щита горячих мантийных магм. Этот факт

подтверждается Nd-модельным возрастом протолита  $3,22-3,12$  млрд лет части гранулитов (табл. 1), свидетельствующим о приросте ювенильной коры этого возраста. УНТ-метаморфизм проявляется при формировании суперконтинентов как предвестник их распада [17] из-за растяжения и подслаивания (андерплейтинга) основания коры мантийными магмами.

Аномальными в геохимическом отношении являются *раннелопийские двупироксеновые тоналитовые плагиогнейсы*, содержащие анатектический циркон с возрастом  $3050$  млн лет. Они характеризуются повышенным содержанием щелочных металлов, в том числе редких (Cs, Rb) и иттрия. Эти породы отличаются низким содержанием и слабой фракционированностью РЗЭ с хорошо проявленным Eu-минимумом ( $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0,46$ ). Низкое содержание Sr  $45,9$  г/т и относительный Sr/Y  $1,85$  и  $((\text{La}/\text{Yb})_{\text{N}})$   $3$ , Nb/Ta  $6$  также свидетельствуют о присутствии в тугоплавком остатке плагиоклаза и амфибола и отсутствии граната, что указывает на относительно небольшую глубину плавления, возможно, в условиях амфиболитовой фации. По экспериментальным данным плавления основных гранулитов [14], при давлении  $5$  кбар содержание плагиоклаза в тугоплавком остатке около  $40\%$ , и в расплаве фиксируется хорошо выраженный Eu-минимум. Подобные геохимические особенности наблюдались в гранулитах бекелехской толщи в устье р. Хатырык  $((\text{La}/\text{Yb})_{\text{N}})$   $0,90$ ,  $\text{Eu}/\text{Eu}^*$   $0,66$ ). В них установлен циркон с ритмичной (магматической) зональностью ( $\text{Th}/\text{U}$   $0,89$ ) с возрастом  $3160 \pm 10$  млн лет [2, с. 17]. Возможно, что такой же возраст имеет протолит геохимически подобных двупироксеновых тоналитовых гнейсов пр. 178-1. Сейчас в них наблюдается только анатектический циркон с возрастом  $3050$  млн лет, однако модельный возраст их протолита  $T_{\text{Nd}}(\text{DM})$   $3,22$  млрд лет не исключает возраста первичных пород  $3160$  млн лет. Следует учесть, что двупироксеновые плагиогнейсы диоритового состава в северной части Далдынской глыбы содержат визуально магматический циркон возраста  $3254-3110$ , среднее  $3230$  млн лет [5], который близок к НТ- и УНТ-циркону  $3220-3120$  млн лет в саамских эндербитогнейсах, что подтверждает реальность магматического события этого возраста.

**Среднелопийские гранулиты.** Наиболее распространенные *мезократовые двупироксеновые плагиогнейсы* по химическому составу подобны андезитам или диоритам-кварцевым диоритам. Исходные расплавы этих пород по величинам индикаторных отношений Sr/Y  $31-61$ ,  $((\text{La}/\text{Yb})_{\text{N}})$   $8-18,3$  и Nb/Ta  $32-40$  формировались в условиях давления  $7-10$  кбар в равновесии с плагиоклаз- и реже гранатсодержащим реститом. *Мафитовые кристаллосланцы*, ассоциирующие с мезократовыми плагиогнейсами, петрохимически эквивалентны низкотитанистым толеитовым базитам. Характерно отсутствие отрицательных аномалий Ta и Nb, свойственных субдукционному магматизму. Иногда отмечаются признаки расслоенных интрузий с участками кумулятивного накопления темноцветных минералов в обособлениях ультрамафитового состава. Встречаются ультрамафиты с Eu-минимумом ( $\text{Eu}/\text{Eu}^*$   $0,43-0,60$ ) и отношением  $\text{MgO}/\Sigma\text{FeO}$   $2,78-3,0$ , что характерно для кумулятивных гипербазитов в отличие от реститовых, где это отношение  $> 4,5$ .



Время формирования мезократовых кристалло-сланцев по магматическому циркону  $2960 \pm 22$  млн лет, в мафитовых кристаллосланцах первичный магматический циркон не установлен. Следует отметить, что по модельному возрасту  $T_{Nd}(DM)$   $3,29-3,21$  млрд лет они мало отличаются от ранне-лопийских гранулитов, которые могут иметь протолит близкого возраста. Среднелопийские гранулиты почти повсеместно претерпели частичное плавление в условиях гранулитовой фации, поэтому в мезократовых и мафитовых разностях гранулитов распространен анатектический циркон с близкими конкордантными возрастными  $2878 \pm 11$ ,  $2875 \pm 15$ ,  $2871 \pm 10$  млн лет.

Среднелопийские гиперстеновые эндербитогнейсы развиваются по мафитовым и мезократовым плагиогнейсам, что подтверждается Sm-Nd изотопными данными, и отличаются от них деплетируванием тяжелых РЗЭ и положительной аномалией Eu ( $Eu/Eu^*$   $1,60-2,62$ ). Высокое содержание Sr  $350-700$  и отношение Sr/Y  $119-220$  указывают, что в процессе эндербитизации происходило кумулятивное накопление плагиоклаза в лейкоosome и формирование гранатсодержащего рестита в условиях гранулитовой фации метаморфизма. Высокое отношение Nb/Ta  $15,6-41,2$  также свойственно мигматитовой ТТГ-серии, формирующейся при частичном плавлении в условиях гранулитовой фации [11]. Время эндербитизации от  $2878 \pm 11$  до  $2858 \pm 9$  млн лет.

Циркон эндербитогнейсов с возрастом  $2878 \pm 11$  млн лет близок по времени формирования к циркону в килегирской и амбардахской толщах ( $2864 \pm 32$  млн лет), который связан с приростом ювенильной и переработкой ранее существовавшей континентальной коры [3]. Однако в отличие от килегирской и амбардахской толщ, где циркон характеризуется положительными (мантийными) величинами  $\epsilon_{Hf}(T)$  от +7 до +7,9 и одинаковыми значениями  $T_{Hf}(DM)$  и  $T_{Hf}^C$ , составляющими  $2,8-2,9$  млрд лет, синхронный циркон в бекекелехской толще имеет отрицательные величины  $\epsilon_{Hf}(T)$  от  $-0,9$  до  $-3,0$ ,  $T_{Hf}(DM)$   $3,22-3,15$  и  $T_{Hf}^C$   $3,33-3,43$  млрд лет. Очевидно, при образовании эндербитов в бекекелехской толще в большей мере происходила переработка материала коры, представленного мезократовыми и мафитовыми гранулитами, без существенного привноса ювенильного мантийного вещества.

**Позднелопийские аляскитовые гранитогнейсы**, образующие лейкоosome мигматитов в эндербитизированных мезократовых гранулитах, имеют высокое содержание  $K_2O$ , большие величины отношений La/Yb, Sr/Y и положительную аномалию Eu ( $Eu/Eu^*$   $1,54-4,22$ ). Это дает основание предполагать, что происходило частичное плавление пород под действием калиевых флюидов с кумулятивным накоплением плагиоклаза в лейкоosome мигматитов в равновесии с гранат-гранулитовым реститом. Образование лейкогранитов, равновесных с гранатсодержащим реститом, возможно при температуре  $680$  °C и давлении  $11$  кбар в условиях избыточной обводненности [9]. Геохимические особенности позднелопийских аляскитовых гранитов свидетельствуют, что в плавлении участвовал плагиоклаз, в результате чего происходило обогащение расплава Al, Sr и Eu. Формирование аляскитовых гранитов связано с коллизионными процессами, а именно водный тип плавления характерен для коллизионных надвигов, когда относительно холодная

обводненная пододвинутая плита высвобождает воду в более горячую верхнюю плиту [9]. Аляскитовая мигматизация в виде анатектического циркона с возрастом  $\sim 2650$  млн лет фиксируется во всех изученных нами породах. Аляскитовые микроклиновые граниты близкого возраста ( $2623 \pm 18$  млн лет) установлены также на СЗ Анабарского щита [5], что указывает на интенсивность аляскит-гранитового магматизма, вероятно, связанного с коллизионными процессами при образовании архейского суперконтинента Кенорленд [17].

**Заключение.** Гранулиты, выделяемые как бекекелехская толща, формировались от  $3,4$  до  $2,86$  млрд лет назад, т. е. на протяжении более  $0,5$  млрд лет. По геохимическим и изотопным данным в составе толщи выделены раннеархейские породы – саамские кристаллосланцы и эндербитогнейсы ( $3,4-3,3$  млрд лет) и позднеархейские образования, представленные геохимически индивидуальными ранне-лопийскими двупироксеновыми тоналитовыми плагиогнейсами ( $3,16$  ? млрд лет), средне-лопийскими мезократовыми двупироксеновыми плагиогнейсами и расслоенными мафитовыми кристаллосланцами с ультрамафитовыми обособлениями ( $2,96$  млрд лет), гиперстеновыми эндебитогнейсами ( $2,87$  млрд лет), поздне-лопийскими аляскитовыми гранитогнейсами ( $2,62$  млрд лет). Основной объем толщи составляют средне-лопийские мезократовые плагиогнейсы, по химическому составу соответствующие диорит-кварцевым диоритам, раннеархейские образования установлены только на одном участке. Наличие сходных по петрографическому составу мафитовых кристаллосланцев и гиперстеновых плагиогнейсов ТТГ-серии в составе и раннеархейской, и позднеархейской ассоциаций затрудняют их картирование. Повсеместно проявленная эндербитизация гранулитов в среднем лопии ( $2,87$  млрд лет) стирает или сильно затушевывает первичные возрастные и вещественные характеристики пород. Различия между ними устанавливаются только по изотопно-геохимическим данным.

Работа выполнена в рамках объекта по составлению Госгеолкарты РФ масштаба  $1:1\,000\,000/3$  листа R-49 – Оленек (Госконтракт ВСЕГЕИ № АМ-02-34/08). Геохимия циркона изучена при финансовой поддержке Минобрнауки России в рамках базовой и проектной части государственного задания в сфере научной деятельности № 5.9248.2017/ВУ на 2017–2019 гг.

1. Геологическая карта СССР. Масштаб  $1:1\,000\,000$  (новая серия). Лист R-48-(50) Оленёк. Объясн. записка / отв. ред. Ф.Г. Марков. – Л.: ВСЕГЕИ, 1983. – 196 с.

2. Гусев Н.И. Анабарский щит Сибирского кратона: вещественный состав, геохимия, геохронология. – Saarbrücken: LAMBERT Academic Publ. 2013. – 188 с.

3. Гусев Н.И., Руденко В.Е., Сергеева Л.Ю. и др. Архейские гранулиты Джелиндинской глыбы Анабарского щита (Сибирский кратон): геохимия, возраст, изотопные характеристики // Регион. геология и металлогения. 2016. № 66. – С. 30–44.

4. Каулина Т.В. Образование и преобразование циркона в полиметаморфических комплексах. – Апатиты: Изд-во КНЦ РАН. 2010. – 144 с.

5. Липенков Г.В., Машак М.С., Кириченко В.Т. и др. Государственная геологическая карта Российской Феде-

рации масштаба 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Анабаро-Вилуйская. Лист R-48 – Хатанга. Объясн. записка. – СПб.: Картофабрика ВСЕГЕИ, 2016.

6. Степанюк Л.М., Пономаренко А.Н., Яковлев Б.Г. и др. Кристаллогенезис и возраст циркона в породах гранулитовой фации (на примере мафитового гранулитового далдинского серии Анабарского щита) // Минералогический журнал. 1993. Т. 15. № 2. – С. 40–52.

7. Туркина О.М., Капитонов И.Н., Сергеев С.А. Изотопный состав Hf в цирконе из палеоархейских плагиогнейсов и плагиогранитоидов Шарыжалгайского выступа (юг Сибирского кратона) и его значение для оценки роста континентальной коры // Геология и геофизика. 2013. т. 54. № 3. – С. 357–370.

8. Bouvier A.-S., Ushikubo T., Kita N. et al. Li isotopes and trace elements as a petrogenetic tracer in zircon: Insights from Archean TTGs and sanukitoids // Contrib. Mineral. Petrol. 2012. Vol. 163. – P. 745–768.

9. Frost C.D., Swapp S.M., Frost B.R. et al. Leucogranites of the Teton Range, Wyoming: a record of Archean collisional orogeny // Geochim. Cosmochim. Acta. 2016. Vol. 185. – P. 528–549.

10. Grimes C.B., John B.E., Cheadle M.J. et al. On the occurrence, trace element geochemistry, and crystallization history of zircon from in situ ocean lithosphere // Contrib. Mineral. Petrol. 2009. Vol. 158. No 6. – P. 757–783.

11. Hoffmann J.E., Münker C., Næraa T. et al. Mechanisms of Archean crust formation inferred from high-precision HFSE systematics in TTGs // Geochim. Cosmochim. Acta. 2011. Vol. 75. – P. 4157–4178.

12. Hoskin P.W.O. Trace-element composition of hydrothermal zircon and the alteration of Hadean zircon from the Jack Hills, Australia // Geochim. Cosmochim. Acta. 2005. Vol. 69. No 3. – P. 637–648.

13. Johnson T.E., Brown M., Gardiner N.J. et al. Earth's first stable continents did not form by subduction // Nature. 2017. Vol. 543. – P. 239–242.

14. Springer W., Seek H.A. Partial fusion of basic granulites at 5 to 15 kbar: implications for the origin of TTG magmas // Contrib. Mineral. Petrol. 1997. Vol. 127. – P. 30–45.

15. Sun S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // Geol. Soc. Spec. Publ. 1989. No 42. – P. 313–345.

16. Taylor R.J.M., Kirkland C.L., Clark C. Accessories after the facts: Constraining the timing, duration and conditions of high-temperature metamorphic processes // Lithos. 2016. Vol. 264. – P. 239–257.

17. Touret J.L.R., Huizenga J.M. Fluid-assisted granulite metamorphism: a continental journey // Gondwana Research. 2012. Vol. 21, No 1. – P. 224–235.

18. Watson E., Harrison T. Zircon thermometer reveals minimum melting conditions on earliest Earth // Science. 2005. Vol. 308. – P. 841–844.

19. Williams I.S., Claesson S. Isotopic evidence for the Precambrian provenance and Caledonian metamorphism in high grade paragneisses from Seve Nappes, Scandinavian Caledonides // Contrib. Mineral. Petrol. 1987. Vol. 97. No 2. – P. 205–217.

1. Geologicheskaya karta SSSR. Masshtab 1:1 000 000. List R-48-(50) (Olenek, novaya seria). Obyasnitelnaya zapiska [Geological map of the USSR. Scale 1:1,000,000. Sheet R-48-(50) (Olenek, new series). Explanatory Note]. Ex. ed. F.G. Markov. Leningrad: VSEGEI. 1983. 196 p.

2. Gusev N.I. Anabarsky shit Sibirskogo kratona: veshestvennyy sostav, geohimia, geohronologiya [Anabar shield of the Siberian craton: material composition, geochemistry, geochronology]. Saarbrücken: LAMBERT Academic Publ. 2013. 188 p.

3. Gusev N.I., Rudenko V.E., Sergeeva L.Yu. et al. Archean granulites of Dzhelinda blok Anabar shield (Siberian craton): geochemistry, age, isotopic characteristics. *Region. geologiya i metallogeniya*. 2016. No 66, pp. 30–44. (In Russian).

4. Kaulina T.V. Obrazovanie i preobrazovanie zircona v polimetamorficheskikh kompleksah [Formation and recrystallization of zircons in polymetamorphic complexes]. Apatity: Izd-vo KNZ RAN. 2010. 144 p.

5. Lipenkov G.V., Mashak M.S., Kirichenko V.T. et al. Gosudarstvennaya geologicheskaya karta Rossiyskoy Federazii masshtaba 1:1 000 000. Seriya Anabao-Viljuyskaya. List R-48 (Hatanga, tretje pokolenie). Objasnitelnaya zapiska [State Geological Map of the Russian Federation, scale 1:1,000,000. Series Anabaro-Viljuyskaya. Sheet R-48. (Hatanga, third generation). Explanatory Note. St. Petersburg: Cartographic Factory of VSEGEI. 2016. (In press).

6. Stepanuk L.M., Ponomarenko A.N., Yakovlev B.G. et al. Crystallogenesis and the age of zircon in the rocks of the granulite facies (using the example of the mafic granulite of the Daldin series of the Anabar shield). *Mineralogicheskij zhurnal*. 1993. Vol. 15. No 2, pp. 40–52. (In Russian).

7. Turkina O.M., Kapitonov I.N., Sergeev S.A. Isotopic composition of Hf in zircon from the Palaeoarchean plagiogneisses and plagiogranitoids of the Sharyzhalgai protrusion (south of the Siberian craton) and its significance for assessing the growth of the continental crust *Geologia i geofizika*. 2013. Vol. 54. No 3, pp. 357–370. (In Russian).

8. Bouvier, A.-S., Ushikubo, T., Kita, N. et al. 2012: Li isotopes and trace elements as a petrogenetic tracer in zircon: Insights from Archean TTGs and sanukitoids. *Contrib. Mineral. Petrol.*, vol. 163. 745–768.

9. Frost, C.D., Swapp, S.M., Frost, B.R. et al. 2016: Leucogranites of the Teton Range, Wyoming: a record of Archean collisional orogeny. *Geochim. Cosmochim. Acta*, vol. 185. 528–549.

10. Grimes, C.B., John, B.E., Cheadle, M.J. et al. 2009. On the occurrence, trace element geochemistry, and crystallization history of zircon from in situ ocean lithosphere. *Contrib. Mineral. Petrol.*, vol. 158, 6. 757–783.

11. Hoffmann, J.E., Münker, C., Næraa, T. et al. 2011: Mechanisms of Archean crust formation inferred from high-precision HFSE systematics in TTGs. *Geochim. Cosmochim. Acta*, vol. 75. 4157–4178.

12. Hoskin, P.W.O. 2005: Trace-element composition of hydrothermal zircon and the alteration of Hadean zircon from the Jack Hills, Australia. *Geochim. Cosmochim. Acta*, vol. 69. 3. 637–648.

13. Johnson, T.E., Brown, M., Gardiner, N.J. et al. 2017: Earth's first stable continents did not form by subduction. *Nature*, vol. 543. 239–242.

14. Springer, W., Seek, H.A. 1997: Partial fusion of basic granulites at 5 to 15 kbar: implications for the origin of TTG magmas. *Contrib. Mineral. Petrol.*, vol. 127. 30–45.

15. Sun, S., McDonough, W.F. 1989: Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. *Geol. Soc. Spec. Publ.*, vol. 42. 313–345.

16. Taylor, R.J.M., Kirkland, C.L., Clark, C. 2016: Accessories after the facts: Constraining the timing, duration and conditions of high-temperature metamorphic processes. *Lithos*, vol. 264. 239–257.

17. Touret, J.L.R., Huizenga, J.M. 2012: Fluid-assisted granulite metamorphism: a continental journey. *Gondwana Research*, vol. 21. 1. 224–235.

18. Watson, E., Harrison, T. 2005: Zircon thermometer reveals minimum melting conditions on earliest Earth. *Science*, vol. 308. 841–844.

19. Williams, I.S., Claesson, S. 1987: Isotopic evidence for the Precambrian provenance and Caledonian metamorphism in high grade paragneisses from Seve Nappes, Scandinavian Caledonides. *Contrib. Mineral. Petrol.*, vol. 97. 2. 205–217.

---

*Гусев Николай Иванович* – зав. отделом, ВСЕГЕИ<sup>1</sup>. <nikolay\_gusev@vsegei.ru>

*Сергеева Людмила Юрьевна* – аспирант, инженер, ВСЕГЕИ<sup>1</sup>. <ludmila\_sergeeva@vsegei.ru>

*Скублов Сергей Геннадьевич* – доктор геол.-минер. наук, гл. науч. сотрудник, Институт геологии и геохронологии докембрия Российской академии наук (ИГГД РАН). Наб. Макарова, 2, Санкт-Петербург, 199034, Россия; профессор, Санкт-Петербургский горный университет (СПГУ). Васильевский остров, 21-я линия, д. 2, Санкт-Петербург, 199106, Россия. <skublov@yandex.ru>

*Бережная Наталья Георгиевна* – канд. геол.-минер. наук, зав. сектором, ВСЕГЕИ<sup>1</sup>. <natalia\_berezhnaya@vsegei.ru>

*Ларионов Александр Николаевич* – канд. геол.-минер. наук, ст. науч. сотрудник, ВСЕГЕИ<sup>1</sup>. <alexander\_larionov@vsegei.ru>

*Gusev Nikolay Ivanovich* – Head of Department, VSEGEI<sup>1</sup>. <nikolay\_gusev@vsegei.ru>

*Sergeeva Lyudmila Yurjevna* – Ph.D. Student, Engineer, VSEGEI<sup>1</sup>. <ludmila\_sergeeva@vsegei.ru>

*Skublov Sergei Gennad'evich* – Doctor of Geological and Mineralogical Sciences, Chief Researcher, Institute of Precambrian Geology and Geochronology (IPGG RAS). 2 nab. Makarova, St. Petersburg, 199034, Russia; Professor, St. Petersburg Mining University (SPMU). 2, 21st line, St. Petersburg, 199106, Russia. <skublov@yandex.ru>

*Berezhnaya Natalia Georgievna* – Candidate of Geological and Mineralogical Sciences, Head of Sector, VSEGEI<sup>1</sup>. <natalia\_berezhnaya@vsegei.ru>

*Larionov Aleksandr Nikolaevich* – Candidate of Geological and Mineralogical Sciences, Senior Researcher, VSEGEI<sup>1</sup>. <alexander\_larionov@vsegei.ru>

<sup>1</sup> Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского (ВСЕГЕИ). Средний пр., 74, Санкт-Петербург, 199106, Россия.

A.P. Karpinsky Russian Geological Research Institute (VSEGEI). 74, Sredny Prospect, St. Petersburg, 199106, Russia.