

Н. И. ГУСЕВ, В. Е. РУДЕНКО, Н. Г. БЕРЕЖНАЯ (ВСЕГЕИ),
С. Г. СКУБЛОВ (ИГГД РАН), А. Н. ЛАРИОНОВ (ВСЕГЕИ)

ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ И ВОЗРАСТ (SHRIMP II) МЕТАМОРФИЧЕСКИХ И МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД В КОТУЙКАН-МОНХОЛИНСКОЙ ЗОНЕ АНАБАРСКОГО ЩИТА

Представлены результаты изучения состава, возраста U-Pb методом по цирконам (SHRIMP II), изотопного состава Nd и Sr метаморфических и магматических образований Котуйкан-Монхолинской тектонической зоны. Определен микроэлементный состав циркона из протерозойских кварц-амфиболовых кристаллосланцев (2024 ± 20 млн лет), анортозитов ($1959 \pm 9 - 1862 \pm 25$ млн лет), пироксенитов (2079 ± 77 млн лет). Гранитоиды представлены позднеархейскими санукитоидами (2702 ± 9), а также протерозойскими гранитогнейсами и бластокатаклазитами ($1963 \pm 16 - 1818 \pm 27$ млн лет). Nd-модельный возраст анортозитов и санукитоидов 3,2–3 млрд лет, протерозойских кварц-амфиболовых кристаллосланцев и гранитоидов 2,74–2,65 млрд лет.

Ключевые слова: Анабарский щит, гранитогнейсы, анортозиты, пироксениты, санукитоиды, состав циркона, U-Pb возраст.

The paper presents data on bulk rock composition, U-Pb zircon age determinations (SHRIMP II), the isotopic composition of Nd and Sr for metamorphic and igneous rocks of the Kotuykan-Monholinskaya tectonic zone. The trace elements compositions of zircons from Proterozoic quartz-amphibole schists (2024 ± 20 Ma), anorthosites ($1959 \pm 9 - 1862 \pm 25$ Ma), pyroxenites (2079 ± 77 Ma) are studied. The granitoids presents by Late Archean sanukitoids (2702 ± 9 Ma), Proterozoic granites and blastocataclasites ($1963 \pm 16 - 1818 \pm 27$ Ma). The Nd model age for sanukitoids and anorthosite of 3.2–3.0 Ga, for Proterozoic quartz-amphibole schists and granitoids of 2.74–2.65 Ga.

Keywords: Anabar Shield, granite-gneiss, anorthosites, pyroxenites, sanukitoids, zircon composition, U-Pb age.

Характерная особенность позднеархейского и раннепротерозойского этапов становления Сибирского кратона – заложение зон долгоживущих глубинных разломов, приуроченных к границам архейских гранулитовых блоков. Вдоль наиболее крупных долгоживущих разломов формировались проходящие в мантию зоны тектонической активности с повышенными тепловыми потоками и большей проницаемостью для флюидов. Развитие таких зон сопровождалось интенсивными процессами катаклаза и милонитизации, повторного складкообразования и регрессивного метаморфизма, проявлением основного и кислого магматизма, неоднократной мигматизацией и гранитизацией [7, 9]. В строении Анабарского выступа фундамента Сибирского кратона, согласно Анабаро-Виллюйской серийной легенде Госгеолкарты-1000/3, выделяются три архейские структурно-формационные зоны (СФЗ), сложенные породами гранулитового метаморфизма (с запада на восток): Маганская, Далдынская и Хапчанская, разделенные зонами глубинных разломов и диафтореза. Котуйкан-Монхолинская тектоническая зона ранга структурно-формационной подзоны (далее по тексту КМ СФЗ) разграничивает Ильинскую (на западе) и Далдынскую (на востоке) гранулитовые глыбы. В Далдынской глыбе вскрываются наиболее древние образования Анабарского щита [1]. Изучение микроэлементного состава циркона в гранулитах далдынской серии в точках датирования (SHRIMP II) позволило определять генезис циркона разного возраста [4]. Наиболее древний магматиче-

ский циркон с возрастом $3050 \pm 12 - 3012 \pm 15$ млн лет установлен в ядерных частях гетерогенных зерен. По оболочкам циркона с возрастом 2683 ± 20 млн лет фиксируется позднеархейский этап гранулитового метаморфизма и анатексиса. Циркон с возрастом $1990 \pm 12 - 1971 \pm 12$ млн лет распространен во всех изученных типах гранулитов и связан с протерозойским ультравысокотемпературным метаморфизмом и анатексисом. На декомпрессионной стадии гранулитового метаморфизма в плагиогнейсовой несомме мигматитов формировался наиболее поздний ультраметагенный циркон с возрастом 1928 ± 18 млн лет. Для уточнения возраста полигенных образований Котуйкан-Монхолинской зоны использована аналогичная [4] методика, основанная на изучении микроэлементного состава циркона в точках локального U-Pb датирования.

Геологическое строение. КМ СФЗ прослеживается на 300 км в северо-западном направлении, ширина ее от 25–30 км в средней части до 60–70 км в южной и северной. Зона имеет линзовидно-блоковое строение с широко проявленными процессами катаклаза, милонитизации и выполнена различными по составу и возрасту продуктами диафтореза и тектонического меланжа [11]. КМ СФЗ вначале интерпретировалась как зона растяжения и корневая зона глубинного разлома [6, 7], затем как сutura (коллизийный орогенный пояс) [10, 16, 27], коллизийная зона тектонического меланжа [11] и как тектоно-флюидитная зона [8].

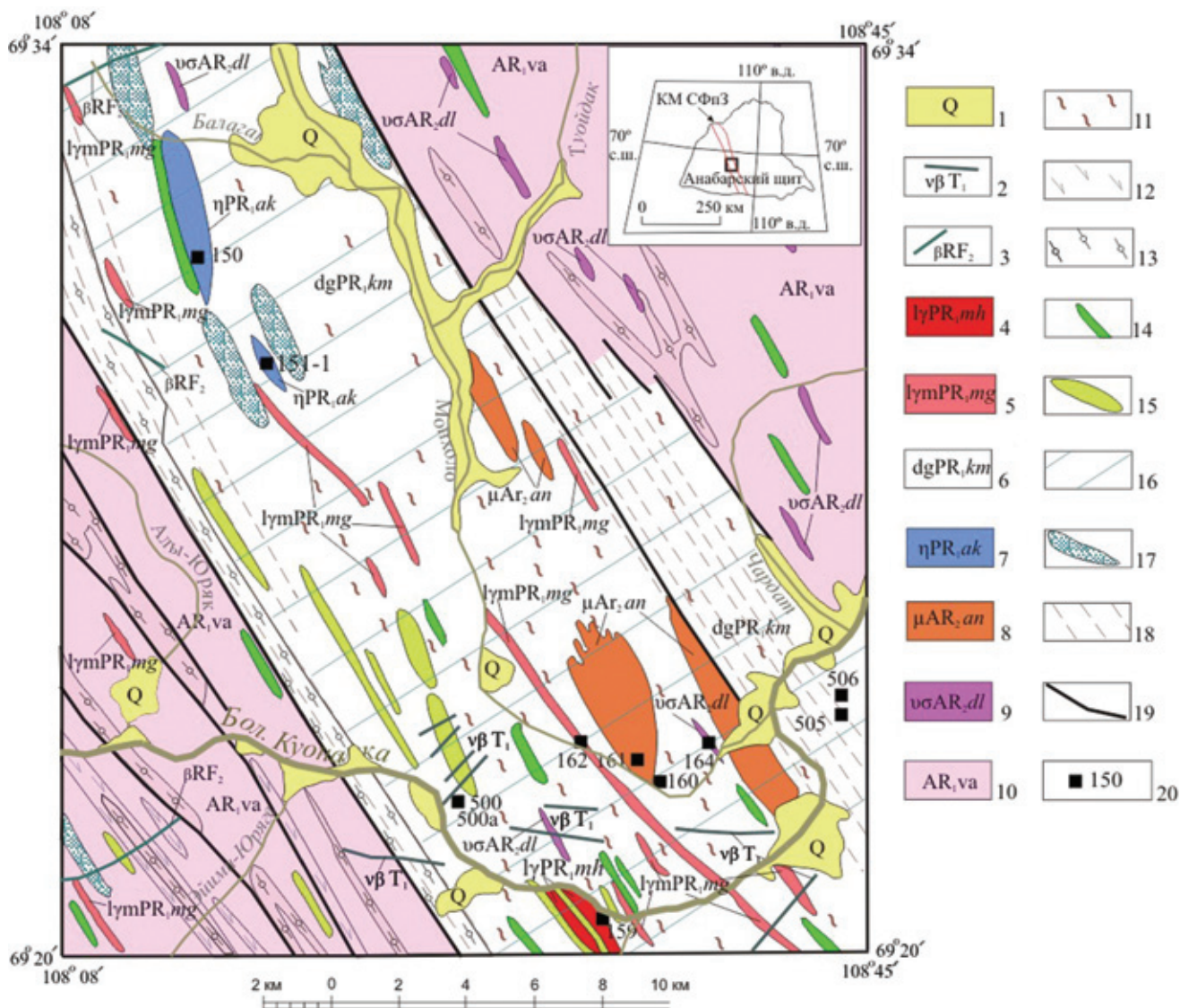


Рис. 1. Схематическая геологическая карта верхнего течения р. Бол. Куонамка в районе устья р. Монголо (по материалам Госгеолкарты-200 [3] с изменениями и дополнениями)

1 – четвертичные образования; 2 – дайки габбродолеритов раннего триаса; 3 – дайки долеритов среднего рифея; 4 – лейкограниты двуслюдяного монхолинского комплекса; 5 – гранитоиды маганского аляскит-лейкогранит-мигматитового комплекса; 6 – мигматит-гнейсовый котуйкан-монхолинский комплекс; 7 – габронорит-анортозитовый амбардах-коялахский комплекс; 8 – монзониты анабарского комплекса; 9 – перидотит-пироксенитовый далдынский комплекс; 10 – гранулиты верхнеанабарской серии; 11 – мигматизация и гранитизация; 12 – амфиболовые и биотит-амфиболовые гнейсы; 13 – гранатобые гнейсы; 14 – амфиболовые кристаллосланцы и амфиболиты; 15 – кварциты; 16 – зоны регрессивного метаморфизма; 17 – эпидот-актинолитовые, эпидот-хлорит-актинолитовые, эпидот-биотитовые диафорические сланцы; 18 – зоны катаклаза и милонитизации; 19 – разломы; 20 – места отбора и номера проб для изотопных исследований

Основу КМ СФпЗ составляют мигматит-гнейсовые образования котуйкан-монхолинского комплекса (рис. 1, *dgPR, km*). Преобладают мигматизированные биотитовые, биотит-амфиболовые, амфиболовые, часто гранатсодержащие гнейсы и амфиболовые кристаллические сланцы с лентовидными прослоями глиноземистых гнейсов, кварцитов, амфиболитов, а также островодужных метавулканитов [9, 11]. Широко развиты интрузивные образования билляхского и монхолинского комплексов, на севере подзоны закартированы массивы салтахского, а на юге маганского и единичные интрузивы харапского комплексов. Присутствуют также тектонические блоки гранулитов [7, 11] (рис. 2, *a, б*), метавулканитов далдынского (*σAR₂dl*) и анортозитов амбардах-коялахского комплекса (*ηPR₁ak*). Возраст гранитогнейсов в КМ СФпЗ 1916 ± 9 млн лет [8].

Для анортозитов из Центрального массива Sm-Nd методом получена минеральная (Pl-Orх-Срх-WR) изохрона 2,18 млрд лет при $\epsilon_{Nd}(T) -6,1$ [14]. По валовым пробам из Восточного массива построена Sm-Nd изохрона 2,55 млрд лет при $\epsilon_{Nd}(T) -2,6$, на основании чего для анортозитов, формирующихся в результате плавления гранулитов нижней коры, был принят возраст 2,6 млрд лет [10].

Методика работ. При подготовке к изданию комплекта Госгеолкарты-1000/3 листа R-49 (Оленек) были проведены полевые исследования в средней части КМ СФпЗ по бортам р. Бол. Куонамка между притоками Эйими-Юряге и Чардат, а также по водоразделу рек Бол. Куонамка и Монголо (от устья р. Монголо до левого притока р. Балаганах). Здесь КМ СФпЗ имеет ши-



Рис. 2. Обнажения гранулитов и гранитоидов КМ СФпЗ

а, б – правый борт р. Бол Куонамка напротив устья р. Монголо: *а* – двупироксеновые плагиогнейсы врехнеанабарской серии с линзовидно-полосчатой текстурой (обн. 504); *б* – глыба массивных мафитовых двупироксеновых кристаллосланцев, вдоль контакта с которой срезается изоклинально-складчатая структура полосчатых мезократовых гранулитов (обн. 506); *в, г* – левый борт р. Монголо: *в* – позднеархейские кварцевые монцодиориты Усть-Монголинского массива, в верхней части штупа рассеянные жилой протерозойских пегматоидных гранитов (обн. 161); *г* – мигматиты котуйкан-монголинского комплекса (обн. 160). Номера обнажений соответствуют номерам проб на рис. 1

рину примерно 14 км и различается по составу северо-восточной и северо-западной частей [2, 6, 11]. Восточная часть сложена ассоциацией биотит-амфиболовых и амфиболовых плагиогнейсов и амфиболитов, в разной степени гранитизированных. В приустьевой части р. Монголо залегает Усть-Монголинский массив гнейсовидных монцонитов и монцодиоритов, который предварительно относился к раннепротерозойскому билляхскому гранодиорит-гранит-граносиенитовому комплексу. Однако гранитоиды Усть-Монголинского массива имеют позднеархейский возраст 2702 ± 9 млн лет [5]. Окружающие массив породы представлены протерозойскими биотитовыми гранитогнейсами и мигматитами котуйкан-монголинского комплекса. В полях мигматитов отмечаются линзовидные тела размером до $0,2-0,3 \times 4$ км гранитоидов маганского аляскит-лейкогранит-мигматитового комплекса

(γmPR_{1mg}) (рис. 1). В западной части КМ СФпЗ преобладают гранитогнейсы, с ними тесно ассоциируют кварциты, слагающие крупные линзовидные тела предположительно кварцолитовой природы [6, 11]. Окварцованные двуслюдяные граниты в правобережье р. Монголо в районе устья руч. Этуэбин отнесены нами к монголинскому комплексу (γPR_{1mh}) (рис. 1).

Изотопно-геохимическими исследованиями в восточной части КМ СФпЗ охвачены обнажения гранулитов, анортозитов, метальтрамафитов и гранитоидов, в юго-западной части – кристаллических сланцев, гранитогнейсов и окварцованных гранитоидов. Выполнено 20 анализов макро- и микроэлементов, изучены изотопный U-Pb состав циркона в 10 пробах и его микроэлементный состав в четырех монофракциях, определен изотопный состав Sm, Nd, Rb, Sr в шести валов-

вых пробах. Аналитические исследования в лабораториях ВСЕГЕИ: общий силикатный анализ пород – рентгеноспектральным флуоресцентным методом (аналитик Б.А. Цимошенко), определения редких элементов, Cu, Zn, Pb, Li методом ICP-AES (аналитик Э. Г. Червякова), остальные элементы, в том числе РЗЭ, методом ICP-MS (аналитики В. А. Шишлов, В. Л. Кудряшов). При изучении Rb-Sr и Sm-Nd систем концентрации элементов определены методом изотопного разбавления изотопные составы – на девятиколлекторном масс-спектрометре TRITON в статическом режиме (аналитик Е. С. Богомолов). Методика локального U-Pb анализа циркона, его микроэлементного состава, обработки данных и их интерпретации соответствует приведённой в работе [4].

Петрографическая и геохимическая характеристика. Гранулиты *верхнеанабарской серии* преобладают в тектонических блоках и представлены мезократовыми линзовидно-полосчатыми гиперстен-амфиболовыми плагиогнейсами (пр. 507). Их минеральный состав (%): Pl₄₀* 55, Qtz 20, Am 15–20, Hур 5, Bt 1–2, Mag 1, Ap <1, по химическому составу соответствуют диоритам-тоналитам (рис. 3). Плагиогнейсы бедны Cs и Rb, имеют положительные аномалии K, Ba и Pb и отрицательные Th, Nb, P, Ti (рис. 4, а, б). При сумме содержаний редкоземельных элементов 106 мкг/г характеризуется фракционированным распределением РЗЭ ((La/Yb)_N 12–13) и отсутствием Eu-аномалии (Eu/Eu* 0,94)**.

Линзовидные прослои амфибол-двупироксеновых кристаллосланцев (рис. 2, а, пр. 504) (%): Pl₄₀ 45, Am 20, Орх 15, Срх 10, Qtz 5, Bt 5, Ilm+Mag 2, Ap <1, по химическому составу соответствуют габброидам (рис. 3). Графики распределения редких элементов в них подобны графикам плагиогнейсов, но более сглажены (рис. 4, в, г). Содержание РЗЭ ниже (ΣРЗЭ 89 мкг/г) со слабофракционированным распределением (La/Yb)_N 3,86 при отсутствии Eu-аномалии (Eu/Eu* 0,89).

В изоклинально-складчатых гранулитах наблюдалась метаморфизованная в гранулитовой фации глыба (фрагмент дайки?) массивных двупироксеновых кристаллосланцев (рис. 2, б, пр. 506) (%): Pl₅₀ 55, Срх 25, Орх 10, Am 5, Mag 5, Ap <1. Они наиболее бедны редкими и редкоземельными элементами и находятся в нижней части диаграмм на рис. 4, а, б. Характерна низкая величина ΣРЗЭ 36 мкг/г, слабо выражен положительный наклон почти горизонтального графика РЗЭ ((La/Yb)_N 0,98), Eu-аномалия отсутствует (Eu/Eu* 1,05).

Часто встречаются гиперстенсодержащие гранат-биотитовые плагиогнейсы (пр. 503) (%): Qtz 35, Pl₃₅ 30, Grt 15, Bt 15, Hур 5, Ap + Mag <1. Породы на рис. 3 соответствуют тоналитам – гранодиоритам, они нормативно корундовые и наиболее обогащены крупноионными литофилами Cs, Rb, Ba, K, Pb и РЗЭ (ΣРЗЭ 113,57 мкг/г). Отчетливо проявлено

* Здесь и далее: Am – амфибол, Ap – апатит, Bt – биотит, Chl – хлорит, Срх – клинопироксен, Ep – эпидот, Grt – гранат, Hур – гиперстен, Ilm – ильменит, Mag – магнетит, Mc – микролин, Mnz – монацит, Mus – мусковит, Орх – ортопироксен, Ор – ортоклаз, Pl₄₅ – плагиоклаз и его номер, Sil – силлиманит, Qtz – кварц.

** Eu/Eu* = Eu_N / [Sm_N × Gd_N]^{1/2}, Ce/Ce* = Ce_N / [La_N × Pr_N]^{1/2}, где Eu_N, Sm_N, Gd_N... (Lu/Gd)_N – содержание и отношение содержания элементов, нормированных по хондриту.

Рис. 3. Положение магматических и метаморфических пород КМ СФпЗ на диаграммах Q–P [20] (а) и R₁–R₂ [21] (б)

Поля на диаграмме (а) слева направо и сверху вниз: to – тоналит (трондьемит), gd – гранодиорит, ad – адамеллит, gr – гранит, dq – кварцевый диорит (кварцевое габбро – кварцевый анортозит), mzdq – кварцевый монцодиорит, mzd – кварцевый монционит, sq – кварцевый сиенит, go – габбро (диорит – анортозит), mzgo – монцогаббро (монцодиорит), mz – монционит, s – сиенит. Кроме того, на диаграмме (б), um – ультрамафитовые породы, ago – щелочное габбро, gn – габбро-нориты, god – габбродиорит, mzd – монцодиорит, d – диорит, agr – щелочной гранит. Фигуративные знаки: 1 – гиперстен-амфиболовые плагиогнейсы (507); 2 – прослой амфибол-двупироксеновых кристаллосланцев (504) в плагиогнейсах; 3 – гранат-биотитовые плагиогнейсы (503); 4 – массивные двупироксеновые кристаллосланцы (506); 5 – пироксениты и горнблендиты (164, 164-1, 164-11); 6 – анортозиты (150, 151-1); 7 – монцодиориты Усть-Монхолинского массива (161, 163, 163-1); 8–10 – котуйкан-монхолинский комплекс: 8 – биотитовые гранитогнейсы (160), 9 – гранатсодержащие бластокатаклизиты гранитного состава (505), 10 – белые лейкогранитогнейсы (500а); 11 – аляскистовые граниты маганского комплекса (162); 12 – двуслюдяные граниты монхолинского комплекса

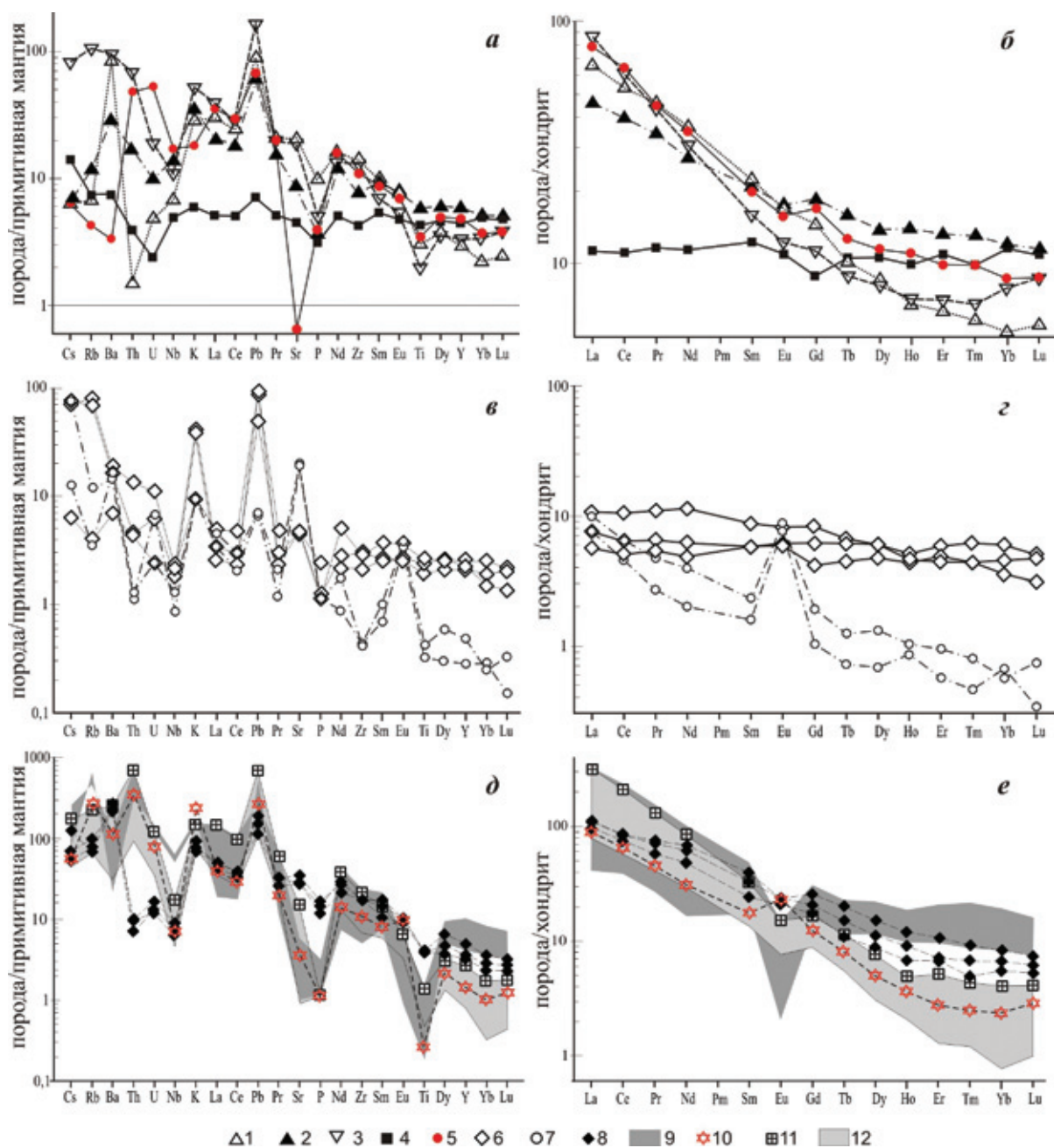
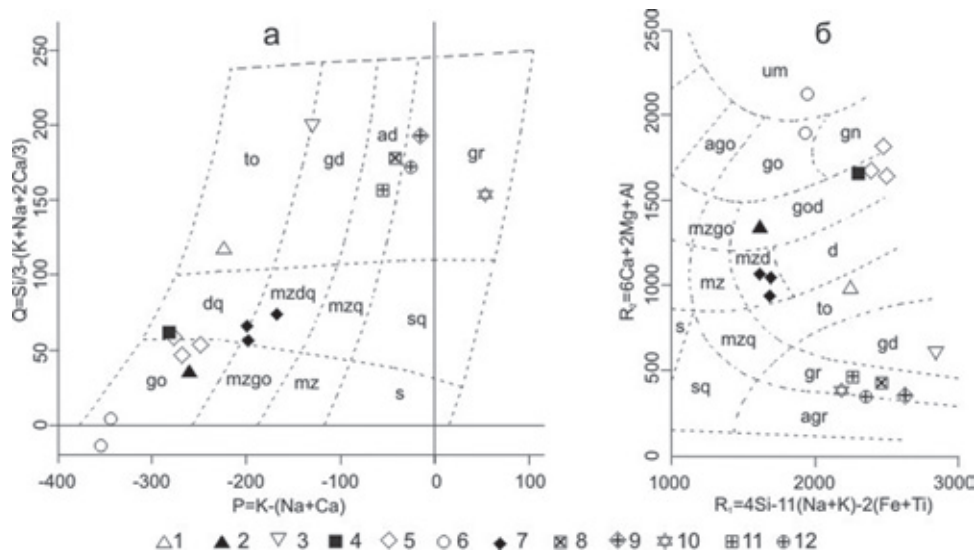
фракционированное распределение РЗЭ ((La/Yb)_N 11) с незначительным Eu-минимумом (Eu/Eu* 0,91).

Амфиболлизированные пироксениты (пр. 164) сложены крупными гомоосевыми псевдоморфозами зеленого амфибола по клинопироксену. Краевые части тел представлены *горнблендитами*, состоящими на 80% из крупных призматических выделений амфибола в интерстициях с агрегатами мелких зерен плагиоклаза (15–20%). Пироксениты имеют низкие содержания Cs, Rb, Ba, U, Sr, P, но в них проявлены положительные аномалии K и Pb, а в амфиболитах кроме того Cs, Rb, Ba (рис. 4, в, г). Характерно низкое содержание РЗЭ (ΣРЗЭ 16–28 мкг/г), Eu-минимум отсутствует или проявлена слабая положительная аномалия Eu (Eu/Eu* 0,98–1,18). Фиксируется слабый отрицательный наклон графиков распределения РЗЭ (La/Yb)_N 1,26–3,04.

Балаганакский анортозитовый массив амбардах-коялахского комплекса размером 6 × 1 км в центральной части представлен мономинеральными анортозитами, иногда с корундом [6]. В краевых частях массива они постепенно сменяются габбро-анортозитами, сложенными деформированным Pl_{60–70} (80–85%), иногда с округлыми включениями кварца (до 5%), и темноцветными минералами Am + Chl + Ep (15%). Анортозиты наиболее обеднены редкими элементами, содержания Th и Nb очень низкие, содержания Zr, Ti, Y (ΣРЗЭ 9–14 мкг/г) ниже, чем в примитивной мантии.

Рис. 4. Мультиэлементные диаграммы для пород КМ СФпЗ

а, б – гранулиты и кристаллические сланцы; в, г – анортозиты, пироксениты и амфиболиты; д, е – гранитоиды. Фигуративные знаки: 1 – гиперстен-амфиболовые плагиогнейсы (507); 2 – прослой амфибол-двупироксеновых кристаллосланцев (504) в плагиогнейсах; 3 – гранат-биотитовые плагиогнейсы (503); 4 – массивные двупироксеновые кристаллосланцы (506); 5 – кварц-амфиболовые кристаллосланцы (500); 6 – пироксениты и горнблендиты (164, 164-1, 164-11); 7 – анортозиты (150, 150-1); 8 – монцодиориты Усть-Монхолинского массива (161, 163, 163-1); 9 – биотитовые гранитогнейсы котуйкан-монхолинского комплекса; 10 – белые лейкогранитогнейсы (500а); 11 – аляскистовые граниты маганского комплекса (162); 12 – окварцованные двуслюдяные граниты монхолинского комплекса. Нормализация содержаний проведена по составу примитивной мантии и хондрита по [28]



Отмечаются положительные аномалии Cs, Rb, Ba, U, K, Pb, особенно выражены Sr и Eu ($Eu/Eu^* 4-6$). В них отчетливо проявлено фракционированное распределение P3Э ($(La/Yb)_N 11,3-17,4$).

Монцитоны, монциодиориты и кварцевые монциодиориты Усть-Монхолинского массива (рис. 2, в, пробы 161, 163, 163-1), %: $Pl_{22-45} 25-40$, $Am 15-20$, $Qtz 15-20$, $Mc 15$, $Bt 10$, $Ilm + Ttn 2$, $Ap 0,5$. В них проявлена двойственность геохимических характеристик, которая выражается в сочетании повышенных содержаний как совместимых (K, Ba, Sr), так и несовместимых (Mg, Cr, Ni, Co) элементов. По геохимическим критериям монцитонитовиды Усть-Монхолинского массива соответствуют низкотитанистым санукитоидам [5].

Гранитогнейсы и мигматиты котуйкан-монхолинского комплекса (рис. 2, г, пр. 160), (%): $Qtz 30$, $Pl_{20} 30$, $Mc 25$, $Bt 15$, $Ap + Mag + Mnz < 1$, по химическому составу существенно отличаются от пород Усть-Монхолинского массива (рис. 4, д, е). Гранитогнейсы плюмазитовые ($ASI 1,04-1,13$), в большинстве железистые и щелочно-известковистые. Характерны положительные аномалии K, Rb, Th, Pb, отрицательные Ba, Nb, Sr, P, Ti, иногда La, Ce. Присутствуют как гранодиоритогнейсы, наиболее обогащенные P3Э ($\Sigma P3Э 408$ мкг/г), так и гранитогнейсы, бедные P3Э ($\Sigma P3Э 73$ мкг/г). Те и другие характеризуются резко выраженным Eu-минимумом ($Eu/Eu^* 0,14-0,35$) и в разной степени фракционированным распределением P3Э ($(La/Yb)_N 5,0-16,5$). В меланократовых разностях иногда отмечаются повышенные содержания Li, Be, Ta.

Гранат-амфиболовые кристаллосланцы котуйкан-монхолинского комплекса ($Am 40$, $Qtz 40$, $Pl 10$, $Ilm 5$, $Bt + Grt + Ap < 1$) по химическому составу не соответствуют магматическим породам из-за очень низкого содержания Na и K, поэтому на рис. 3 их точки находятся за пределами диаграмм. Они сильно обеднены Cs, Rb, Ba, Sr, в меньшей степени Ti и P, но имеют положительные аномалии Th, U, Pb. По содержанию P3Э ($\Sigma P3Э 113,57$ мкг/г) и графику их распределения ($(La/Yb)_N 9,1$) они близки к гранатсодержащим гранулитам, но имеют более выраженный Eu-минимум ($Eu/Eu^* 0,85$).

Аляскитовые граниты (пр. 162) маганского комплекса в западном экзоконтакте Усть-Монхолинского массива (%): $Pl_{18} 40$, $Qtz 30$, $Mc 25$, $Bt + Chl 5$, $Mus 2$, $Ap, Mag < 1$. В них отчетливо выражены положительные аномалии K, U, Pb, отрицательные Nb, P, Ti, отмечается высокое содержание Ba и P3Э ($\Sigma P3Э 355$ мкг/г), отчетливо выражен Eu-минимум ($Eu/Eu^* 0,64$) и фракционированное распределение P3Э ($(La/Yb)_N 80,90$) при высоком отношении $Sr/Y 27,4$.

Окварцованные двуслюдяные граниты (пробы 159, 502) монхолинского комплекса ($Qtz 50-70$, $Pl_{15} 10-15$, $Mc 15-25$, $Bt + Mus 5$, $Sil, Mnz < 1$) имеют невысокое содержание P3Э ($\Sigma P3Э 100-155$ мкг/г), как положительные, так и отрицательные аномалии Eu ($Eu/Eu^* 0,7-1,54$) и фракционированное распределение P3Э ($(La/Yb)_N 38-118$).

Результаты определения возраста. В массивных *двупироксеновых кристаллосланцах* (пр. 506) циркон мелкий в виде неправильно-призматических и изометричных зерен с хорошо заметными мелкими гранями на их поверхности. Внутреннее строение в КЛ не выражено, зерна черные однородные, с близким

содержанием Th 48–245 и U 85–228 мкг/г, Th/U 0,59–1,1. По пяти измерениям получено конкордантное значение возраста 1975 ± 13 млн лет, которое по характеру циркона интерпретируется как возраст гранулитового метаморфизма. Первичный циркон в породе не выявлен.

В *пироксенитах* наиболее древнее значение возраста 2341 ± 24 млн лет получено по изометричному зерну циркона (5.1 на рис. 5 и 6), характеризующемуся следующим микроэлементным составом (мкг/г): Th 92,1; U 372; Hf 12231; Y 793; $\Sigma P3Э 644$; Th/U 0,25; $Eu/Eu^* 0,36$; $Ce/Ce^* 3,06$; $(Sm/La)_N 1,27$; $(Lu/Gd)_N 31,4$. Температура кристаллизации циркона $771^\circ C$ по титановому геотермометру (T_{Ti}^{Zir})* [29]. Судя по геохимическим показателям, этот циркон формировался в магме кислого состава [17, 19] и для пироксенитов является ксеногенным.

Геохимические характеристики обломков с широкой светлой оболочкой (3.1) с возрастом 2079 ± 77 млн лет (мкг/г): Th 53,5; U 52,5; Hf 10 930; Y 359; $\Sigma P3Э 309$; Th/U 1,01; $Eu/Eu^* 0,26$; $Ce/Ce^* 83,9$; $(Sm/La)_N 35,6$; $(Lu/Gd)_N 17,3$. По микроэлементному составу и распределению P3Э эта визуально метаморфогенная оболочка образовалась в результате перекристаллизации магматического циркона [19, 23]. Температура ее образования по титановому геотермометру (T_{Ti}^{Zir}) [29] $761^\circ C$.

По трем зернам со следами грубой и секториальной зональности (4.1, 8.1, 10.1) получено конкордантное значение возраста 1959 ± 19 млн лет. Общей особенностью зерен из этого кластера является аномально низкое содержание Hf 4744–5959, Y 76,3–83,7 и P 1,05–11,6 мкг/г, что свойственно циркону высокого давления, претерпевшему перекристаллизацию [23]. Из них два зерна (4.1 и 10.1) со сходными геохимическими характеристиками (Th 34,4–35,7; U 181–204; Hf 6117–5959; Y 76,3–83,7; $\Sigma P3Э 84,8-95,8$; Th/U 0,17–0,19; $Eu/Eu^* 0,58-1,02$; $Ce/Ce^* 1,32-1,79$; $(Sm/La)_N 0,89-1,43$; $(Lu/Gd)_N 25,3-32,9$) обогащены легкими P3Э и, видимо, формировались в условиях гранулитового метаморфизма при высокой флюидонасыщенности. Температура кристаллизации этих цирконов по титановому геотермометру (T_{Ti}^{Zir}) [29] 704 и $833^\circ C$.

Зерна 1.1 и 8.1 с возрастом 1922 ± 27 и 1993 ± 29 млн лет имеют следующие геохимические параметры (мкг/г): Th 32,5–42,5; U 149–180; Hf 4744–5541; Y 77,1–80,5; $\Sigma P3Э 67-75,9$; Th/U 0,22–0,24; $Eu/Eu^* 0,48-0,54$; $Ce/Ce^* 9,4-11,1$; $(Sm/La)_N 4,48-8,9$; $(Lu/Gd)_N 61,3-69,4$ резко отличаются бедностью P3Э и особенно легкими лантаноидами. Температура образования этого циркона (T_{Ti}^{Zir}) [29] наиболее низкая ($621-643^\circ C$), вероятно, он образовался в результате метаморфической перекристаллизации.

Дискордия с верхним пересечением 1946 ± 14 млн лет (рис. 5) отражает не возраст пироксенитов, а время перекристаллизации циркона.

В *анортозитах* циркон изучен в пробах 150 и 151-1. В пр. 150 (рис. 7) он представлен крупными изометричными обломками и мелкими удлиненно-призматическими зернами буровато-желтого цвета и серыми полупрозрачными и матовыми. Наиболее древнее значение возраста 2818 ± 23 млн лет

* Температура кристаллизации циркона рассчитывалась по формуле $T_{Ti}^{Zir} = -5080 / (\log_{10}(Ti) - 6) - 273$, где Ti – содержание титана в цирконе [29].

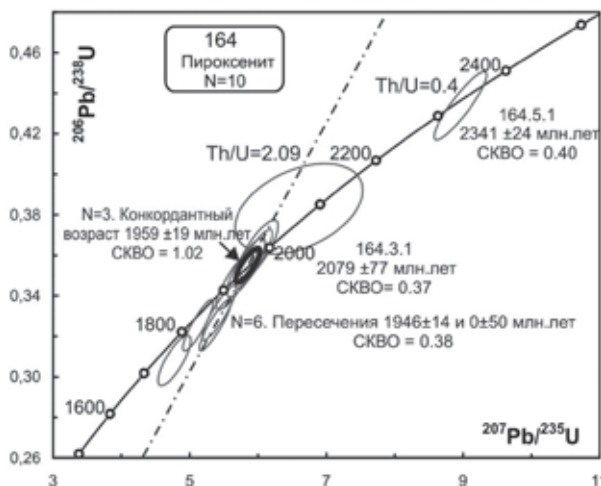
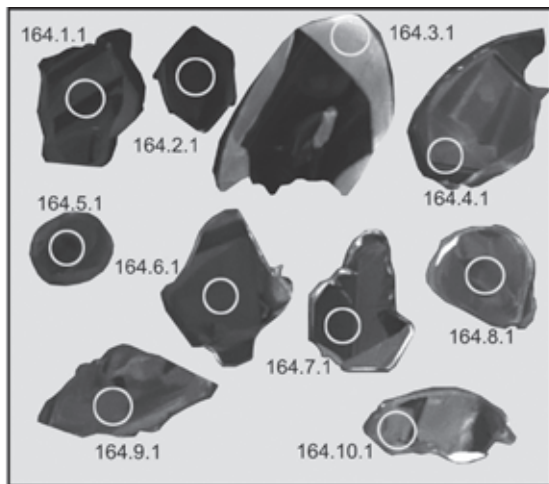


Рис. 5. КЛ изображения и возраст циркона из пироксенитов (пр. 164)

На КЛ изображениях циркона показаны участки датирования (светлые окружности) и их номера. Диаметр окружности 20 мкм, N – количество точек датирования, СКВО – средне-квадратичное отклонение для конкордантности.

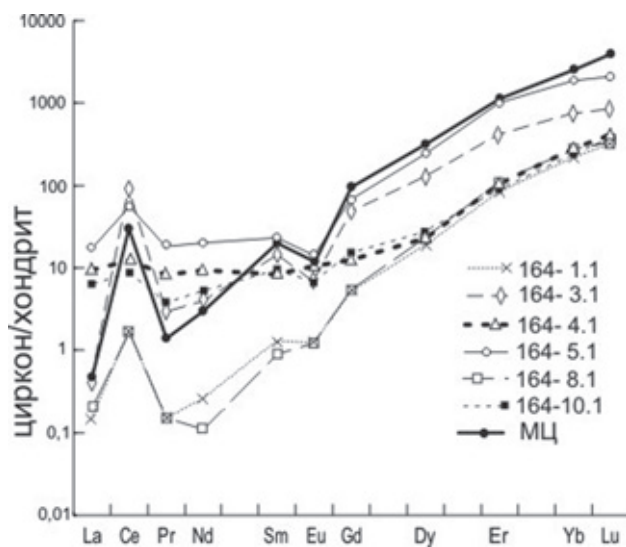


Рис. 6. Распределение РЗЭ в цирконе из пироксенита (пр. 164)

Номера графиков соответствуют номерам точек измерений на рис. 5. МЦ – типовой магматический циркон по [23]. Нормализация содержаний проведена по составу хондрита по [28]

получено по краевой части двухфазного зерна в точке 150An_4.1, которое содержит (мкг/г) Th 75; U 230; Hf 12 466; Y 699; Σ РЗЭ 649; Th/U 0,33; Eu/Eu* 0,28; Ce/Ce* 24,6; (Sm/La)_N 12,1; (Lu/Gd)_N 54,6. Температура кристаллизации этого циркона по титановому геотермометру (T_{Ti}^{Zir}) [29] 736 °С. Генезис циркона интерпретируется как магматический. По микроэлементному составу (рис. 8) он подобен циркону из гранитоидов [17, 19], резко отличается от геохимических характеристик анортозитов и поэтому не мог кристаллизоваться из анортозитового расплава. По ядерной части зерна 150An_5.1 конкордантный возраст 2396 ± 31 млн лет, содержание (мкг/г): Th 105; U 215; Hf 13 328; Y 356; Σ РЗЭ 328; Th/U 0,49; Eu/Eu* 1,09; Ce/Ce* 7,94; (Sm/La)_N 4,7; (Lu/Gd)_N 22,6. Температура кристаллизации этого циркона по титановому геотермометру (T_{Ti}^{Zir}) [29] более высокая и составляет 811 °С.

Большинство зерен образует кластер из восьми измерений с конкордантным возрастом 1959 ± 9 млн лет. Часть из них черные в КЛ с тонкой осцилляторной зональностью (на рис. 7 показано оптическое изображение типового зерна с точкой 150An_3.1). Содержание микроэлементов в этом цирконе (мкг/г): Th 564; U 1045; Hf 9933; Y 1033; Σ РЗЭ 812; Th/U 0,54; Eu/Eu* 0,22; Ce/Ce* 4,28, наиболее низкое отношение (Lu/Gd)_N 16,5 и (Sm/La)_N 2,58. В этом же возрастном кластере присутствует белый в КЛ циркон (150An_1.1, 1.2, 2.2) с низким содержанием (мкг/г) Th 1–12; U 7,7–512; Hf 7477–9648; Y 10,1–99,2; Σ РЗЭ 12–63; Th/U 0,2–0,4; Eu/Eu* 1,01–1,59; Ce/Ce* 2,6–3,9; (Lu/Gd)_N 32,4–33,3, который интерпретируется как гранулитовый. Температура кристаллизации циркона с возрастом 1959 ± 9 млн лет $699–717$ °С по титановому геотермометру (T_{Ti}^{Zir}) [29]. Таким образом, в анортозитах присутствуют цирконы с возрастом 1959 ± 9 млн лет, различающиеся по содержанию элементов-примесей и температуре кристаллизации. Дискордия, построенная по 15 измерениям, дает близкое верхнее пересечение 1969 ± 15 млн лет.

В анортозитах пр. 151-1 (рис. 9) установлен циркон двух морфологических типов. Первый представлен розовыми изометричными, реже призматическими кристаллами с большим количеством граней, в КЛ обычно светло-серыми с неправильной грубой или секториальной зональностью. Второй тип – прозрачные или желтоватые призматические кристаллы или их обломки, черные в КЛ.

По черному в КЛ незональному зерну 11.1 (рис. 9) получено наиболее древнее значение возраста 1970 ± 27 млн лет, содержание (мкг/г) Th 69; U 1002; Hf 6502; Y 545; Σ РЗЭ 566; Th/U 0,07; Eu/Eu* 1,03; Ce/Ce* 6,25; (Sm/La)_N 5,64; (Lu/Gd)_N 99. Температура кристаллизации этого циркона по титановому геотермометру (T_{Ti}^{Zir}) [29] 698 °С. Призматическое прозрачное зерно 8.1, светлое в КЛ с грубой зональностью, содержание (мкг/г) Th 0,43; U 19; Hf 8219; Y 163; Σ РЗЭ 381; Th/U 0,02; Eu/Eu* 4,15; Ce/Ce* 1,41; (Sm/La)_N 1,59; (Lu/Gd)_N 1060,8. Это зерно перекристаллизовано и характеризуется возрастом 1920 ± 84 с относительно большой дискордантностью (14%). Температура кристаллизации этого циркона (T_{Ti}^{Zir}) [29] 731 °С.

Многочисленные светлые в КЛ изометричные зерна (типичные 9.1, 10.1) с секториальной зональностью являются гранулитовыми. Они имеют низкие содержания (мкг/г) Th 0–2, U 2–6, Th/U 0,02–0,3

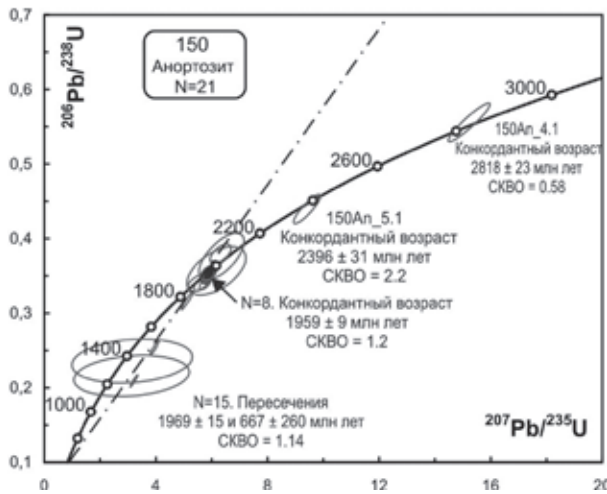
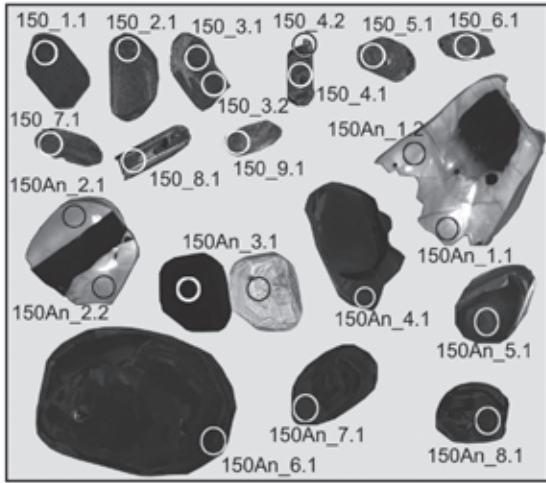


Рис. 7. КЛ изображения и возраст циркона из анортозитов (пр. 150)

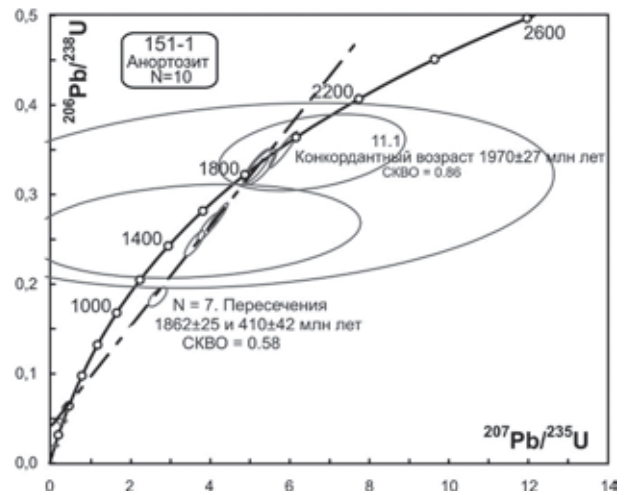
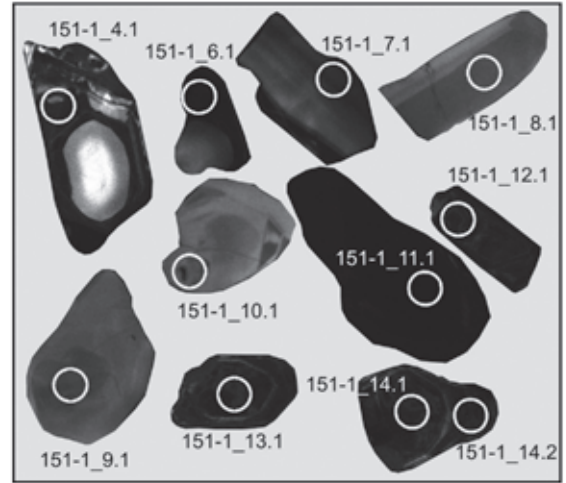


Рис. 9. КЛ изображения и возраст циркона из анортозитов (пр. 151-1)

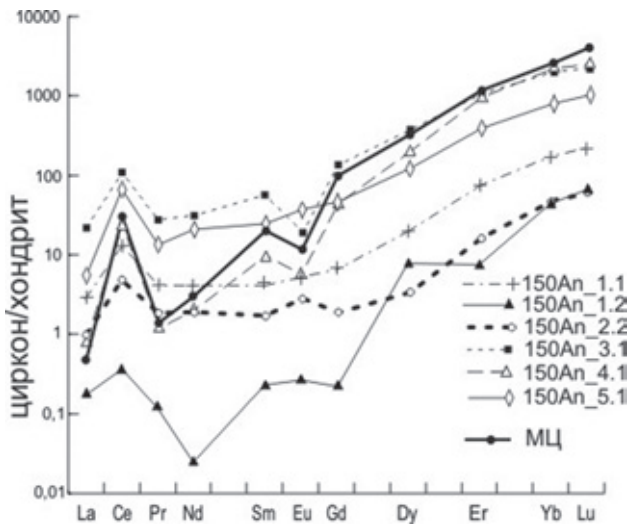


Рис. 8. Распределение РЗЭ в цирконе из анортозита (пр. 150)

Номера графиков соответствуют номерам точек измерений на рис. 7. МЦ — типовой магматический циркон по [23]. Нормализация содержаний проведена по составу хондрита по [28]

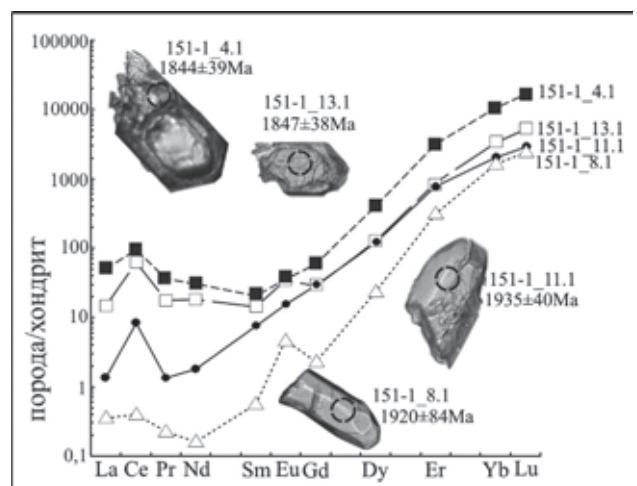


Рис. 10. Графики распределения РЗЭ в цирконе с минимальным возрастом и отношением Th/U 0,01–0,09 из анортозитов (пр. 151-1) и оптические изображения зерен цирконов с точками измерений, их номерами и результатами определения возраста (Ma – млн лет). Оптические изображения циркона с номерами точек измерений соответствуют КЛ изображениям на рис. 9

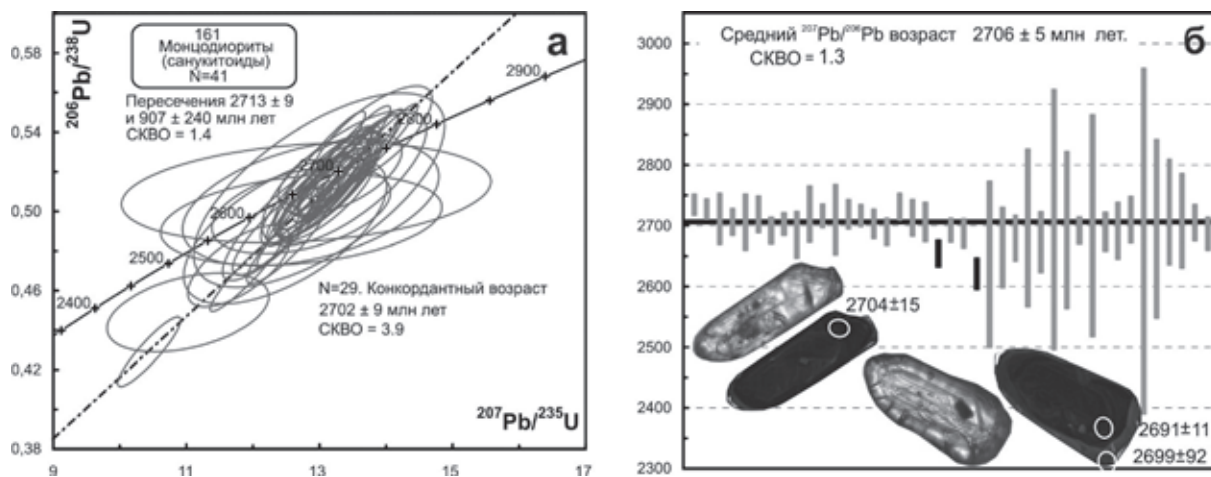


Рис. 11. Возраст монцодиоритов Усть-Монхолинского массива

В нижней части рис. б показаны типовые цирконы из монцодиоритов Усть-Монхолинского массива в оптическом и КЛ изображениях с результатами определения возраста в млн лет

и большей частью непригодны для датирования. По ним получены большие погрешности измерений возраста $1687 \pm 210 - 1485 \pm 110$ и большая величина дискордантности 14–49%.

Черное ядро зерна 13.1 и черная оболочка 4.1 округлого гранулитового зерна показали близкие значения возраста 1847–1844 ± 38 млн лет, содержание (мкг/г) Th 3,8–11; U 668–1668; Hf 7657–10164; Y 648–2128; $\Sigma P3Э$ 890–2800; Th/U 0,02; Eu/Eu* 1,02–1,72; Ce/Ce* 2,22–3,91; $(Sm/La)_N$ 0,42–0,97; $(Lu/Gd)_N$ 181–277. В этих зернах отчетливо выражено обогащение легкими P3Э при низких значениях величины $(Sm/La)_N$, слабо выражены положительная Ce- и отрицательная Eu-аномалия (рис. 10), что свойственно гидротермальным или метасоматическим цирконам [23, 26]. Температура кристаллизации этого циркона по титановому геотермометру (T_{Ti}^{Zr}) [29] наиболее низкая (624–635 °C). По семи измерениям построена дискордия с верхним пересечением 1862 ± 25 млн лет, указывающая на возраст образования цирконов в анортозитах.

В монцодиоритах Усть-Монхолинского массива циркон представлен однотипными розоватыми и коричневатými прозрачными и полупрозрачными призматическими и субидиоморфными кристаллами. Размер зерен 150–400 мкм, Ку 1,5–3 (рис. 11, б).

В оптическом изображении отчетливо проявлена тонкая концентрическая ростовая зональность, но в КЛ изображении она видна плохо. Наблюдаются светло-серые однородные каймы обрастания шириной 10–50 мкм и тонкие (шириной 2–3 мкм) белые каймы и наросты на пирамидах зерен. Во внутренних частях зерен U 288–793, Th 175–644 мкг/г, отношение Th/U 0,76. Светло-серые каймы беднее U 73–104, Th 28–60 мкг/г, отношение Th/U 0,57. Белые в КЛ наросты и каймы из-за малых размеров не изучены.

Результаты 29 (из 41) анализов образуют кластер с конкордантным возрастом 2702 ± 9 млн лет (рис. 11, а). Близкое значение 2713 ± 9 млн лет дает верхнее пересечение линии дискордии, построенной для 41 измерения. Возраст кайм не отличается от возраста внутренних частей кристаллов (рис. 11, б, нижняя часть.) Аналогичное значение 2706 ± 5 млн лет, полученное по отношению

$^{207}Pb/^{206}Pb$ (рис. 11, б), свидетельствует о хорошей сохранности U-Pb системы цирконов и принимается в качестве возраста кристаллизации монцодиоритов Усть-Монхолинского массива.

Котуйкан-монхолинский мигматит-гнейсовый комплекс. В гранитогнейсах (пр. 160) циркон призматический розовато-бурого цвета. Размер зерен 100–200 мкм, Ку 1,5–2. В оптическом изображении хорошо проявлено тонкое концентрически-зональное строение кристаллов. Однако оно сильно нарушено метамиктизацией, что отображается в КЛ неправильным чередованием черных и светло-серых зон и пятен (рис. 12). Характерны резкие колебания содержания U 807–2911, Th 91–1044 мкг/г, отношение Th/U 0,11–1,34. На основании 12 измерений построена дискордия с верхним пересечением 1963 ± 16 млн лет, которое рассматривается как возраст формирования гранитогнейсов. Нижнее пересечением 665 ± 100 млн – результат нарушения уран-свинцовой системы или диффузионных потерь радиогенного свинца и не имеет геологического смысла.

Циркон из *бластокатаклазитов* (пр. 505) удлиненно-призматический, с черными в КЛ ядрами и темными оболочками с нарушенной зональностью (рис. 13). Черное ядро 6.1 (Th 346, U 888 мкг/г, Th/U 0,40) имеет наиболее древний конкордантный возраст 2687 ± 15 млн лет и по генезису оно скорее всего магматическое. Измерения по другим черным высокоурановым ядрам (U 1047–4078 мкг/г) и оболочкам с низким отношением Th/U 0,02–0,15 укладываются в диапазон 2588–1964 млн лет. Минимальный конкордантный возраст 1905 ± 26 млн лет установлен по заключенному в черную оболочку светлomu ядру с неправильной секториальной зональностью (Th 224–266, U 145–152 мкг/г, Th/U 1,52–1,90), которое интерпретируется как обломок зерна гранулитового циркона.

Следовательно, время образования бластокатаклазитов гранитного состава не древнее 1905 ± 26 млн лет. Возраст более поздних черных оболочек не определен из-за их малой ширины. Данные по дискордии с верхним пересечением 1917 ± 50 млн лет указывают на позднеархейский возраст протолита бластокатаклазитов.

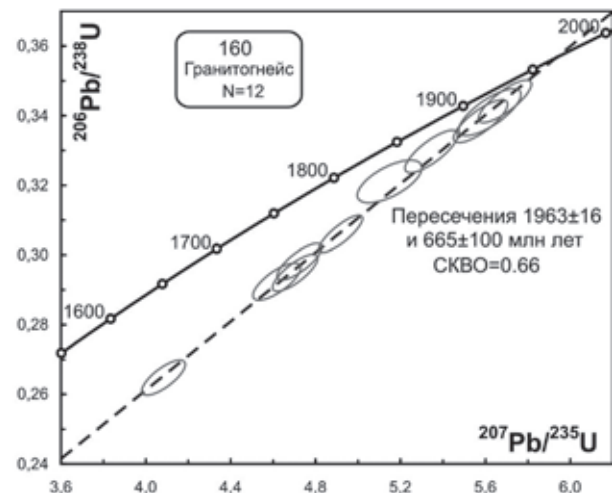
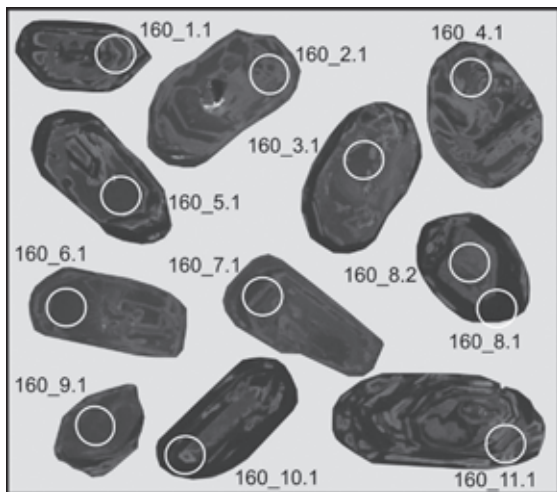


Рис. 12. КЛ изображения и возраст циркона из гранитогнейсов котуйкан-монголинского комплекса (пр. 160)

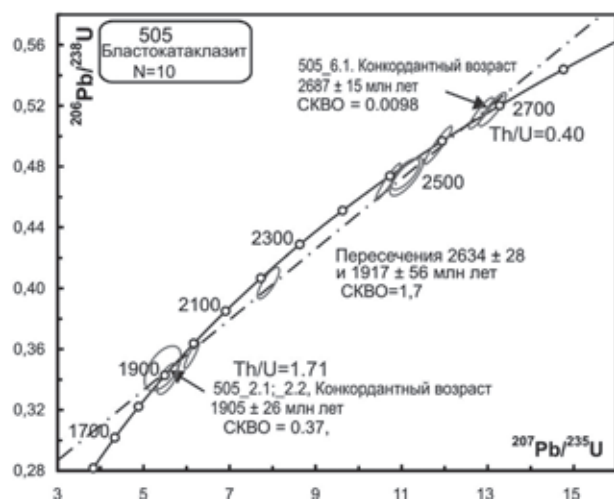
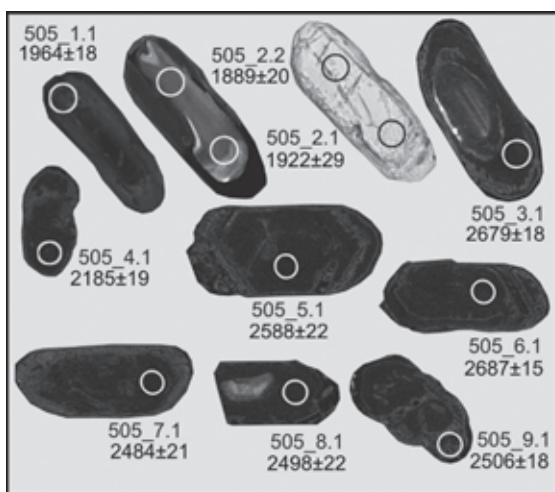


Рис. 13. КЛ изображения и возраст циркона из гранатосодержащих бластокатаклизитов котуйкан-монголинского комплекса (пр. 505). Для зерна с точками измерений 2.1 и 2.2 справа показано его оптическое изображения

В гранатосодержащих кварц-амфиболовых кристаллосланцах (пр. 500) циркон представлен слегка желтоватыми овальными и округлыми зернами, прозрачными и полупрозрачными. Размер зерен 80–200 мкм, K_u 1,3–2,2. В КЛ изображении цирконы состоят из ядер, представленных скругленными обломками с различными типами зональности, и тонких черных оболочек (рис. 14). По двум ядрам с грубой концентрической и секториальной зональностью (12.1 и 7.1) и черной оболочке на одном из них (12.2) получена «дискордия» с верхним пересечением 2820 ± 52 млн лет. Эти измерения характеризуются содержаниями U 88–288, Th 101–141 мкг/г и отношением Th/U 0,51–1,28. Еще по двум измерениям в ядрах с секториальной зональностью (10.1 и 13.1) получена дискордия с верхним пересечением 2527 ± 22 млн лет. В них содержание U 108–110, Th 79–156 мкг/г, Th/U 0,75–1,49.

Для близких по возрасту измерений в грубозональном ядре 5.1 и крае зерна 5.2 получена «дискордия» с верхним пересечением 2417 ± 22 млн лет. Содержание U 122–151, Th 59–72 мкг/г, Th/U 0,5.

По трем ядерным частям с нарушенной ритмичной зональностью (2.1, 4.1, 6.1) получены кон-

кордантный возраст 2024 ± 20 млн лет и верхнее пересечение линии дискордии 2014 ± 13 млн лет. Содержание в ядрах этого возраста (мкг/г): Th 56,7–64,5; U 168–183; Hf 8519–8591; Y 495–720; $\Sigma P3Э$ 364–482; Th/U 0,33–0,37; Eu/Eu^* 0,09–0,31; Ce/Ce^* 3,8–19,2; $(Sm/La)_N$ 3,54–11,97; $(Lu/Gd)_N$ 20,6–23,2. Температура кристаллизации этого циркона по титановому геотермометру (T_{Ti}^{Zr}) [29] 698–742 °С. Приведенные геохимические особенности ядер циркона с осцилляторной зональностью, графика распределения P3Э (рис. 15) и температура кристаллизации циркона указывают на то, что это циркон из магматических пород [17, 19, 23].

Черная в КЛ оболочка в точке измерения 4.2 показала конкордантный возраст 1897 ± 25 млн лет. В отличие от ядер в ней выше содержание (мкг/г) Th 78,8; U 1696; Hf 10 491; $\Sigma P3Э$ 670, ниже содержание Y 236, отношения Th/U 0,05; Eu/Eu^* 5,52; Ce/Ce^* 1,42; $(Sm/La)_N$ 0,76; $(Lu/Gd)_N$ 8,08. Судя по микроэлементному составу (рис. 15), циркон формировался в расплаве с высоким содержанием флюида. Температура кристаллизации этого циркона (T_{Ti}^{Zr}) [29] наиболее высокая и составляет 823 °С. Вероятный возраст протолита пород 2024 ± 20 млн лет, более древний циркон ксеногенный.

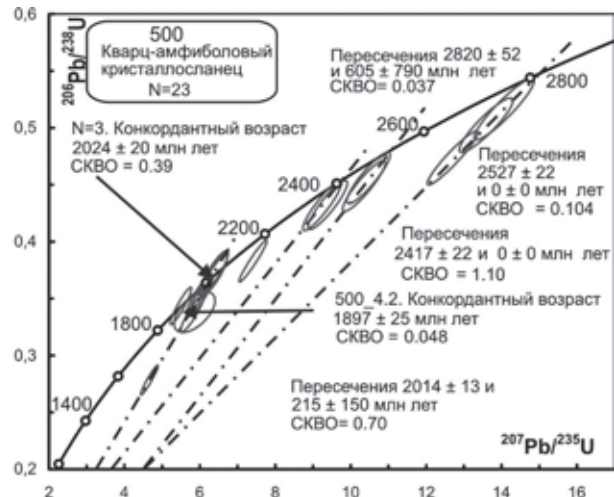
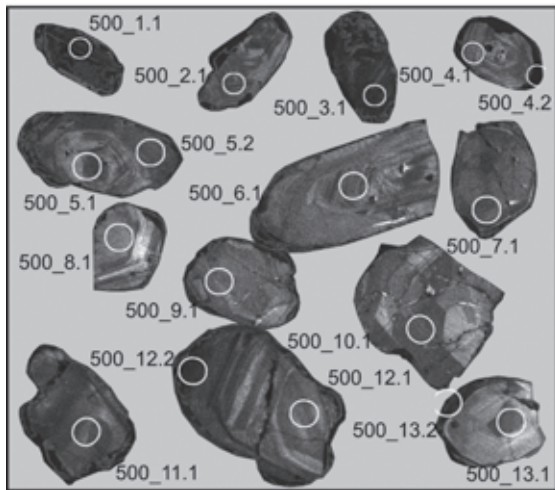


Рис. 14. КЛ изображения и возраст циркона из гранатсодержащих кварц-амфиболовых кристаллосланцев (пр. 500)

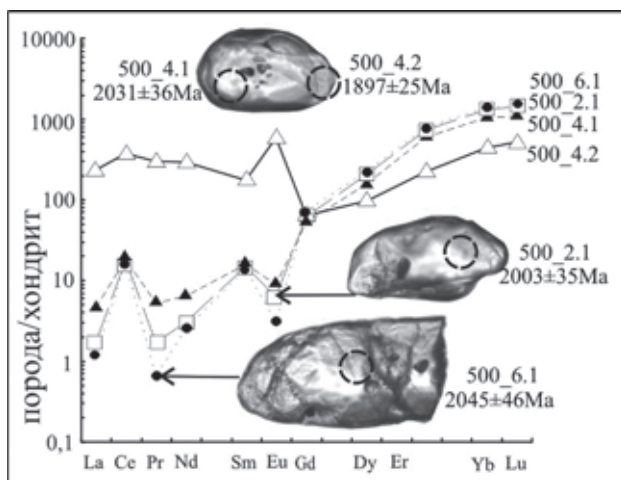


Рис. 15. Графики распределения РЗЭ в цирконе с минимальным возрастом из кварц-амфиболовых кристаллосланцев (пр. 500) и оптические изображения зерен цирконов с точками измерений, их номерами и возрастными. Оптические изображения циркона с номерами точек измерений соответствуют КЛ изображениям на рис. 14

Породы претерпели анатексис с возрастом 1897 ± 25 млн лет.

В *гранитогнейсах* (пр. 500-А) циркон высокоуранный (U_{cp} 4751 до 16 464, Th_{cp} 227 мкг/г, Th/U_{cp} 0,06), в чем сходен с цирконом ультраметагенных оболочек в контактирующих с гранитогнейсами гранатсодержащих кварц-амфиболовых кристаллосланцах. Линия дискордии, построенная по пяти измерениям циркона в гранитогнейсах, дает верхнее пересечение 1899 ± 14 млн лет (рис. 16), которое в пределах аналитической погрешности перекрывается с возрастом ультраметагенного циркона 1897 ± 25 млн лет в контактирующих гранатсодержащих кристаллосланцах.

Маганский комплекс. В *алюкитовых гранитах* (пр. 162) циркон призматический с почти черным неоднородным внутренним строением и грубой концентрической, иногда нарушенной зональностью. Наиболее древнее значение возраста 2905 ± 37 млн лет, полученное по пирамидальному наросту на самом крупном зерне (6.1 на рис. 17), характеризуется повышенными содержаниями Th 241, U 1197 мкг/г, Th/U 0,21. Для кластера из трех измерений в краевых частях зерен (2.1, 7.1, 10.1) получено конкордантное значение возраста 1818 ± 27 млн лет (Th 193–784, U 705–1126 мкг/г,

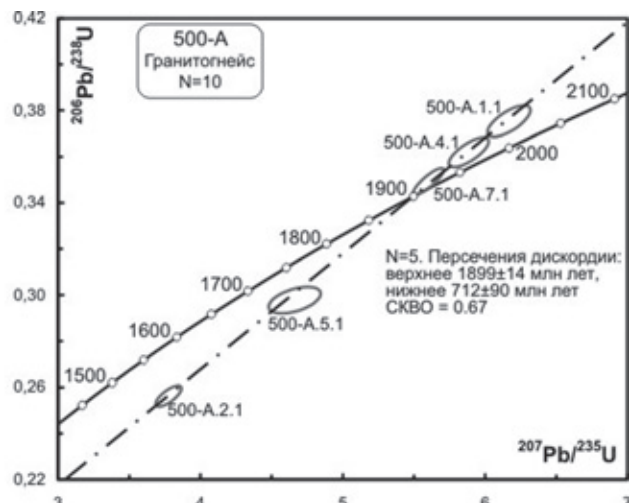
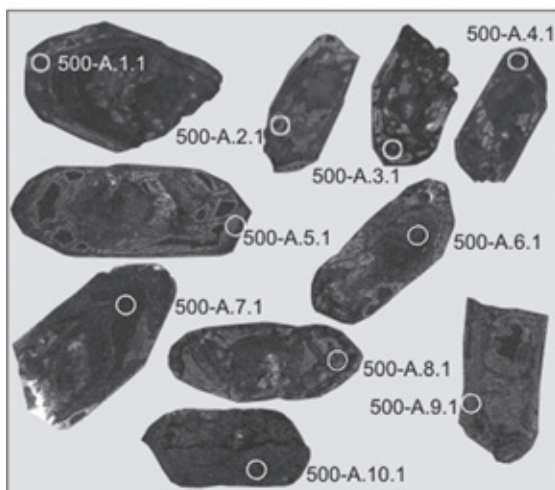


Рис. 16. КЛ изображения и возраст циркона из гранитогнейсов (пр. 500-А)

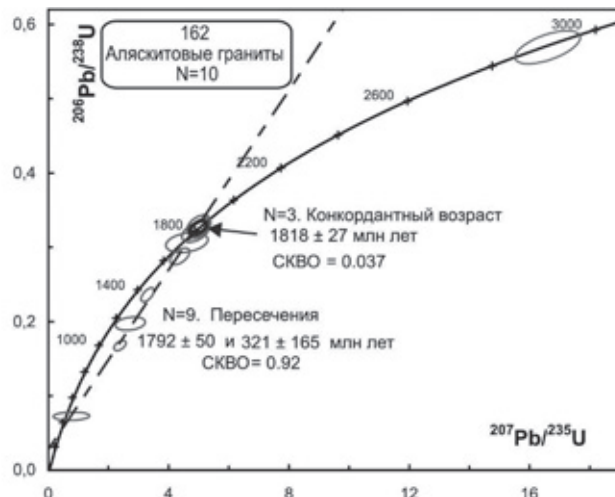
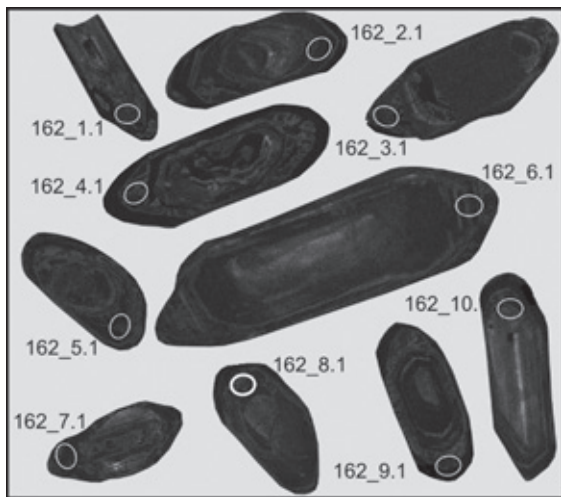


Рис. 17. КЛ изображения и возраст циркона из аляскитовых гранитов маганского комплекса (пр. 162)

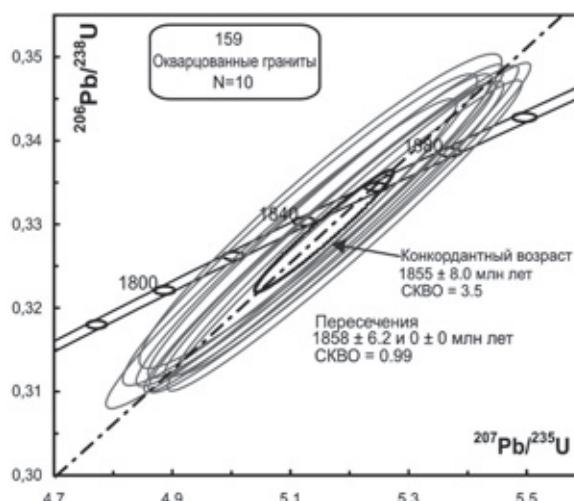
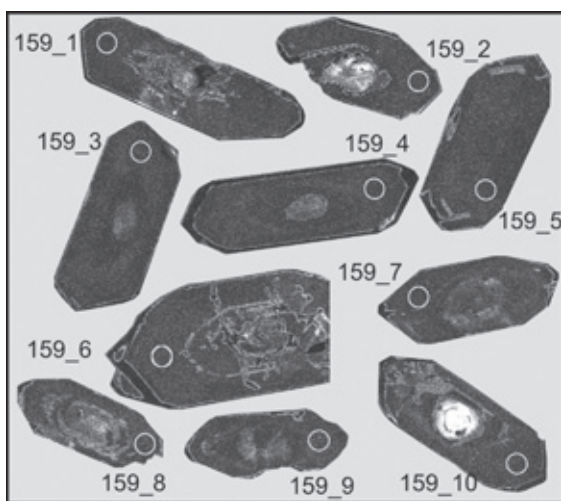


Рис. 18. КЛ изображения и возраст циркона из окварцованных гранитов монголинского комплекса (пр. 159)

Th/U 0,18–1,03) с низкой величиной СКВО 0,037. Линия дискордии, построенная по девяти измерениям, дает близкое к этому возрасту верхнее пересечение 1792 ± 50 млн лет, но численное значение погрешности возраста не улучшается. Возраст 1818 ± 27 млн лет принимается в качестве времени формирования аляскитовых гранитов. Зерно с возрастом 2905 ± 37 млн лет интерпретируется как ксеногенное, унаследованное из протолита.

Монголинский комплекс. В окварцованных двуслюдяных гранитах (пр. 159) циркон представлен крупными до 600×250 мкм призматическими зернами (Ку 2–3,5). В КЛ преимущественно с однородным и грубым концентрически-зональным внутренним строением, иногда с мелкими ядрами, сложенными белым (гранулитовым) цирконом (рис. 18). На некоторых зернах присутствует тонкая черная кайма. Для значений, полученных в средних частях кристаллов, характерны устойчиво выдержанные высокие содержания тория, Th_{cp} 204, U_{cp} 1342 мкг/г, Th/U_{cp} 0,16 при низкой величине дискордантности 0–2%. Конкордантный возраст по 10 измерениям 1855 ± 8 млн лет, но имеет большое СКВО конкордантности 3,5 (рис. 18), указывающее на потери радиогенного свинца. Линия дискордии, построенная по этим же измерениям, дает верхнее пересечение

$1858 \pm 6,2$ млн лет и принимается в качестве возраста формирования гранитов монголинского комплекса.

Изотопный состав Nd и Sr. Большинство изученных пород характеризуется отрицательными (коровыми) значениями $\epsilon_{Nd}(T)$ и формировалось за счет переработки архейской коры (таблица, рис. 19, а). Только для пироксенитов можно предполагать участие мантии в их формировании. Пироксениты характеризуются мантийной величиной $\epsilon_{Nd}(T_{2010}) + 2,5$, но повышенным значением $^{147}Sm/^{144}Nd$ 0,1734, свидетельствующим о нарушении этой изотопной системы, и низким содержанием радиогенного стронция $\epsilon_{Sr}(T_{2010})$ 2,9.

Монцодиориты Усть-Монголинского массива с отрицательным (коровым) отношением $\epsilon_{Nd}(T_{2700}) - 2,3$ находятся вблизи мантийной последовательности пород и немного обогащены радиогенным стронцием $\epsilon_{Sr}(T_{2700})$ 13,4. Модельный возраст протолита монцодиоритов архейский (3,19 млрд лет).

Гранат-амфиболовые кристаллосланцы (пр. 500) характеризуются коровой величиной $\epsilon_{Nd}(T_{2020}) - 3,2$ и значительной обогащенностью радиогенным стронцием $\epsilon_{Sr}(T_{2020})$ 96,1. Модельный возраст протолита этих пород позднеархейский 2,74 млрд лет.

Изотопный состав Nd и Sr в породах КМ СФпЗ

Номер пробы	Возраст, млн лет	Sm, г/г	Nd, г/г	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T})$	$\text{T}(\text{Nd})_{\text{DM}}$, млрд лет	Rb, г/г	Sr, г/г	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$\epsilon_{\text{Sr}}(\text{T})$
150	1960	0,72	3,8	0,1153	0,511177	-8,1	3,04	8,2	403	0,0589	0,705795	27,6
159	1860	5,78	39,9	0,0876	0,510873	-8,4	2,74	113,3	55	6,0320	0,879697	228,6
161	2700	5,49	29,4	0,1128	0,511027	-2,3	3,19	61,1	599	0,2951	0,713776	13,4
162	1820	7,53	57,0	0,0798	0,510816	-8,3	2,65	142,9	335	1,2380	0,738532	53,8
164	2010	2,08	7,3	0,1734	0,512457	2,5		2,1	100	0,0621	0,702400	2,9
500	2020	4,35	22,1	0,1190	0,511440	-3,2	2,74	2,84	14,8	0,5550	0,725017	96,1

Примечание. Номера проб в таблице соответствуют номерам проб на рис. 1 и 19.

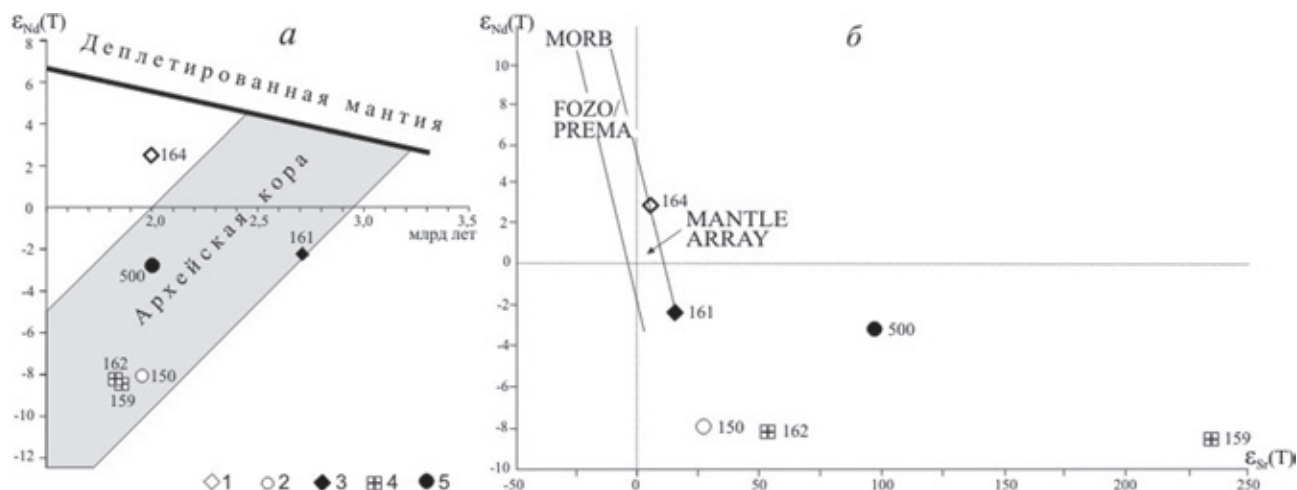


Рис. 19. Диаграммы $\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T})$ – возраст (а) и $\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T}) - \epsilon_{\text{Sr}}(\text{T})$ (б) для пород КМ СФпЗ

Резервуары MORB, FOZO/PREMA и MANTLE ARRAY приведены в соответствии с их современными изотопными параметрами, по [30]. При расчете первичных изотопных отношений и величин $\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T})$ и $\epsilon_{\text{Sr}}(\text{T})$ для CHUR применялись $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,512638$; $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0,1967$, для UR $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,7045$; $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr} = 0,0827$. 1 – пироксениты, 2 – анортозиты, 3 – монцидиориты Усть-Монголинского массива, 4 – гранитоиды маганского (162) и монголинского (159) комплексов, 5 – гранатсодержащие кварц-амфиболовые кристаллосланцы

Анортозиты и гранитоиды имеют сходные величины $\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T})$ от $-8,1$ до $-8,4$, свидетельствующие об их коровом происхождении. Анортозиты характеризуются высоким содержанием радиогенного стронция $\epsilon_{\text{Sr}}(\text{T}_{1960})$ 27,6 и модельным возрастом протолита 3,04 млрд лет, что подтверждает участие в магмообразовании пород архейской коры. Граниты маганского комплекса (пр. 162) имеют изотопные характеристики, близкие к анортозитовым, но более обогащены радиогенным стронцием ($\epsilon_{\text{Sr}}(\text{T}_{1820})$ 53,8) и отличаются более молодым модельным возрастом протолита 2,65 млрд лет. Для двуслюдяных гранитов монголинского комплекса (пр. 159) с модельным возрастом протолита 2,74 млрд лет характерно наиболее высокое содержание радиогенного стронция ($\epsilon_{\text{Sr}}(\text{T}_{1860})$ 228,6) при низких значениях $\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T}_{1860}) -8,4$.

Обсуждение результатов. Позднеархейские монцидиориты Усть-Монголинского массива с возрастом около 2700 млн лет близки по времени формирования к раннему этапу гранулитового метаморфизма и анатексиса, проявленному в далдынской серии [4]. Они обладают геохимическими особенностями низкотитанистых санукитоидов [5], модель формирования которых подразумевает взаимодействие тоналит-трондье-

мит-гранодиоритовых расплавов и мантийных перидотитов [25]. Архейские санукитоиды рассматриваются как сигнал формирования первой субконтинентальной литосферной мантии [22]. Появление санукитоидов связывают с плавлением обогащенной субконтинентальной литосферной мантии в условиях позднеколлизийного и постколлизийного магматизма, вызванного отрывом слэба [22]. Геохимически сходные с Усть-Монголинским массивом высоко-Ва-Sr гранитоиды присутствуют и в Билляхском петротипическом массиве, но их возраст по циркону 1983 ± 10 [8] и $1983 \pm 3 - 1971 \pm 4$ млн лет [12]. В КМ СФпЗ близкий возраст 1963 ± 16 млн лет имеют гранитоиды котуйкан-монголинского комплекса, но по геохимическим характеристикам они несопоставимы с петротипом билляхского комплекса.

Датировки по кварц-амфиболовым кристаллосланцам, гранитоидным и бластокатаклазитам гранитного состава дают основание предполагать для котуйкан-монголинского мигматит-гнейсового комплекса интервал его формирования от 1963 ± 16 до 1897 ± 25 млн лет. Протолит кристаллосланцев содержит разновозрастный детритовый циркон, на основании которого верхний предел его формирования ограничивается возрастом 2024 ± 20 млн лет.

В то же время кристаллосланцы, видимо, являются реститом субстрата при выплавлении из него анатектического расплава в процессе ультраметаморфизма котуйкан-монхолинского комплекса. Подтверждением этому служит близкий возраст высокоуранового циркона 1899 ± 14 млн лет в гранитогнейсах и 1897 ± 25 млн лет в контактирующих с ними кристаллосланцах. Возможно, что с гидротермально-метасоматическим процессом этого возраста связан один из этапов формирования урановой минерализации в КМ СФпЗ [8].

Пироксениты в КМ СФпЗ содержат преобладающий метаморфогенный циркон. Нарушенность Sm-Nd изотопной системы ($^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ 0,1734) не позволяет определять возраст их протолита, поэтому принадлежность пироксенитов к перидотит-пироксенитовому далдынскому комплексу архейского возраста пока принимается условно.

Анортозиты КМ СФпЗ по изотопным характеристикам близки к вмещающим гранулитам. По экспериментальным данным, основные гранулиты могут быть приняты в качестве источника родоначальных магм для протерозойских анортозитов КМ СФпЗ при условии их полного переплавления [15]. Анортозиты и габбро-анортозиты внедрялись в уже рассланцованные породы, согласно [6] «зафиксированы контакты массивного габбро-анортозита с милонитизированным слоистым биотитовым гнейсом». Высокие отношения $(\text{La}/\text{Yb})_{\text{N}}$ 11,27–17,42 и Sr/Y 166–308 свидетельствуют о гранатсодержащем рестите в магматическом источнике при экстракции анортозитового расплава в условиях гранулитового метаморфизма. В анортозитах обнаруживаются ультраметагенный циркон двух возрастных диапазонов — 1959 ± 9 и 1862 ± 25 млн лет. Видимо, последняя дата и есть время выплавления анортозитов из гранулитов нижней коры, от которых они наследуют коровые характеристики изотопного состава неодима $\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T})$ от $-6,1$ до $-2,6$, обогащенность радиогенным стронцием и модельный возраст протолита около 3 млрд лет. Наиболее поздний ультраметагенный циркон в анортозитах по времени образования 1858 ± 6 млн лет близок к циркону гранитов маганского и монхолинского комплексов (1858 ± 6 и 1818 ± 27 млн лет). Близкое положение к гранитоидам маганского комплекса анортозиты занимают на диаграмме $\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T})-\epsilon_{\text{Sr}}(\text{T})$ (рис. 19). Возможно, что и анортозиты, и гранитоиды формировались в поздне- и посттектонической обстановке, как это установлено для протерозойских анортозитов гор Адирондак в Северной Америке [18, 24].

Полученный нами для мусковитсодержащих аляскитовых гранитов маганского комплекса конкордантный возраст 1818 ± 27 млн лет в пределах погрешности измерений перекрывается с результатом 1843 ± 12 млн лет, полученным U-Pb методом по навеске циркона из гранитов аляскитового типа в Маганском блоке [13]. При этом наблюдается возрастное перекрытие вышеуказанных определений с датировкой 1858 ± 6 млн лет окварцованных мусковитсодержащих гранитов монхолинского комплекса. Возможно, все граниты возрастного диапазона 1858 ± 6 — 1818 ± 27 млн лет следует относить к монхолинскому комплексу.

Изученные породы КМ СФпЗ формировались либо за счет протолита с Nd-модельным возрастом 3,2–3 млрд лет (анортозиты, санукитоиды), либо с возрастом 2,74–2,65 млрд лет (амфиболовые кристаллосланцы, гранитоиды маганского и монхо-

линского комплексов). Гранитоиды с модельным протерозойским возрастом протолита в КМ СФпЗ нами и А. В. Молчановым [8] не установлены. Тем не менее, наличие магматического циркона с возрастом 2024 ± 20 млн лет в кристаллосланцах свидетельствует о возможности проявления в КМ СФпЗ до начала формирования котуйкан-монхолинского мигматит-гнейсового комплекса (1963 ± 16 млн лет) протерозойского магматизма.

Авторы выражают глубокую признательность М. С. Машаку, конструктивные замечания которого способствовали улучшению данной работы, Е. Н. Лепехиной, С. Л. Преснякову и Н. В. Родионову, выполнивших U-Pb датирование цирконов, С. Г. Симакину и Е. В. Потапову за помощь в исследовании цирконов, Е. С. Богомолу, выполнившего изучение Rb-Sr и Sm-Nd изотопных систем.

1. Архей Анабарского щита и проблемы ранней эволюции Земли. — М.: Наука, 1988. — 253 с.
2. Вишневецкий А. Н. Метаморфические комплексы Анабарского кристаллического щита. — Л.: Недра, 1978. — 213 с.
3. Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Листы R-49-XIX, XX. — М., 1985.
4. Гусев Н. И., Руденко В. Е., Бережная Н. Г. и др. Возраст гранулитов далдынской серии Анабарского щита // Регион. геол. и металлогения. 2012. № 52. — С. 29–38.
5. Гусев Н. И., Ларионов А. Н. Неоархейские санукитоиды Анабарского щита // Современные проблемы геохимии. — Иркутск: Изд-во Ин-та географии им. В. Б. Сочавы СО РАН, 2012. Т. 2. — С. 51–55.
6. Луц Б. Г., Эринчек Ю. М. Геологическое строение Котуйкан-Монхоольской зоны глубинного разлома на Анабарском щите // Геология и золотоносность докембрия Якутии: Материалы по геол. и полезным ископаемым Якутской АССР. Вып. 19. — Якутск, 1971. — С. 101–109.
7. Луц Б. Г., Оксман В. С. Глубокоэродированные зоны разломов Анабарского щита. — М.: Наука, 1990. — 260 с.
8. Молчанов А. В., Князев В. Ю., Худoley А. К. Тектоно-флюидитные зоны Анабарского щита и их рудоносность // Регион. геология и металлогения. 2011. № 47. — С. 96–106.
9. Рачков В. С. Зоны глубинных разломов // Архей Анабарского щита и проблемы ранней эволюции Земли. — М.: Наука, 1988. — С. 146–176.
10. Розен О. М., Журавлев Д. З., Суханов М. К. и др. Изотопно-геохимические и возрастные характеристики раннепротерозойских террейнов, коллизионных зон и связанных с ними анортозитов на северо-востоке Сибирского кратона // Геология и геофизика. 2000. Т. 41. № 32. — С. 163–180.
11. Смелов А. П., Березкин В. И., Зедгенизов А. Н. и др. Новые данные о составе и рудоносности Котуйканской зоны тектонического меланжа // Отечеств. геология. 2002. № 4. — С. 45–49.
12. Смелов А. П., Котов А. Б., Сальникова Е. Б. и др. Возраст и продолжительность формирования Биляхской зоны тектонического меланжа, Анабарский щит // Петрология. 2012. Т. 20. № 3. — С. 315–330.
13. Степанюк Л. М. Уран-свинцовый возраст микроклиновых гранитов Анабарского щита // Докл. АН УССР. 1991. № 10. — С. 127–129.
14. Суханов М. К., Спиридонов В. Г., Карпенко С. Ф. Первые результаты датирования анортозитов Анабарского щита Sm-Nd изохронным методом // ДАН СССР. 1990. Т. 310. № 2. — С. 448–453.
15. Суханов М. К., Розен О. М., Журавлев Д. З. Изотопный парадокс докембрийских анортозитов на примере котуйканского комплекса Анабарского щита // Изотопное датирование геологических процессов: новые методы и результаты. — М.: ГЕОС, 2000. — С. 359–361.

16. Турченко С.И., Розен О.М. Минерагеня и тектоника раннего докембрия Анабарского щита // *Отечеств. геология*. 2012. № 3. — С. 8–16.
17. Федотова А.А., Бибилова Е.В., Симакин С.Г. Геохимия циркона (данные ионного микрозонда) как индикатор генезиса минерала при геохронологических исследованиях // *Геохимия*. 2008. № 9. — С. 980–997.
18. Ashwal L.D. The temporality of anorthosites // *Canad. Mineralogist*. 2010. Vol. 48. — P. 711–728.
19. Belousova E.A., Griffin W.L., O'Reilly S.Y. et al. Igneous zircon: trace element composition as an indicator of source rock type // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2002. Vol. 143. — P. 602–622.
20. Debon F., Le Fort P. A chemical-mineralogical classification of common plutonic rocks and associations // *Transact. of the Royal Soc. of Edinburgh*. 1983. Vol. 73. N 3. — P. 135–149.
21. De la Roche H., Leterrier J., Grandclaude P. et al. A classification of volcanic and plutonic rocks using R₁ R₂-diagram and major element analysis — its relationships with current nomenclature // *Chem. Geol.* 1980. Vol. 29. N 1–4. — P. 183–210.
22. Foulger M., Rollinson H. Phanerozoic sanukitoids from Caledonian Scotland: implications for Archean subduction // *Geology*. 2012. Vol. 40. N 12. — P. 1079–1082.
23. 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. N 3. — P. 637–648.
24. McLelland J.M., Selleck B.W., Hamilton M.A. et al. Late- to post-tectonic setting of some major Proterozoic anorthosite – mangerite – charnockite – granite (AMCG) suites // *Can. Mineral.* 2010. Vol. 48. — P. 729–750.
25. Martin H., Moyen J.-F., Rapp R. Sanukitoids and the Archaean-Proterozoic boundary // *Transact. of the Royal Soc. of Edinburgh*. 2009. Vol. 100. — P. 15–33.
26. Pelleter E., Cheilletz A., Gasquet D. et al. Hydrothermal zircons: A tool for ion microprobe U-Pb dating of gold mineralization (Tamlalt-Menhouhou gold deposit – Morocco) // *Chem Geol.* 2007. Vol. 245. N 3–4. — P. 135–161.
27. Rosen O.M., Rachkov V.S., Sonyushkin V.E. Metasomatism and partial melting of tectonites and origin granites in shear-belts of the Anabar Shield (North Siberia) // *Geologica Carpathica*. 1990. Vol. 41. N 6. — P. 693–708.
28. Sun S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // *Geol. Soc. Spec. Publ.* 1989. N 42. — P. 313–345.
29. Watson E., Harrison T. Zircon thermometer reveals minimum melting conditions on earliest Earth // *Sci.* 2005. Vol. 308. — P. 841–844.
30. Zindler A., Hart S.R. Chemical geodynamics // *Ann. Rev. Earth and Planet. Sci.* 1986. Vol. 14. — P. 493–571.

Гусев Николай Иванович — зав. отделом, ВСЕГЕИ. <nikolay_gusev@vsegei.ru>.

Руденко Вячеслав Ефимович — канд. геол.-минер. наук, вед. науч. сотрудник, ВСЕГЕИ. <vjacheslav_rudenko@vsegei.ru>.

Бережная Наталья Георгиевна — канд. геол.-минер. наук, ст. науч. сотрудник, ВСЕГЕИ. <natalia_berezhnaya@vsegei.ru>.

Скублов Сергей Геннадьевич — доктор геол.-минер. наук, уч. секретарь, ИГГД РАН. <skublov@yandex.ru>.

Ларионов Александр Николаевич — канд. геол.-минер. наук, ст. науч. сотрудник, ВСЕГЕИ. <alexander_larionov@vsegei.ru>.