

ПЕТРОЛОГИЯ, ГЕОХИМИЯ И МИНЕРАЛОГИЯ

**U-Pb ВОЗРАСТ И Lu-Hf ИЗОТОПНЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ДЕТРИТОВЫХ ЦИРКОНОВ  
ИЗ МЕТАОСАДКОВ ОНОТСКОГО ЗЕЛЕНОКАМЕННОГО ПОЯСА  
(Шарыжалгайский выступ, юг Сибирского кратона)**

**О.М. Туркина<sup>1,2</sup>, С.А. Сергеев<sup>3,4</sup>, И.Н. Капитонов<sup>3,4</sup>**

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

<sup>2</sup> Новосибирский национальный исследовательский университет, 630090, Новосибирск, ул. Пирогова, 2, Россия

<sup>3</sup> Центр изотопных исследований, Всероссийский научно-исследовательский институт им. А.П. Карпинского,  
199106, Санкт-Петербург, Средний просп., 74, Россия

<sup>4</sup> Санкт-Петербургский государственный университет, геологический факультет,  
199034, Санкт-Петербург, Университетская наб., 7/9, Россия

Приведены результаты изучения состава метаосадочных пород из зеленокаменного пояса Онотского блока (Шарыжалгайский выступ), U-Pb датирования (SHRIMP-II) и Lu-Hf изотопного исследования детритового циркона из гранат-ставролитовых сланцев. Среди метаосадочных пород Онотского зеленокаменного пояса доминируют гранат- и ставролитсодержащие сланцы, перемежающиеся в верхней части разреза с амфиболитами (метабазальтами). Протолиты этих пород по петрохимическому составу соответствуют ряду от алевролитов до пелитовых аргиллитов. Редкоэлементные характеристики гранат-ставролитовых сланцев свидетельствуют о формировании терригенного материала при эрозии трех различных групп пород: плагиогнейсов тоналит-трондjemитового состава (повышенные Gd/Yb), пород основного состава (повышенные Cr/Th и пониженные Th/Sc) и кислых магматитов, образованных при плавлении коровых субстратов (наличие Eu минимума), что согласуется с набором потенциальных источников сноса в Онотском блоке.

Возраст доминирующих детритовых цирконов отражает эрозию преимущественно неархейских магматических пород, что, с учетом слабой окатанности цирконов, тектонически-активной обстановки осадконакопления, сопровождавшейся основным вулканизмом, определяет вероятное время седиментации ~2.7 млрд лет. Наряду с неархейскими в осадконакоплении участвовали и более древние источники сноса (2.8—3.35 млрд лет). Судя по изотопному составу Hf детритовых цирконов из гранат-ставролитовых сланцев, неархейские источники сноса включали магматические породы с различной коровой предысторией. Они были представлены палеоархейской корой, породами ювенильной неархейской коры и образованными при смешении расплавов из древнекоровых и ювенильных источников.

*Архей, метаосадочные породы, источники сноса, детритовый циркон, U-Pb датирование, Lu-Hf изотопный состав, Шарыжалгайский выступ.*

**THE U-Pb AGE AND Lu-Hf ISOTOPE COMPOSITION OF DETRITAL ZIRCON  
FROM METASEDIMENTARY ROCKS OF THE ONOT GREENSTONE BELT  
(Sharyzhalgay uplift, southern Siberian craton)**

**O.M. Turkina, S.A. Sergeev, and I.N. Kapitonov**

We present data on the composition of metasedimentary rocks from the greenstone belt of the Onot terrane (Sharyzhalgay uplift) and results of U-Pb dating (SHRIMP II) and Lu-Hf isotope study of detrital zircon from garnet-staurolite schists. The metasedimentary rocks of the Onot greenstone belt are dominated by garnet- and staurolite-bearing schists alternating with amphibolites (metabasalts) in the upper part of the section. Compositionally the protoliths of garnet-staurolite schists correspond to sedimentary rocks, ranging from siltstone to pelitic mudstone. The trace-element characteristics of the garnet-staurolite schists indicate that the terrigenous material was derived from three different rock types, such as tonalite-trondjemite plagiogneisses (elevated Gd/Yb ratios), mafic rocks (elevated Cr/Th ratios and reduced Th/Sc ratios), and felsic igneous rocks formed by crustal melting (the presence of a Eu minimum), which agrees with the set of potential source rocks from the Onot terrane. The age of predominant detrital zircon reflects the erosion of mainly Neoproterozoic igneous rocks; this fact, combined with the poor rounding of zircon and tectonically active sedimentation conditions accompanied by mafic volcanism, suggests that the probably depositional age is ca. 2.7 Ga. Older source rocks (2.80–3.35 Ga) contributed to the sediment deposition along with the Neoproterozoic ones. According to the Hf

isotope composition of detrital zircon from the garnet–staurolite schists, the source provenances had different crustal prehistories. The source provenances include Paleoproterozoic and juvenile Neoproterozoic crust and rocks formed by the mixing of melts from ancient and juvenile crustal sources.

*Archean, metasedimentary rocks, source provenances, detrital zircon, U–Pb dating, Lu–Hf isotopy, Sharyzhalgay uplift*

## ВВЕДЕНИЕ

В архейских гранит-зеленокаменных провинциях терригенные осадки являются важным компонентом отложений зеленокаменных поясов (ЗКП). В сравнении с постархейскими глинистыми сланцами архейские терригенные породы характеризуются большей изменчивостью содержания редких элементов, что обусловлено локальным характером их источников сноса [McLennan, Taylor, 1984]. Это обстоятельство дает возможность использовать геохимические и изотопные характеристики осадочных пород для анализа состава пород в питающей провинции, тогда как датирование детритовых цирконов несет информацию о возрасте источников сноса. Следовательно, анализ геохимических и изотопных данных в сочетании с возрастом детритовых цирконов позволяет наиболее полно характеризовать состав и возраст пород питающей провинции. В условиях плохой обнаженности и недостатка геохронологической информации по магматическим породам результаты исследования терригенных осадков служат основой для понимания геологической истории архейских гранит-зеленокаменных провинций.

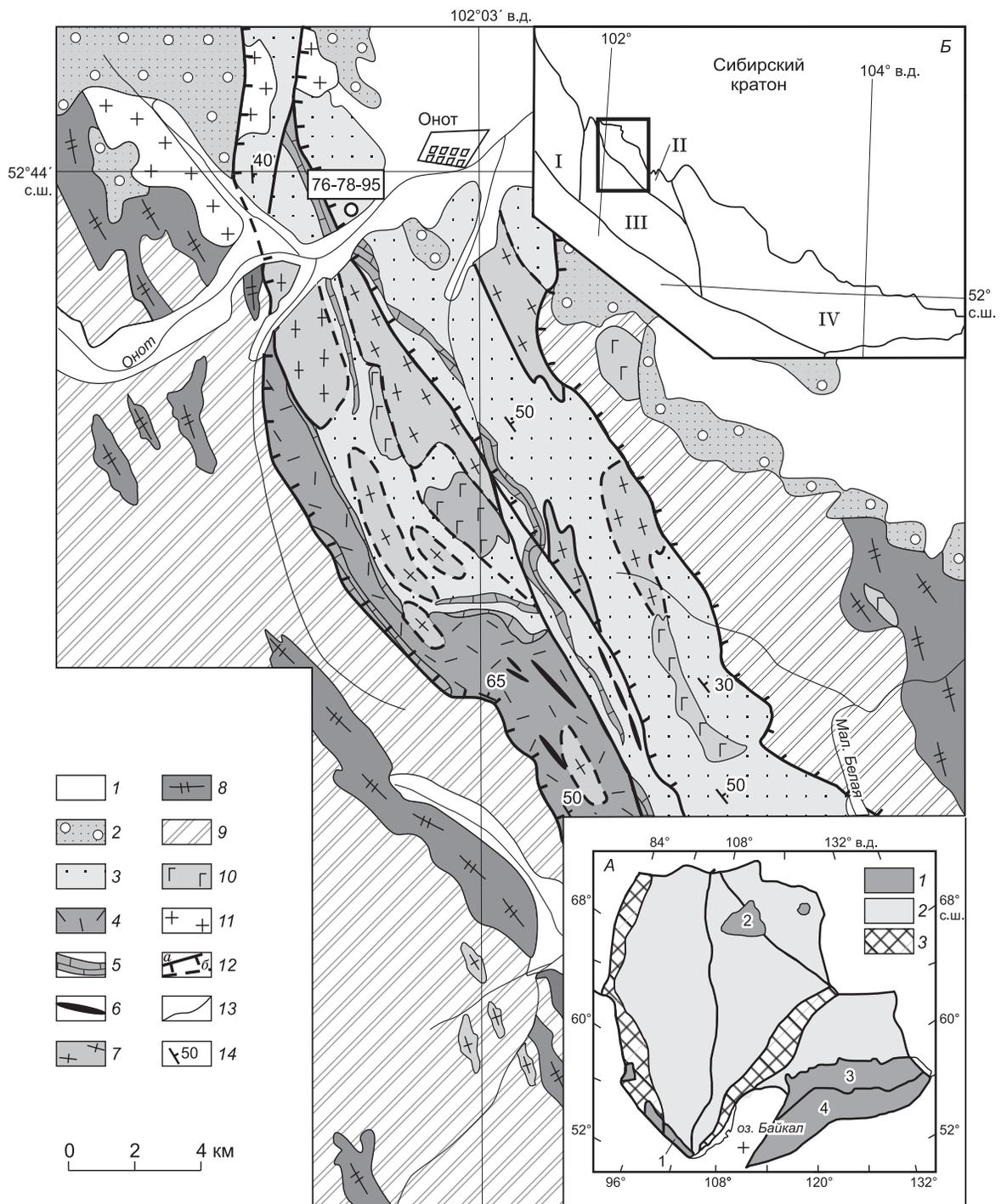
Раннедокембрийский фундамент юго-запада Сибирской платформы обнажен в пределах Шарыжалгайского выступа. В его структуре с северо-запада на юго-восток выделены четыре блока: Булунский и Онотский гранит-зеленокаменные и Китойский и Иркутский гранулитогнейсовые; их границами служат региональные разломы северо-западного и субмеридионального простирания (рис. 1, врезка). Онотский и Булунский блоки образованы плагиогнейсами и плагиогранитоидами тоналит-трондьемит-гранодиоритового состава (ТТГ комплекс) и метаосадочно-вулканогенными отложениями зеленокаменных поясов. ТТГ комплекс и зеленокаменные отложения образуют тектонически совмещенные пластины и блоки, контакты которых нередко осложнены надвигами [Ножкин и др., 2001; Туркина, Ножкин, 2008]. Основная геохронологическая информация получена по породам ТТГ комплексов, формирование которых произошло в палеоархее (3.4—3.25 млрд лет) [Бибикова и др., 2006; Туркина и др., 2009]. В настоящей работе представлены результаты изучения состава метаосадочных пород из зеленокаменного пояса Онотского блока, U–Pb датирования и определения Lu–Hf изотопного состава детритовых цирконов, которые используются для анализа происхождения и возраста метаосадков. Полученные результаты накладывают ограничения на неоархейскую геологическую эволюцию коры Шарыжалгайского выступа.

## АНАЛИТИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ

Содержания петрогенных элементов определены рентгенофлуоресцентным методом в Аналитическом центре ИГМ СО РАН на рентгеноспектральном анализаторе VRA-20R, погрешности определения не превышают 5 отн. %. Концентрации редких и редкоземельных элементов установлены методом нейтронной активации и ICP-MS на масс-спектрометре высокого разрешения ELEMENT (Finnigan Mat) с ультразвуковым распылителем U-5000AT+ в Аналитическом центре ИГМ СО РАН. Пределы обнаружения редкоземельных и высокозарядных элементов составляют от 0.005 до 0.1 мкг/г. Точность анализа составляла в среднем 2—7 отн. %.

Определения концентраций и изотопного состава Sm и Nd проведены в Геологическом институте КНЦ РАН (г. Апатиты) на семиканальном масс-спектрометре Finnigan MAT-262 (RPQ) в статическом режиме по методике, описанной в работе [Баянова, 2004]. Холостое внутрилабораторное загрязнение составило 0.06 нг для Sm и 0.3 нг для Nd. Точность определения концентраций Sm и Nd  $\pm 0.2\%$  ( $2\sigma$ ), изотопных отношений  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} \pm 0.2\%$  ( $2\sigma$ ),  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} \pm 0.003\%$  ( $2\sigma$ ). Измеренные отношения  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  нормализованы к  $^{148}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.251578$ , что соответствует отношению  $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$ , и приведены к  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.511860$  в Nd стандарте La Jolla. Качество измерений контролировалось измерением изотопных стандартов, за период исследования средневзвешенные значения  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  отношения по стандартам составили: La Jolla ( $N = 13$ )  $0.511805 \pm 8$  ( $2\sigma$ ), Jindi1 ( $N = 96$ )  $0.512066 \pm 15$  ( $2\sigma$ ).

U–Pb датирование цирконов осуществлялось на ионном микрозонде SHRIMP-II в Центре изотопных исследований (ЦИИ) ВСЕГЕИ (Санкт-Петербург) по принятой методике [Williams et al., 1998; Schuth et al., 2012]. Для выбора участков (точек) датирования использовались оптические (в проходящем и отраженном свете) и катодолюминесцентные изображения (КЛ), отражающие внутреннюю структуру и зональность цирконов. Интенсивность первичного пучка молекулярного кислорода составляла 4 нА, диаметр пятна (кратера) составлял 25 мкм при глубине 2 мкм. Обработка полученных дан-



**Рис. 1. Геологическая схема северо-западной части Онотского блока.**

1 — современные аллювиальные отложения; 2 — платформенные отложения; 3—5 — породные ассоциации Онотского зеленокаменного пояса: 3 — амфиболиты, амфиболовые сланцы, метапелиты с горизонтами мраморов и железистых кварцитов, 4 — биотитовые и амфибол-биотитовые ортогнейсы с горизонтами амфиболитов и линзами мраморов в основании, 5 — маркирующие горизонты мраморов; 6 — ультрамафиты (метаперидотиты, тальк-серпентиновые сланцы), 7 — раннеархейские плагинейсы и плагинейсограниты (ТТГ комплекс); 8 — позднеархейские граниты китойского комплекса; 9 — породные ассоциации гранулитогнейсовой провинции Китойского блока; 10 — раннепротерозойские габброиды; 11 — раннепротерозойские гранитоиды; 12 — тектонические нарушения надвигового типа: а — установленные, б — предполагаемые; 13 — границы геологических тел; 14 — элементы залегания. Точкой показано место отбора пробы (76-78-95) для изотопно-геохронологического изучения.

На врезке А: главные тектонические элементы Сибирского кратона, по [Donskaya et al., 2009]. 1 — выступы фундамента, 2 — погребенный фундамент, 3 — палеопротерозойские орогенные пояса. 1 — Шарьжалгайский выступ, 2 — Анабарский щит, 3 — Алданский щит, 4 — Становая провинция.

На врезке Б: схема террейнов Шарьжалгайского выступа: I — Булунский и II — Онотский гранит-зеленокаменные, III — Китойский и IV — Иркутский гранулитогнейсовые. Рамкой показан контур геологической схемы на рис. 1.

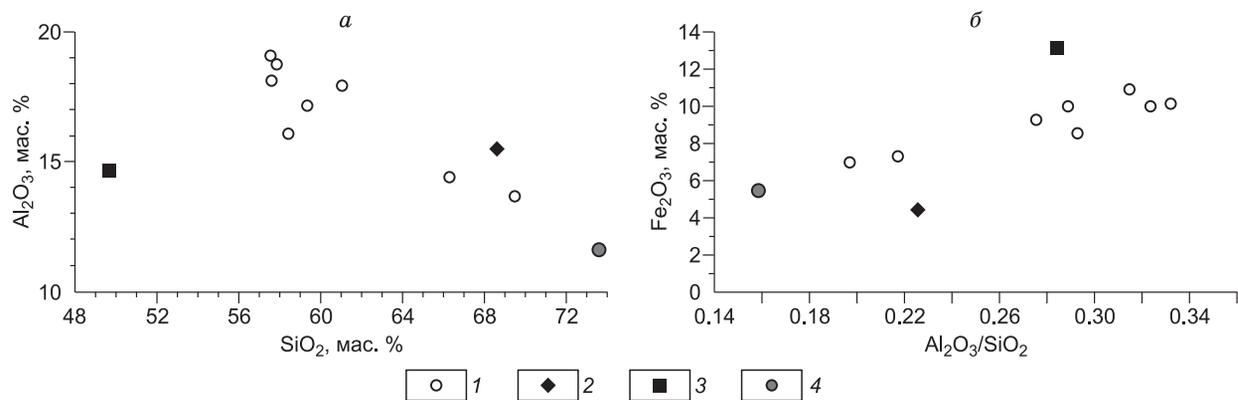
ных осуществлялась с использованием программы SQUID [Ludwig, 2000]. U-Pb отношения нормализовались на значение 0.0668, приписанное стандартному циркону TEMORA с возрастом 416.75 млн лет. Погрешности единичных анализов (отношений и возрастов) приводятся на уровне  $1\sigma$ , погрешности численных значений конкордантных возрастов и пересечений с конкордией приводятся на уровне  $2\sigma$ . Построение графиков с конкордией проводилось с использованием программы ISOPLOT/EX [Ludwig, 1999].

Определение Lu-Hf изотопного состава циркона проведено методом ICP-MS с лазерной абляцией с использованием 193 нм ArF лазера COMPEX-102, системы абляции DUV-193 и мультиколлекторного масс-спектрометра с ионизацией в индуктивно связанной плазме ThermoFinnigan Neptune в ЦИИ ВСЕГЕИ, следуя методике, описанной в работе [Griffin et al., 2000]. Конфигурация коллекторов масс-спектрометра позволяла одновременно регистрировать изотопы  $^{172}\text{Yb}$ ,  $^{174}\text{Yb}$ ,  $^{175}\text{Lu}$ ,  $^{176}\text{Hf}$ ,  $^{177}\text{Hf}$ ,  $^{178}\text{Hf}$ ,  $^{179}\text{Hf}$ . Для коррекции масс-дискриминации было использовано одно нормализующее отношение ( $^{178}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ ). Корректное значение  $^{176}\text{Hf}$  было получено путем вычитания  $^{176}\text{Yb}$  и  $^{176}\text{Lu}$  (измерялись свободные от наложений  $^{172}\text{Yb}$  и  $^{175}\text{Lu}$ ). Анализ изотопного состава выполнен в тех же точках, в которых проводилось U-Pb SIMS датирование, но диаметр точки составлял  $\sim 50$  мкм, а глубина кратера 20—40 мкм. За период измерений средние величины  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$  для цирконовых стандартов составили  $0.282701 \pm 35$  (TEMORA;  $n = 6$ ),  $0.282497 \pm 27$  (Mud Tank;  $n = 5$ ) и  $0.282009 \pm 23$  (GJ-1;  $n = 7$ ). При обработке данных принята постоянная распада  $^{176}\text{Lu} = 1.865 \times 10^{-11}$  лет $^{-1}$  [Scherer et al., 2001]. Для расчета  $\epsilon_{\text{Hf}}$  использованы хондритовые величины:  $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0.0332$  и  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf} = 0.282772$  [Blichert-Toft, Albarede, 1997]. Модельный Hf возраст определен относительно деплетированной мантии (DM) с параметрами:  $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0.0384$  и  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf} = 0.28325$  [Chauvel, Blichert-Toft, 2001]. Поскольку модельный возраст циркона ( $T_{\text{Hf}}(\text{DM})$ ) представляет минимальный возраст источника расплава, из которого он кристаллизовался, был рассчитан более реалистичный двухстадийный возраст  $T_{\text{Hf}}^{\text{C}}$ , полученный проецированием инициального  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$  циркона к линии деплетированной мантии, используя среднекорковую величину  $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0.015$  [Griffin et al., 2000].

## ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И СОСТАВ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ТОЛЩ

В разрезе Онотского зеленокаменного пояса выделяются две толщи (рис. 1). В нижней части разреза доминируют тонкополосчатые биотитовые и амфибол-биотитовые микрогнейсы с прослоями амфиболитов и амфиболовых сланцев. Для большей по мощности верхней части разреза преобладающими являются амфиболиты, чередующиеся с пачками гранат-биотитовых и гранат-ставролит-биотитовых сланцев, амфиболовых и биотит-амфиболовых сланцев, горизонтами магнетитовых и доломитовых мраморов, пластинами кварцитов и железистых кварцитов [Ножкин и др., 2001]. Установленные для метабазальтов верхней толщи реликты подушечной отдельности и наличие прослоев железистых кварцитов указывают на субаквальные условия их формирования, об относительно мелководных обстановках седиментации свидетельствует также ассоциация карбонатных и терригенных метасадков. Амфибол-биотитовые микрогнейсы с подчиненными амфиболитами нижней части разреза реконструируются как бимодальная ассоциация, состоящая из доминирующих кислых вулканитов, сопоставимых по составу с внутриплитными гранитами А-типа, и толеитовых базальтов. Протолиты пород верхней части разреза соответствуют базальтам (амфиболиты), железистым кварцитам, вулканомиктовым (биотит-амфиболовые сланцы) и терригенным (гранат-ставролитовые сланцы) осадкам [Ножкин и др., 2001; Туркина, Ножкин, 2008]. Предполагается, что формирование Онотского ЗКП было связано с рифтогенезом палеоархейской континентальной коры, о чем свидетельствуют антидромный, бимодальный характер вулканических ассоциаций, геохимические признаки образования кислых метавулканитов за счет древнего тоналитового источника и контаминации метабазальтов материалом коры [Туркина, Ножкин, 2008].

Плаггиогнейсы ТТГ комплекса в Онотском блоке имеют возраст  $\sim 3.4$  млрд лет [Бибикова и др., 2006; Туркина и др., 2013а]. Верхняя возрастная граница накопления осадочно-вулканогенных отложений Онотского пояса определяется временем палеопротерозойского метаморфизма, который определен Ar-Ar методом по роговой обманке из биотит-амфиболовых микрогнейсов (метариолитов) —  $1880 \pm 17$  млн лет [Туркина, Ножкин, 2008], Sm-Nd и Pb-Pb методами по породообразующим минералам апогаббрового гранат-амфиболового гнейса — 1830—1850 млн лет [Ризванова и др., 2012], а также внедрением постколлизийных гранитов ( $\sim 1.86$  млрд лет) [Донская и др., 2002; Левицкий и др., 2002]. Нижняя возрастная граница накопления осадочных отложений по минимальным значениям их Nd-модельного возраста оценивается  $\sim 3.0$  млрд лет [Туркина, Ножкин, 2008]. Возраст протолитов микрогнейсов (кислых метавулканитов) Онотского ЗКП на основании U-Pb датирования циркона оценивался  $\sim 2.9$  млрд лет [Туркина, 2010]. Циркон из метавулканитов имеет высокие концентрации U (570—1100 г/т) и Th и высокую дискордантность  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  возрастов, с чем связана дискуссионность полученной возрастной оценки.



**Рис. 2.** Диаграммы  $\text{SiO}_2\text{—Al}_2\text{O}_3$  (а) и  $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2\text{—Fe}_2\text{O}_3$  (б) для гранат-ставролитовых сланцев Онотского ЗКП.

1 — гранат-ставролитовые сланцы; 2—4 — средний состав потенциальных источников сноса: 2 — плаггиогнейсы ТТГ комплекса, 3 — амфиболиты, 4 — амфибол-биотитовые микрогнейсы.

### СОСТАВ МЕТАТЕРРИГЕННЫХ ПОРОД

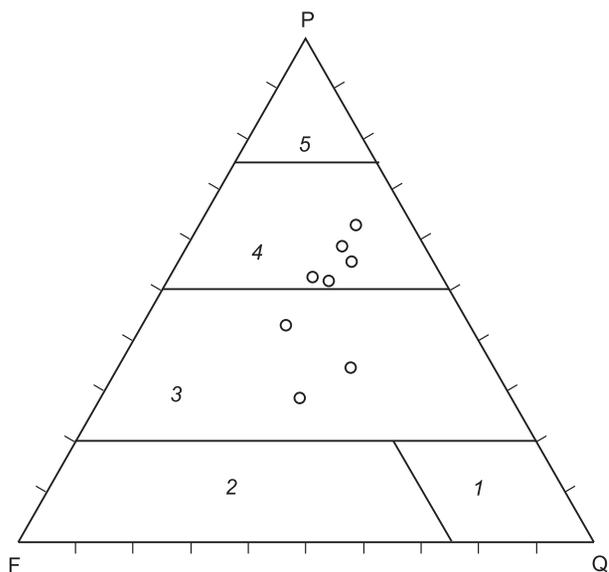
Гранат- и ставролитсодержащие биотитовые сланцы (далее: гранат-ставролитовые) это тонко-, мелкозернистые темно-серые тонкополосчатые породы, которые чередуются с амфиболитами в верхней части разреза Онотского ЗКП. Они характеризуются широкими вариациями содержания породообразующих минералов, которые включают биотит (20—30 %), ставролит (5—25 %), кварц (15—25 %), плагиоклаз (5—10 %) и порфиробласты граната (5—15 %). Вторичные минералы представлены хлоритом, мусковитом и карбонатом, среди акцессориев доминируют ильменит и циркон.

Гранат-ставролитовые сланцы имеют широкий диапазон содержания  $\text{SiO}_2$  (57.5—69.5 %) и других главных элементов (табл. 1). Величина индекса химического изменения (CIA)<sup>1</sup> для сланцев составляет 60—75, что отражает низкую до умеренной степень выветривания пород, служивших источником терригенного материала. В соответствии с петрохимической систематикой А.Н. Неелова для определения протолитов метаосадков, гранат-ставролитовые сланцы отвечают ряду пород от алевролитов до аргиллитов и пелитовых аргиллитов. Обратная корреляция между  $\text{SiO}_2$  и  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{MgO}$  и  $\text{TiO}_2$  и прямая между  $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$  и  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{MgO}$  и  $\text{TiO}_2$  отражает вариации в содержании кварцевого и глинистого компонентов в составе исходных осадков (рис. 2). В нормативном минеральном составе исходных осадков, рассчитанном по программе MINLITH [Розен и др., 2000], имеет место обратная корреляция между содержанием пелитового (28—63 %) и полевошпатового (37—11 %) или кварцевого компонентов (рис. 3). Среди полевых шпатов преобладает плагиоклаз (9—30 %). Пелитовые компоненты представлены иллитом (8—36 %), что служит признаком наличия кислых пород в источнике сноса, и хлоритом (18—26 %), указывающим на поступление вулканогенного материала основного состава. Последнее согласуется с повышенным содержанием в изученных сланцах  $\text{MgO}$  ( $\geq 3$  мас. %), что отражает вклад базитового туфогенного или вулканогенного материала в образование осадков [Юдович, Кетрис, 2000].

По содержанию немобильных при выветривании и не фракционирующих в процессе переноса

**Рис. 3.** Нормативный минеральный состав осадочных протолитов для гранат-ставролитовых сланцев.

Поля: 1 — кварцевые песчаники, 2 — аркозы, 3 — граувакки, 4 — граувакковые пелиты, 5 — пелиты. Компоненты: F — полевошпатовый, P — пелитовый, Q — кварцевый.



<sup>1</sup>  $\text{CIA} = [\text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})] \times 100$ .

Таблица 1.

Содержания петрогенных и редких элементов в гранат-ставролитовых  
сланцах Онотского ЗКП

Компонент	108-95	109-95	91-371	76-78-95	75-95	90-95	175-95	81-95	AS
SiO <sub>2</sub> , мас. %	57.51	57.58	57.88	58.42	59.32	61.04	66.3	69.47	60.40
TiO <sub>2</sub>	0.88	0.901	0.76	0.71	0.965	0.801	0.679	0.62	0.80
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	19.08	18.14	18.73	16.09	17.13	17.9	14.4	13.7	17.10
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> *	10.14	10.9	10	9.24	9.99	8.56	7.29	6.98	10.45
MnO	0.09	0.12	0.09	0.12	0.146	0.1	0.1	0.07	0.10
MgO	4.41	4	4.06	4.22	4.62	3.9	3.09	2.94	4.30
CaO	0.89	1.94	0.64	4.04	1.72	1.11	1.98	1.47	3.20
Na <sub>2</sub> O	0.98	1.89	1.28	2.47	1.53	2.12	3.25	2.24	2.10
K <sub>2</sub> O	3.63	3.13	3.57	2.65	2.48	2.73	2.04	2.01	2.30
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.13	0.103	0.08	0.11	0.095	0.106	0.092	0.1	—
П.п.п.	2.29	2.18	2.68	1.31	2.14	1.6	1.24	0.79	—
Сумма	100.3	100.9	99.8	100.2	100.1	100.0	100.5	100.6	—
Th, г/г	7.3	7.4	8.6	7.7	6.4	9.2	8	8.8	6.3
U	2.9	2.4	—	2.2	1.9	2.9	2.8	2.8	1.6
Rb	118	100	110	91	86	90	68	66	60
Ba	673	511	830	880	439	667	392	440	575
Sr	77	130	95	135	80	130	125	138	180
La	34	27	33	13.1	22	24	23	26	20.0
Ce	66	56	57	26	45	50	46	49	42.0
Pr	8.3	—	—	3.3	—	—	—	6.1	—
Nd	29	27	27	11.4	22	23	22	21	20.0
Sm	5.5	5.6	6	2.0	4.8	4.8	4.3	3.9	4.0
Eu	1.33	1.31	1.27	0.64	1.07	1.2	1.02	1.03	1.2
Gd	5.2	4.9	5.2	2.4	4.4	4	3.1	3.7	3.4
Tb	0.72	0.77	0.8	0.33	0.75	0.63	0.5	0.51	0.57
Dy	4.4	—	—	2.0	—	—	—	2.9	—
Ho	0.80	—	—	0.37	—	—	—	0.57	—
Er	2.2	—	—	1.03	—	—	—	1.70	—
Tm	0.34	—	—	0.17	—	—	—	0.26	—
Yb	2.0	1.97	2.1	1.10	1.73	1.9	1.15	1.62	2.00
Lu	0.31	0.3	0.32	0.17	0.25	0.26	0.18	0.24	0.31
Zr	148	120	97	185	—	114	—	167	120
Hf	3.7	3	3.2	3.1	3.2	3.7	3	3.9	3.5
Ta	0.79	0.62	0.67	0.56	0.45	0.68	0.38	0.63	—
Nb	9.9	7	5.6	8.5	—	6.4	—	8.1	9
Y	26	13	19	12.2	—	12	—	18.4	18
Cr	241	192	180	241	222	184	157	178	205
Ni	120	120	150	111	140	95	53	84	100
Co	33	36	39	31	22	24	26	21	40
Sc	27	27	25	23	30	23	16.1	15	19
(La/Yb) <sub>n</sub>	11.2	9.2	10.6	8.0	8.6	8.5	13.5	10.7	6.8
(Gd/Yb) <sub>n</sub>	2.1	2.0	2.0	1.7	2.1	1.7	2.2	1.8	1.4
Eu/Eu*	0.75	0.75	0.68	0.89	0.70	0.82	0.82	0.83	0.99
La/Sc	1.3	1.0	1.3	0.6	0.7	1.0	1.4	1.7	1.3
Th/Sc	0.3	0.3	0.3	0.3	0.2	0.4	0.5	0.6	0.43
Cr/Th	33	25.9	20.9	34.1	34.7	20.0	19.6	20.2	32.5
Co/Th	4.5	4.9	4.5	4.0	3.4	2.6	3.3	2.4	6.3

Примечание. Прочерк — нет данных. (La/Yb)<sub>n</sub>, (Gd/Yb)<sub>n</sub> — отношения нормированы по хондриту [Boynnton, 1984]. AS — средний состав архейских глинистых сланцев [McLennan, Taylor, 1984].

Таблица 2.

Изотопные Sm-Nd данные для пород Онотского ЗКП

№ п/п	Номер пробы	$T$ , млн лет	Nd, г/т	Sm, г/т	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$T_{\text{Nd}}(\text{DM})$ , млн лет	$\epsilon_{\text{Nd}}(T)$
1	109-95*	2700	24.54	4.69	0.115499	$0.511218 \pm 16$	2982	0.5
2	90-95*	2700	22.38	4.29	0.115840	$0.511202 \pm 15$	3040	-0.2
3	175-95*	2700	16.59	3.27	0.119094	$0.511232 \pm 27$	3072	-0.5
4	76-78-95	2700	12.5	2.49	0.120700	$0.511258 \pm 8$	3083	-0.5
5	81-95	2700	22.31	4.16	0.112700	$0.511131 \pm 6$	3029	-0.2
6	2-03	2700	68.14	12.97	0.115036	$0.511050 \pm 9$	3223	-2.6
7	6-03*	2700	36.24	7.95	0.132640	$0.511227 \pm 25$	3589	-5.3
8	19-95*	2700	33.02	7.33	0.134151	$0.511408 \pm 20$	3316	-2.3
9	20-95*	2700	5.26	1.63	0.187182	$0.512670 \pm 19$	—	4.0
10	80-95*	2700	6.85	2.13	0.187490	$0.512715 \pm 16$	—	4.4

Примечание. 1—5 — гранат-ставролитовые сланцы, 6—8 — амфибол-биотитовые и амфиболовые микрогнейсы и 9—10 — амфиболиты Онотского ЗКП.  $T$  — возраст, определенный U-Pb методом по циркону, или принятый для расчета  $\epsilon_{\text{Nd}}$ .

\* Данные из работы [Туркина, 2010].

терригенного материала элементов (Th, PЗЭ, Y, Cr, Ni, Co, Sc) изученные сланцы близки к среднему составу архейских аргиллитов (рис. 4), формирование которых рассматривается как результат смешения в различных пропорциях материала, образованного при эрозии пород основного и кислого составов [McLennan, Taylor, 1984]. Следовательно, можно полагать, что осадочные протолиты гранат-ставролитовых сланцев формировались за счет источников разной кремнекислотности. В данном случае потенциальными источниками сноса терригенного материала могли служить плагиогнейсы и плагиогранитоиды ТТГ комплекса или гранитоиды, образованные при их переплавлении, и вулканы зеленокаменного пояса. В пользу участия пород ТТГ комплекса, обедненных тяжелыми PЗЭ, свидетельствует повышенное  $(\text{Gd}/\text{Yb})_n$  (1.7—2.2) для гранат-ставролитовых сланцев по сравнению со средним архейским аргиллитом  $(\text{Gd}/\text{Yb})_n = 1.4$ . Вклад базитовых источников проявлен в повышенных Cr/Th (20—35) и пониженных Th/Sc (0.2—0.6) в изученных сланцах, величины кото-

рых

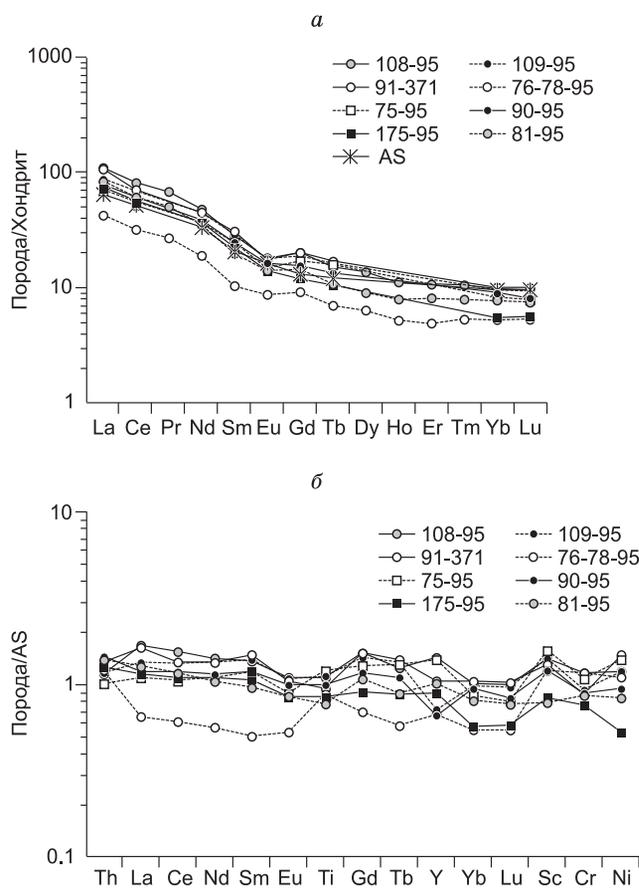


Рис. 4. Редкоземельные (а) и мультиэлементные (б) спектры для гранат-ставролитовых сланцев.

Нормировано по хондриту [Boynnton, 1984] и среднему архейскому глинистому сланцу (AS) [McLennan, Taylor, 1984].

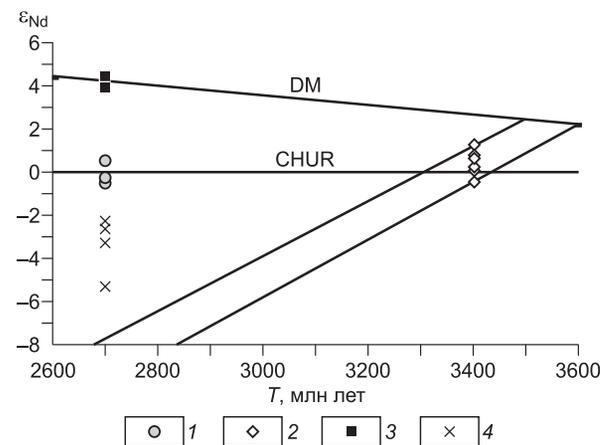
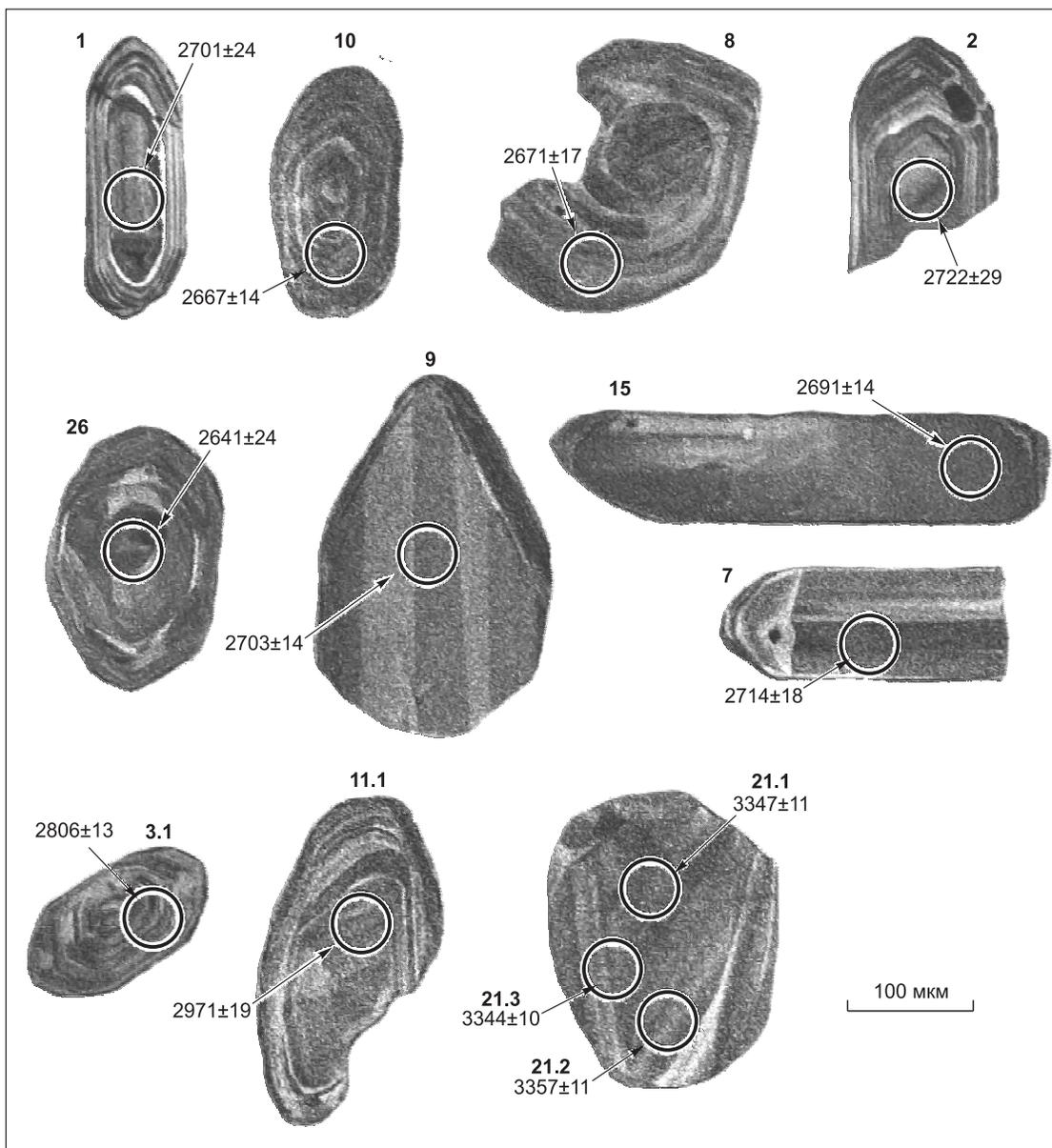


Рис. 5. Диаграмма  $T$  (млн лет) —  $\epsilon_{\text{Nd}}$  для пород Онотского блока.

1 — гранат-ставролитовые сланцы, 2 — плагиогнейсы ТТГ комплекса, 3 — амфиболиты, 4 — амфибол-биотитовые микрогнейсы.



**Рис. 6. Катодолюминесцентное изображение типичных зерен циркона из гранат-ставролитового сланца.**

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

рых приближаются к значениям для тонкозернистых осадков, образованных при эрозии мафических пород ( $\text{Cr}/\text{Th} = 22\text{—}500$ ,  $\text{Th}/\text{Sc} = 0.05\text{—}0.4$ ) [Cullers et al., 1988]. Присутствие в питающей провинции кислых вулканитов или гранитоидов, образованных в результате внутрикорового плавления, отражается в наличии слабого европиевого минимума ( $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.7\text{—}0.8$ ) на спектрах РЗЭ гранат-ставролитовых сланцев.

Гранат-ставролитовые сланцы характеризуются величиной  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  ( $0.117 \pm 0.003$ ), типичной для пелитов всех возрастов ( $0.118 \pm 0.017$ ) [Jahn, Condie, 1995], узким диапазоном  $\epsilon_{\text{Nd}}$ <sup>2</sup> (от +0.5 до -0.5) и модельного возраста —  $T_{\text{Nd}}(\text{DM}) = 3.0\text{—}3.1$  млрд лет (табл. 2). По величине  $\epsilon_{\text{Nd}}$  сланцы занимают промежуточное положение между породами — потенциальными источниками сноса: палеоархейскими плагиогнейсами и плагиогранитоидами ТТГ комплекса и метавулканитами ЗКП (ортогнейсами и амфиболитами) (рис. 5).

<sup>2</sup> Рассчитано на время 2.7 млрд лет.

## РЕЗУЛЬТАТЫ U-Pb ДАТИРОВАНИЯ ДЕТРИТОВОГО ЦИРКОНА

Образец (76-78-95) гранат-ставролитового сланца Онотского ЗКП отобран из типичного участка разреза, характеризующегося чередованием полевошпатовых амфиболитов с биотит-амфиболовыми и гранат-ставролитовыми сланцами, на левом берегу р. Онот выше пос. Онот. Результаты U-Pb датирования 34 зерен циркона представлены в табл. 3. Цирконы характеризуются различной морфологией и характером зональности. Они представлены доминирующими призматическими и короткопризматическими (бочонковидными) и редкими длиннопризматическими кристаллами длиной 120—350 мкм с коэффициентом удлинения ( $K_y$ ) до 4.5 (рис. 6). Кристаллы бесцветные или желтоватой окраски характеризуются сглаженностью вершин и ребер — слабой окатанностью. Призматические и короткопризматические кристаллы в катодлюминесцентном изображении (КЛ) обладают осцилляторной зональностью (см. рис. 4; зерна 1, 3, 10, 11) и редко — ядрами с секториальной зональностью (см. рис. 6; зерно 11). Зональность длиннопризматических кристаллов имеет характер широких полос с различной светимостью в КЛ, что является более типичным для циркона из пород с пониженной кремнекислотностью [Cogfu et al., 2003], реже они незональны (см. рис. 6; зерна 7, 9, 15). Большинство зерен циркона с осцилляторной зональностью имеют варьирующие концентрации U (113—1287 г/т) и Th (90—966 г/т) и широкий диапазон Th/U (0.5—1.8). Обогащение циркона U и Th сопровождается увеличением дискордантности его возрастов ( $D = 19—66\%$ ). По указанным параметрам эти зерна в целом сопоставимы с цирконом магматического происхождения, повышенные концентрации U и Th в цирконе могут быть связаны с его переработкой в присутствии флюидной фазы. Близкие характеристики имеют и длиннопризматические зерна с «полосчатой» зональностью: U (204—532 г/т), Th (172—346 г/т), Th/U (0.7—0.9), напротив, два светлых и незональных в КЛ зерна циркона обладают наиболее низким содержанием U (87—182 г/т) и Th (32—48 г/т) и пониженным Th/U (0.3—0.4). Независимо от морфологии и характера зональности 27 зерен циркона относятся к одной возрастной популяции, образующей дискордию с верхним пересечением ~2.7 млрд лет. Дискордия, построенная по 23 зернам циркона, имеет верхнее пересечение  $2699 \pm 11$  млн лет (СКВО = 1.8) (рис. 7). Это значение в пределах ошибки совпадает с конкордантным кластером возрастов для пяти зерен, составляющим  $2705 \pm 15$  млн лет (СКВО = 0.60). Более древний возраст получен для пяти зерен циркона (см. рис. 7). Древнейшим является обломок циркона с гранями

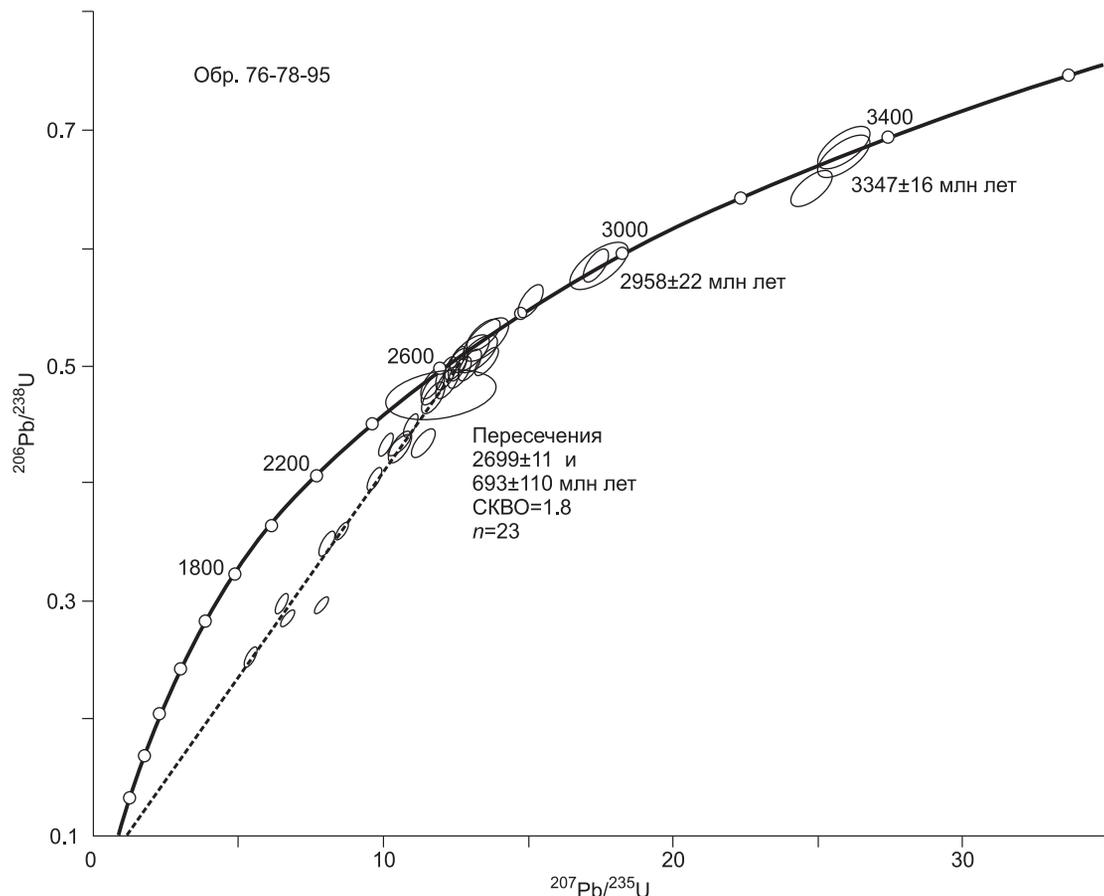


Рис. 7. Диаграмма с конкордией для цирконов из гранат-ставролитового сланца.

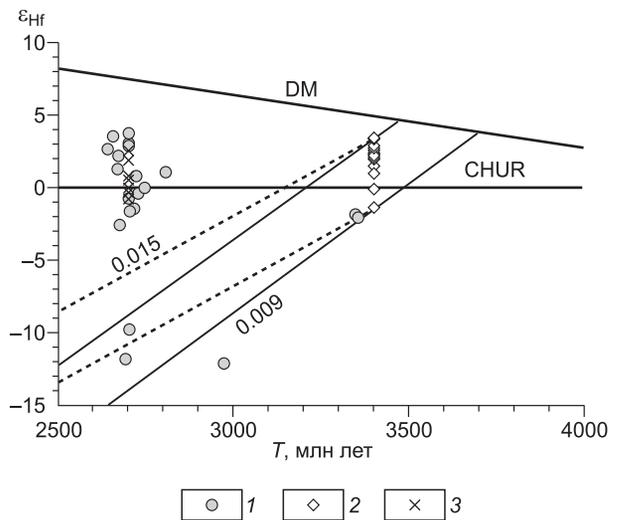
Таблица 3. U-Pb изотопные данные для цирконов из гранат-ставролитового сланца (обр. 76-78-95)  
Онотского зеленокаменного пояса

Зерно, точка	$^{206}\text{Pb}_c$ , %	U	Th	$^{232}\text{Th}/$ $^{238}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}^*$ , г/г	Возраст, млн лет		D, %	$^{238}\text{U}/$ $^{206}\text{Pb}^*$	$\pm\%$	$^{207}\text{Pb}^*/$ $^{206}\text{Pb}^*$	$\pm\%$	$^{207}\text{Pb}^*/$ $^{235}\text{U}$	$\pm\%$	$^{206}\text{Pb}^*/$ $^{238}\text{U}$	$\pm\%$	Rho
		г/г	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$			$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$											
1	0.54	182	48	0.27	80.4	2652 ± 27	2701 ± 24	2	1.961	1.2	0.1853	1.4	13.01	1.9	0.5090	1.2	0.653
2	0.44	87	32	0.38	38	2642 ± 34	2722 ± 29	3	1.971	1.6	0.1877	1.8	13.11	2.4	0.5065	1.6	0.666
3.1	0.11	291	150	0.53	139	2844 ± 25	2806 ± 13	-1	1.802	1.1	0.1975	0.79	15.11	1.3	0.5546	1.1	0.806
3.2	0.37	265	169	0.66	115	2651 ± 22	2784 ± 14	6	1.988	0.94	0.1948	0.88	13.5	1.3	0.5023	0.94	0.731
4	0.61	113	90	0.82	51	2705 ± 32	2728 ± 26	1	1.913	1.5	0.1883	1.6	13.54	2.2	0.5214	1.5	0.677
5	0.19	716	573	0.83	214	1925 ± 19	2539 ± 13	32	2.873	1.1	0.1681	0.75	8.07	1.3	0.3479	1.1	0.828
6	0.31	243	180	0.77	105	2616 ± 25	2675 ± 18	2	1.996	1.2	0.1824	1.1	12.59	1.6	0.5005	1.2	0.729
7	0.17	204	183	0.93	91.8	2712 ± 27	2714 ± 18	0	1.911	1.2	0.1868	1.1	13.47	1.7	0.5229	1.2	0.745
8	0.24	180	139	0.80	76.2	2572 ± 27	2671 ± 17	4	2.037	1.3	0.1819	1.1	12.30	1.7	0.4904	1.3	0.771
9	0.10	270	172	0.66	123	2741 ± 23	2703 ± 14	-1	1.887	1	0.1855	0.83	13.55	1.3	0.5299	1	0.780
10	0.13	280	257	0.95	118	2570 ± 22	2667 ± 14	4	2.040	1	0.1816	0.85	12.26	1.3	0.4899	1	0.769
11.1	0.76	146	95	0.67	74.7	2978 ± 30	2971 ± 19	0	1.697	1.2	0.2187	1.2	17.71	1.7	0.5873	1.2	0.723
11.2	0.55	146	123	0.87	73.3	2983 ± 30	2940 ± 18	0	1.716	1.2	0.2146	1.1	17.2	1.6	0.5813	1.2	0.725
12	0.16	398	251	0.65	168	2570 ± 20	2657 ± 13	3	2.040	0.96	0.1805	0.76	12.19	1.2	0.4898	0.96	0.783
13	4.80	720	363	0.52	314	2504 ± 37	2680 ± 100	7	2.068	1.8	0.1830	6.3	11.97	6.5	0.4746	1.8	0.275
14	0.24	852	132	0.16	218	1672 ± 14	2452 ± 13	47	3.374	0.92	0.1596	0.77	6.52	1.2	0.2962	0.92	0.768
15	0.13	531	346	0.67	221	2543 ± 23	2691 ± 14	6	2.066	1.1	0.1841	0.82	12.28	1.4	0.4837	1.1	0.804
16	0.03	272	320	1.22	116	2616 ± 23	2643 ± 12	1	2.007	0.93	0.1789	0.72	12.29	1.2	0.4982	0.93	0.792
17	0.05	206	142	0.71	87.5	2616 ± 23	2697 ± 13	4	2.022	1	0.1849	0.78	12.61	1.3	0.4946	1	0.791
18	0.20	241	424	1.82	88.8	2458 ± 25	2645 ± 16	15	2.34	0.98	0.1792	0.94	10.55	1.4	0.4271	0.98	0.720
19	0.52	332	251	0.78	145	2654 ± 22	2682 ± 15	2	1.971	0.91	0.1832	0.89	12.8	1.3	0.5066	0.91	0.718
20	0.07	386	377	1.01	149	2410 ± 19	2628 ± 11	10	2.231	0.85	0.1773	0.64	10.96	1.1	0.4482	0.85	0.798
21.1	0.19	213	143	0.69	120	3247 ± 28	3347 ± 11	4	1.535	1	0.2771	0.68	24.87	1.2	0.651	1	0.832
21.2	0.12	153	116	0.78	89.3	3342 ± 31	3357 ± 11	1	1.478	1.1	0.2789	0.73	26.01	1.3	0.6764	1.1	0.836
21.3	0.00	171	177	1.07	99.2	3336 ± 31	3344 ± 10	0	1.477	1.1	0.2767	0.67	25.83	1.3	0.6772	1.1	0.847
22	0.46	787	715	0.94	194	1663 ± 13	2557 ± 12	58	3.5	0.77	0.1699	0.72	6.689	1.1	0.2855	0.77	0.731
23	0.31	1287	966	0.78	328	1690 ± 13	2767 ± 8.7	66	3.381	0.81	0.1929	0.53	7.864	0.97	0.2957	0.81	0.836
24	0.06	267	156	0.60	99.1	2339 ± 20	2558 ± 14	11	2.314	0.94	0.17	0.82	10.13	1.2	0.4321	0.94	0.753
25	0.06	255	119	0.48	107	2558 ± 21	2665 ± 12	4	2.052	0.96	0.1814	0.75	12.18	1.2	0.4872	0.96	0.787
26	0.35	162	124	0.79	66.9	2538 ± 26	2641 ± 24	5	2.083	1.2	0.1788	1.5	11.82	1.9	0.4795	1.2	0.621
27	0.53	219	178	0.84	91.5	2559 ± 23	2620 ± 20	3	2.066	1	0.1764	1.2	11.76	1.6	0.4834	1	0.645
28	0.22	198	136	0.71	74.2	2347 ± 23	2746 ± 17	18	2.302	1.1	0.1904	1	11.4	1.5	0.4342	1.1	0.730
29	0.49	697	800	1.19	152	1475 ± 12	2398 ± 16	66	3.967	0.8	0.1546	0.94	5.372	1.2	0.2519	0.8	0.648
30	0.28	327	231	0.73	122	2342 ± 20	2626 ± 14	13	2.304	0.92	0.1771	0.86	10.59	1.3	0.4338	0.92	0.729
31	0.07	554	338	0.63	192	2199 ± 16	2598 ± 11	19	2.476	0.81	0.1742	0.63	9.7	1	0.4039	0.81	0.788
32	0.14	801	703	0.91	248	2000 ± 15	2593 ± 9	31	2.782	0.77	0.17367	0.53	8.604	0.93	0.3593	0.77	0.821
33	0.31	228	113	0.51	92.6	2499 ± 22	2660 ± 17	7	2.123	1	0.1807	1	11.73	1.4	0.4706	1	0.710
34	0.04	548	336	0.63	242	2681 ± 18	2717 ± 8	2	1.946	0.76	0.1871	0.5	13.25	0.91	0.5138	0.76	0.838

Примечание. Ошибки приведены на уровне 1σ. Pb<sub>c</sub> и Pb\* — доли обыкновенного и радиогенного свинца соответственно. Поправка на обыкновенный свинец проведена по измеренному  $^{204}\text{Pb}$ . Ошибка калибровки стандарта TEMORA — 0.50 %. D — процент дискордантности. Rho — коэффициент корреляции ошибок отношений  $^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$  и  $^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$ .

**Рис. 8. Диаграмма  $T$  по  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  (млн лет) —  $\epsilon_{\text{Hf}}$  для цирконов из пород Онотского блока.**

1 — гранат-ставролитовые сланцы, 2 — плагиогнейсы ТТГ комплекса. Для сравнения приведены магматические (2.7 млрд лет) цирконы из кислых гранулитов Иркутского блока Шарышалгайского выступа (3). Линиями показано изменение изотопного состава Hf палеоархейской коры при  $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ , равном 0.009 (кислый субстрат) и 0.015 (среднекороевое значение).

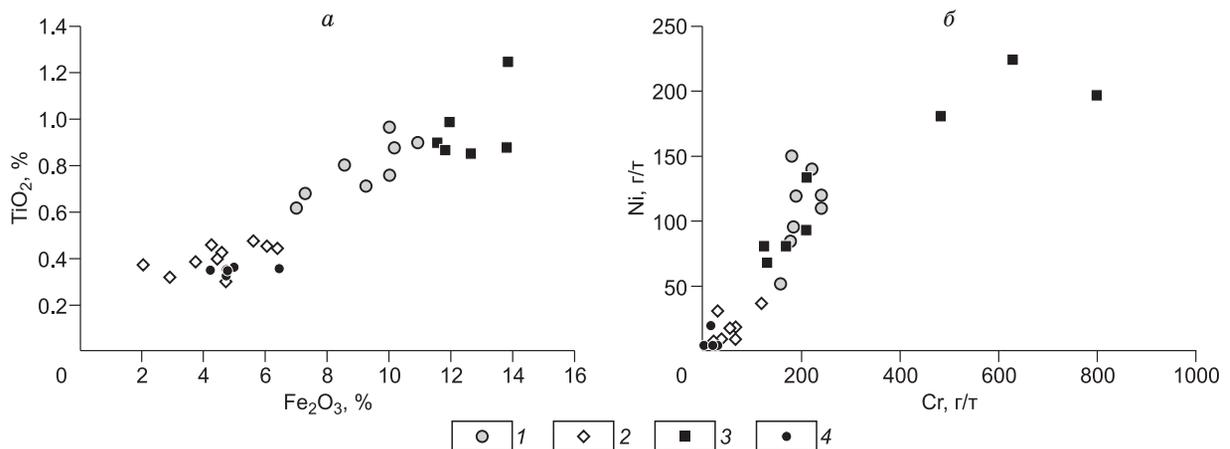


острой пирамиды, отчетливой зональностью и конкордантным возрастом, рассчитанным по двум точкам анализа —  $3347 \pm 17$  млн лет. Возраст  $2958 \pm 22$  млн лет установлен по двум точкам для ядра циркона с секториальной зональностью. Эти зерна циркона выделяются низкими концентрациями U (145—179 г/т) и Th (109—145 г/т) и  $\text{Th}/\text{U} = 0.77$ —0.85. Одно короткопризматическое зерно с осциляторной зональностью характеризуется возрастным значением  $2806 \pm 13$  млн лет. Кроме того, два зерна циркона темных и слабозональных в КЛ имеют сильноdiscordантный возраст, превышающий 2.7 млрд лет (2746 и 2767 млн лет), следовательно, они могли принадлежать к более древней генерации циркона, испытавшей потерю свинца. Таким образом, в гранат-ставролитовом сланце доминирующими являются детритовые цирконы с возрастом  $\sim 2.7$  млрд лет, а более древние зерна имеют возрастной диапазон от 3.35 до 2.8 млрд лет.

### ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ Hf В ЦИРКОНЕ

Результаты изучения изотопного состава Hf в цирконах представлены в табл. 4 и на рис. 8. Величины инициальных  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}_i$  отношений и  $\epsilon_{\text{Hf}}$  для отдельных зерен циркона рассчитаны на возраст по измеренному отношению  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ . Средние значения  $\epsilon_{\text{Hf}}$  рассчитаны на возраст популяции циркона (конкордантный или по верхнему пересечению discordии с конкордией). Изученные цирконы имеют низкие величины  $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$  ( $\leq 0.00112$ ), типичные для этого минерала. Исключением является одно зерно (7) циркона с аномально высокими  $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$  (0.00319) и  $^{176}\text{Yb}/^{177}\text{Hf}$  (0.06039). Изученные цирконы не несут признаков интенсивного преобразования при метаморфизме, следовательно, их изотопные характеристики отражают параметры магматических источников сноса детритового материала. Преобладающие цирконы с возрастом  $\sim 2.7$  млрд лет характеризуются широким диапазоном  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}_i$ , величинами  $\epsilon_{\text{Hf}}$  от положительных до отрицательных значений и могут быть условно разделены на две группы.

Цирконы первой группы имеют положительные  $\epsilon_{\text{Hf}}$  ( $2.6 \pm 0.7$ ), а второй — отрицательные  $\epsilon_{\text{Hf}}$  ( $-0.6 \pm 0.9$ ). Диапазон изотопных параметров предполагает присутствие в области сноса разновозрастных магматических пород, образовавшихся из источников с различной коровой предысторией. К первой группе близко зерно циркона с возрастом 2.8 млрд лет,  $\epsilon_{\text{Hf}} = 0.9$  и  $T_{\text{DM}}^{\text{C}} = 3.2$  млрд лет. Резко отлича-



**Рис. 9. Диаграммы  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ — $\text{TiO}_2$  (а) и  $\text{Cr}$ — $\text{Ni}$  (б) для пород Онотского блока.**

1 — гранат-ставролитовые сланцы, 2 — плагиогнейсы ТТГ комплекса, 3 — амфиболиты, 4 — амфибол-биотитовые микрогнейсы.

Таблица 4. Изотопный Lu-Hf состав цирконов из гранат-ставролитового сланца (обр. 76-78-95) Онотского ЗКП

Зерно, точка	$T$ , млн лет	$^{176}\text{Yb}/^{177}\text{Hf}$	$^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	$\pm\sigma$	$\epsilon_{\text{Hf}}$	$\pm\sigma$	$T_{\text{Hf}}(\text{DM})$ , млн лет	$T_{\text{Hf}}^{\text{C}}$ , млн лет
1	2701	0.01315	0.00063	0.281069	0.000050	-0.7	1.8	3010	3199
2	2722	0.01492	0.00069	0.281102	0.000046	0.8	1.6	3032	3222
3.1	2806	0.01920	0.00095	0.281067	0.000051	1.0	1.8	3037	3176
4	2728	0.01214	0.00056	0.281060	0.000020	-0.4	0.7	3020	3199
6	2675	0.01305	0.00064	0.281032	0.000042	-2.6	1.5	3060	3295
7	2714	0.06039	0.00319	0.281172	0.000067	-1.5	2.4	3075	3257
8	2671	0.01446	0.00060	0.281168	0.000050	2.2	1.8	2875	3000
9	2703	0.02470	0.00105	0.281065	0.000058	-1.6	2.1	3049	3254
10	2667	0.01139	0.00070	0.281150	0.000020	1.3	0.8	2906	3052
11.1	2971	0.02703	0.00121	0.280609	0.000090	-12.1	3.2	3679	4092
12	2657	0.00932	0.00046	0.281209	0.000047	3.6	1.7	2810	2905
15	2691	0.01571	0.00068	0.280767	0.000052	-11.8	1.9	3419	3859
21.1	3347	0.01599	0.00079	0.280630	0.000030	-1.8	0.9	3606	3763
21.2	3357	0.01478	0.00071	0.280610	0.000020	-2.1	0.8	3625	3788
26	2641	0.01220	0.00059	0.281200	0.000030	2.7	0.9	2831	2947
28	2746	0.00913	0.00047	0.281050	0.000020	0	0.8	3021	3192
P1*	2700	0.01004	0.00049	0.281160	0.000020	2.9	0.8	2871	2977
P2*	2700	0.01328	0.00066	0.281190	0.000030	3.7	0.9	2844	2931
P3*	2700	0.01666	0.00080	0.281180	0.000020	3.1	0.8	2872	2971
P4*	2700	0.01256	0.00062	0.280820	0.000030	-9.8	1.0	3341	3736

Примечание. Номера точек соответствуют табл. 3.  $T$  — возраст циркона по измеренному  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ;  $T_{\text{Hf}}(\text{DM})$  — модельный возраст,  $T_{\text{Hf}}^{\text{C}}$  — время коровой экстракции (двухстадийный возраст), рассчитано с использованием среднecоровой величины  $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0.015$ .

\* Зерна не датированы, и для них принят возраст 2700 млн лет.

ется от вышеописанных «древнее» зерно циркона (2.97 млрд лет) с  $\epsilon_{\text{Hf}} = -12.1$  и  $T_{\text{DM}}^{\text{C}} = 4.1$  млрд лет. Близкие характеристики ( $\epsilon_{\text{Hf}} = -10.2 \pm 1.7$  и  $T_{\text{DM}}^{\text{C}} = 3.7\text{—}3.9$  млрд лет) имеют два циркона, представленных длиннопризматическими незональными кристаллами с дискордантным  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  возрастом  $\sim 2.7$  млрд лет. Их U-Pb изотопная система могла быть нарушена и возраст омоложен, но в любом случае образование циркона было связано с плавлением весьма древнего корового источника. Палеоархейский двухстадийный модельный возраст  $\sim 3.8$  млрд лет и  $\epsilon_{\text{Hf}} = -2.0 \pm 1.2$  установлены по двум точкам и для наиболее древнего зерна циркона с возрастом  $\sim 3.35$  млрд лет.

## ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

**Состав источников сноса терригенного материала.** Содержание петрогенных и редких элементов в гранат-ставролитовых сланцах предполагает образование их осадочных протолитов за счет эрозии различных по составу пород. Для оценки вклада кислых и основных пород в осадконакопление проведено сопоставление состава сланцев с потенциальными источниками сноса, включающими плагиогнейсы и плагиогранитоиды ТТГ комплекса и метавулканыты Онотского ЗКП. По соотношению фемических компонентов ( $\text{Fe}_2\text{O}_3$  и  $\text{TiO}_2$ ) сланцы образуют тренд, протягивающийся из области состава пород ТТГ комплекса и кислых метавулканытов к метабазальтам (рис. 9, а). Относительное накопление этих компонентов может быть связано отчасти с их накоплением в глинистых минералах и/или гидроксидах железа и в составе Fe-Ti тяжелых аксессуарных минералов. Сланцы характеризуются широкими вариациями концентраций Cr и Ni, коррелирующими между собой и с  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  и MgO (см. рис. 9, б). По уровню содержания Cr и Ni, в отличие от  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ , сланцы в значительной мере перекрываются с основными метавулканытами, что согласуется с их накоплением в глинистой фракции осадка.

Концентрации Zr, Nb, Th и Ce в гранат-ставролитовых сланцах следуют тренду от метабазитов к наиболее обогащенным этими элементами кислым метавулканытам, следовательно, указанные элементы не накапливались избирательно в осадках в виде тяжелых аксессуарных минералов (циркона, сфена, рутила, монацита) (рис. 10). Обогащение сланцев Th и Ce по сравнению с породами ТТГ комплекса подтверждает вклад более эволюционировавших кислых источников сноса, образованных за счет плавления коровых субстатов, что согласуется с наличием у метаосадков отрицательной Eu аномалии. Учас-

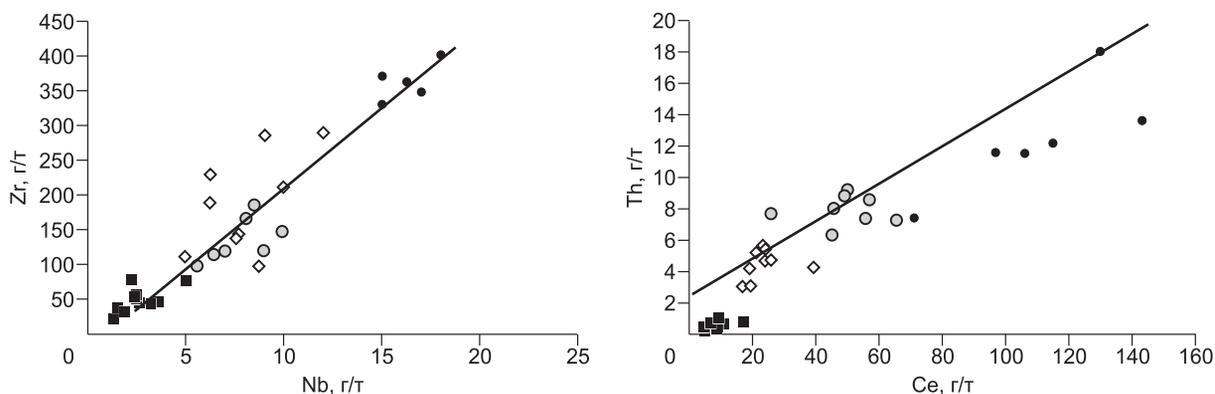


Рис. 10. Диаграммы Nb—Zr и Ce—Th для пород Онотского блока.

Условные обозначения соответствуют рис. 9.

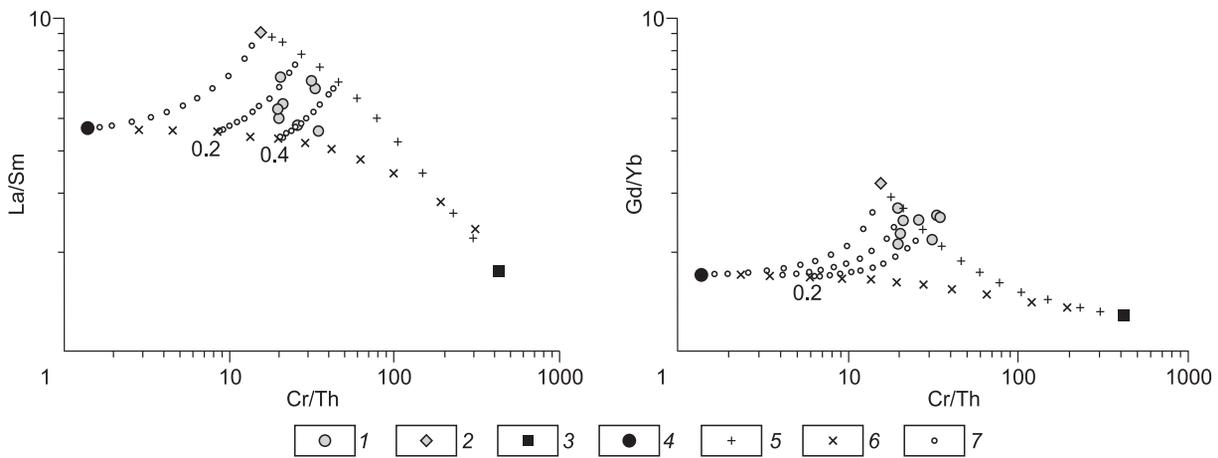
тие пород ТТГ комплекса в формировании терригенного материала проявляется в повышенном ( $Gd/Yb$ )<sub>n</sub> отношении (1.7—2.2) для изученных сланцев по сравнению со средним архейским аргиллитом.

Таким образом, петрогеохимические характеристики гранат-ставролитовых сланцев не противостоят наличию в питающей провинции пород ТТГ комплекса, метабазальтов и кислых метавулканитов или аналогичных последним магматических пород, обогащенных некогерентными элементами и образованных в результате внутрикорового плавления. Для количественной оценки участия этих источников сноса в формировании осадков использованы отношения редких элементов, наиболее контрастно различающиеся для плагиогнейсов, основных и кислых метавулканитов — Cr/Th, La/Sm и Gd/Yb. Расчет моделей трехкомпонентного смешения показывает, что доля мафического источника составляет от 20 до 40 %, а среди кислых источников сноса, вероятно, преобладали породы ТТГ комплекса или аналогичные им кислые магматиты, обуславливающие фракционированное распределение в осадках тяжелых РЗЭ, т.е. повышенное Gd/Yb (рис. 11).

#### Происхождение пород источников сноса на основании Sm-Nd и Lu-Hf изотопных данных.

Как уже отмечалось, по изотопным характеристикам — величинам  $\epsilon_{Nd}$  — гранат-ставролитовые сланцы занимают промежуточное положение между породами ТТГ комплекса ( $\epsilon_{Nd}^3 = -8.7 \pm 1.3$ ), кислыми ( $\epsilon_{Nd} = -3.4 \pm 1.4$ ) и основными ( $\epsilon_{Nd} = +4.2$ ) метавулканитами. Количественные оценки, сделанные по модели бинарного смешения с вышеуказанными изотопными параметрами и концентрациями Nd 14, 45 и 6 г/т соответственно показывают, что доля метабазита должна составлять не менее 60 % (рис. 12), что, очевидно, противоречит оценкам вклада мафического источника (20—40 %), полученным по редкоземельному составу. Данное противоречие может быть преодолено, если предположить, что наряду с древней континентальной корой (ТТГ комплекс) и продуктами ее рециклинга (кислые метавулканиты, гранитоиды), обладающими отрицательными  $\epsilon_{Nd}$ , в области эрозии присутствовали и кислые магматические породы, образовавшиеся при участии источника с «ювенильными» изотопными характеристиками. Это предположение подтверждается изотопными Hf характеристиками детритовых цирконов. Среди доминирующих цирконов с возрастом 2.7 млрд лет большинство зерен имеют положительные  $\epsilon_{Hf}$  ( $2.6 \pm 0.7$ ) и  $T_{DM}^C = 3.0 \pm 0.1$  млрд лет, что указывает на источник с короткой коровой предысторией, т.е. ювенильный. К ним близок и циркон с возрастом 2.8 млрд лет и  $\epsilon_{Hf} = 1.0$ . В то время как другие разновозрастные цирконы с  $\epsilon_{Hf} = -0.6 \pm 0.9$  и более древним возрастом коровой экстракции ( $3.2 \pm 0.04$  млрд лет) имели магматический источник, образованный при участии древней континентальной коры. Вместе с тем следует отметить, что материнские породы для этих цирконов не представляют «чистый» продукт переплавления палеоархейских пород ТТГ комплекса ( $\epsilon_{Hf}$  — от -6.0 до -13.5, пересчитано по данным [Туркина и др., 2013а] на 2.7 млрд лет из изотопных характеристик цирконов при  $^{176}Lu/^{177}Hf = 0.015$  и 0.009 для среднекорового и кислого субстрата), поскольку детритовые цирконы отличаются от них более высокими  $\epsilon_{Hf}$  (см. рис. 8). К цирконам, представляющим магматические источники, образованные при переплавлении палеоархейской, подобной породам ТТГ комплекса или еще более древней коры, могут быть отнесены только три разновозрастных зерна с экстремально низкими  $\epsilon_{Hf} \leq -10$ . Единственное палеоархейское зерно циркона по возрасту и изотопному составу ( $\epsilon_{Hf} = -2.0$ ) идентично цирконам из плагиогнейсов ТТГ комплекса. Таким образом, изотопные характеристики метаосадков и их детритовых цирконов, позволяют судить о разнообразии источников сноса терригенного материала и свиде-

<sup>3</sup> Все величины пересчитаны на 2.7 млрд лет.



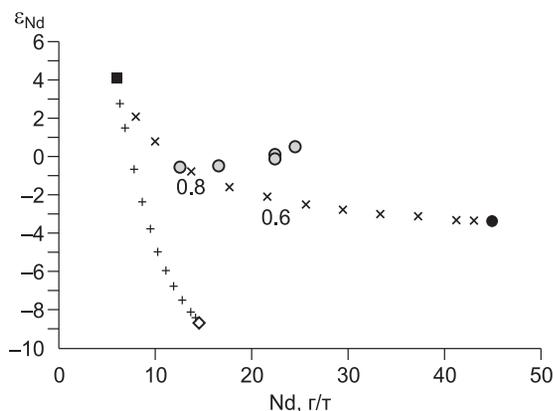
**Рис. 11.** Диаграммы Cr/Th—La/Sm и Cr/Th—Gd/Yb, демонстрирующие вклад потенциальных источников сноса при образовании метаосадков Онотского ЗКП.

1 — гранат-ставролитовые сланцы, 2—4 средний состав пород-источников сноса: 2 — плагиогнейсы ТТГ комплекса, 3 — амфиболиты, 4 — амфибол-биотитовые микрогнейсы. 5—7 — состав бинарных смесей. Цифрами указана доля основных пород в составе смеси.

тельствуют о наличии в питающей провинции пород, представляющих кору палеоархейского возраста и продукты ее рециклинга, ювенильную неоархейскую кору и образованных при смешении расплавов из древнекоровых и ювенильных источников.

**Оценка времени осадконакопления.** Среди детритовых цирконов в гранат-ставролитовых сланцах Онотского блока доминирует одна популяция с возрастом ~2.7 млрд лет. Судя по нижнему пресечению дискордии с конкордией (~0.7 млрд лет), нарушение изотопной системы циркона не было связано с палеопротерозойским метаморфизмом отложений зеленокаменного пояса, который отразился лишь на изотопных системах породообразующих минералов [Туркина, Ножкин, 2008; Ризванова и др., 2012], что согласуется с довольно низкими температурами метаморфизма, которые соответствуют эпидот-амфиболитовой фации (500—600 °C) [Сезько, Базаров, 1999]. Судя по морфологии и зональности циркона из гранат-ставролитовых сланцев, его источниками служили магматические породы, не испытавшие высокотемпературного метаморфизма. Одновозрастность циркона и наличие у него только слабых следов окатанности свидетельствуют о локальном и не удаленном источнике сноса. Возраст доминирующих детритовых цирконов определяет нижнюю возрастную границу формирования осадков. Различие в характере зональности (осцилляторная и полосчатая) цирконов в КЛ позволяет предполагать, что на рубеже 2.7 млрд лет произошло образование магматических пород разного состава. Формирование терригенных осадков, как правило, следует за орогеническими событиями и, учитывая одновременность осадконакопления с основным вулканизмом, можно утверждать, что формирование источников детритового циркона происходило в тектонически-активной обстановке и было близко по времени к осадконакоплению, следовательно, формирование протолитов отложений зеленокаменного пояса произошло в неоархее.

**Вероятные источники сноса детритового циркона.** Наиболее древнее детритовое зерно циркона по возрасту (3347 млн лет) и морфологии с гранями острой пирамиды аналогично цирконам из палеоархейских плагиогнейсов Онотского блока [Туркина и др., 2013б, рис. 2], что позволяет рассматривать породы ТТГ комп-



**Рис. 12.** Диаграмма Nd— $\epsilon_{Nd}$ , демонстрирующая вклад потенциальных источников сноса при образовании метаосадков Онотского ЗКП.

Усл. обозн. см. на рис. 11.

лекса в качестве одного из источников сноса. Это подтверждается и особенностями редкоземельного состава гранат-ставролитовых сланцев, имеющих подобно ТТГ повышенные  $(Gd/Yb)_n$ . Единичные зерна циркона с возрастом ~3.0 и 2.8 млрд лет могут свидетельствовать о существовании неизвестных до сих пор в Онотском блоке магматических пород соответствующего возраста. Детритовые цирконы с возрастом  $2791 \pm 13$  млн лет доминируют в парагнейсах Булунского блока [Туркина и др., 2013б], соседствующего с Онотским в современной структуре Шарыжалгайского выступа, но они отличаются отрицательными значениями  $\varepsilon_{Hf}$  ( $-5.5 \pm 1.4$ ). Наиболее дискуссионным является вопрос об источниках доминирующих неархейских цирконов, поскольку породы такого возраста неизвестны в пределах гранит-зеленокаменных блоков. Широкое распространение магматических пород различной кремнекислотности с возрастом ~2.7 млрд лет установлено только в Иркутном блоке Шарыжалгайского выступа [Turkina et al., 2012]. Все они метаморфизованы в гранулитовой фации и представлены двупироксеновыми (метабазиты) и гиперстенсодержащими (метадациты) гранулитами. Магматические цирконы из двупироксеновых гранулитов в КЛ имеют полосчатую зональность, аналогичную некоторым детритовым цирконам из сланцев, тогда как цирконы из кислых гранулитов — тонкую осцилляторную зональность, что определяет их сходство с детритовыми цирконами из гранат-ставролитовых сланцев. Кроме того, магматические цирконы из кислых гранулитов по величине  $\varepsilon_{Hf}$  (от +2.5 до -0.8) перекрываются с детритовыми из метаосадков Онотского блока (см. рис. 8). Наиболее ранний высокотемпературный метаморфизм пород Иркутного блока произошел на рубеже ~2.55 млрд лет [Сальникова и др., 2007; Turkina et al., 2012]. Если рассматривать эти породы в качестве источников детритового циркона для метаосадков Онотского блока, тогда их эрозия должна была предшествовать метаморфизму, что ограничивает время осадконакопления.

**Эволюция коры Онотского гранит-зеленокаменного блока Шарыжалгайского выступа в неархее.** Полученные результаты позволяют наложить ограничения на геологическую историю Онотского гранат-зеленокаменного блока в неархее. Формирование осадочных протолитов гранат-ставролитовых сланцев Онотского блока происходило в тектонически-активной обстановке и сопровождалось субсинхронным основным вулканизмом. Возраст детритовых цирконов и их изотопные характеристики предполагают проявление в неархее (~2.7 млрд лет) магматического события, приведшего к образованию пород с различной коровой предысторией от ювенильных до являющихся продуктами переплавления палеоархейской коры. Таким образом, в начале неархее на юго-западе Сибирского кратона происходило как наращивание континентальной коры, так и ее рециклинг. Как уже отмечалось, в Иркутном и Китайском блоках Шарыжалгайского выступа на рубеже ~2.7 млрд лет был широко проявлен основной и среднекислый магматизм, предшествовавший высокотемпературному метаморфизму (~2.55 млрд лет), [Poller et al., 2005; Сальникова и др., 2007; Turkina et al., 2012]. Если эти породы служили источником детритовых цирконов для метаосадков, это может свидетельствовать либо о сходстве неархейской геологической истории Онотского гранит-зеленокаменного и гранулитогнейсовых блоков, либо об участии последних в образовании детритового материала для онотских осадков, что, в свою очередь, поднимает вопрос о времени амальгамации этих блоков. Поскольку до настоящего времени не существует данных о неархейских метаморфических событиях в гранит-зеленокаменных блоках, то сохраняются альтернативные варианты интерпретации.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Комплексное петрогеохимическое и изотопно-геохронологическое исследование метаосадочных пород Онотского зеленокаменного пояса позволило получить наиболее полную характеристику состава, возраста и происхождения пород питающей провинции. Соотношение пород различного состава в области эрозии может быть адекватно оценено по содержанию петрогенных и редких элементов в метаосадках, а не по их изотопному Nd составу, который, наряду с изотопными параметрами детритовых цирконов, дает информацию о вкладе ювенильных и долгоживущих коровых источников в седиментацию.

Среди метаосадочных пород Онотского зеленокаменного пояса доминируют гранат- и ставролитсодержащие сланцы, перемежающиеся в верхней части разреза с амфиболитами (метабазальтами). Протолиты этих пород по петрохимическому составу соответствуют ряду от алевролитов до пелитовых аргиллитов. Умеренный индекс химического изменения, повышенное содержание MgO и наличие в нормативном минеральном составе хлорита отражают слабую степень химического выветривания и присутствие мафического вулканогенного материала в составе терригенных осадков.

Редкоземельные характеристики гранат-ставролитовых сланцев свидетельствуют о формировании терригенного материала при эрозии трех различных групп пород: плагиогнейсов тоналит-трондьемитового состава (повышенные Gd/Yb), пород основного состава (повышенные Sr/Th и пониженные Th/Sc) и кислых магматитов, образованных при плавлении коровых субстратов (наличие Eu минимума), что согласуется с набором потенциальных источников сноса в Онотском блоке, включающих породы

ТТГ комплекса, основные и кислые метавулканиды зеленокаменного пояса. Вклад мафических источников оценивается в 20—40 %.

Возраст доминирующих детритовых цирконов отражает эрозию преимущественно неогархейских магматических пород, что с учетом слабой окатанности цирконов, тектонически-активной обстановки осадконакопления, сопровождавшегося основным вулканизмом, определяет вероятное время седиментации ~2.7 млрд лет. Наряду с неогархейскими в осадконакоплении участвовали и более древние источники сноса (2.8—3.35 млрд лет). Судя по Lu-Hf изотопным характеристикам детритовых цирконов из гранат-ставролитовых сланцев, источники сноса включали магматические породы с различной коровой предисторией. Они были представлены палеогархейской корой, породами ювенильной неогархейской коры и образованными при смешении материала из древнекоровых и ювенильных источников.

Авторы признательны рецензентам Е.В. Бибиковой и Н.Н. Круку за конструктивные замечания.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант 12-05-00557).

## ЛИТЕРАТУРА

**Баянова Т.Б.** Возраст реперных геологических комплексов Кольского региона и длительность процессов магматизма. СПб., Наука, 2004, 174 с.

**Бибикова Е.В., Туркина О.М., Кирнозова Т.И., Фугзан М.М.** Древнейшие плагиогнейсы Онотского блока Шарыжалгайского выступа: изотопная геохронология // Геохимия, 2006, № 3, с. 347—352.

**Донская Т.В., Сальникова Е.Б., Склярёв Е.В., Гладкочуб Д.П., Мазукабзов А.М., Ковач В.П., Яковлева С.З., Бережная Н.Г.** Раннепротерозойский постколлизийный магматизм южного фланга Сибирского кратона: новые геохронологические данные и геодинамические следствия // ДАН, 2002, т. 382, № 5, с. 663—667.

**Левицкий В.И., Мельников А.И., Резницкий Л.З., Бибикова Е.В., Кирнозова Т.И., Козаков И.К., Макаров В.А., Плоткина Ю.В.** Посткинематические раннепротерозойские гранитоиды юго-западной части Сибирской платформы // Геология и геофизика, 2002, т. 43 (8), с. 717—731.

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

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

**Розен О.М., Аббясов А.А., Мигдисов А.А., Ярошевский А.А.** Программа MINLITH для расчета минерального состава осадочных пород: достоверность результатов в применении к отложениям древних платформ // Геохимия, 2000, № 4, с. 431—444.

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

**Сезько А.И., Базаров В.В.** Арбанская серия вулканогенно-осадочных пород Онотского зеленокаменного пояса (Восточный Саян) // Геология и металлогения докембрия юга Сибири, 1999, с. 7—9.

**Туркина О.М.** Этапы формирования раннедокембрийской коры Шарыжалгайского выступа (юго-запад Сибирского кратона): синтез Sm-Nd и U-Pb изотопный данных // Петрология, 2010, т. 18, № 2, с. 168—187.

**Туркина О.М., Ножкин А.Д.** Океанические и рифтогенные метавулканические ассоциации зеленокаменных поясов северо-западной части Шарыжалгайского выступа, Прибайкалье // Петрология, 2008, т. 16, № 5, с. 501—526.

**Туркина О.М., Бережная Н.Г., Ларионов А.Н., Лепехина Е.Н., Пресняков С.Л., Салтыкова Т.Е.** Палеогархейский тоналит-гранодиоритовый комплекс северо-западной части Шарыжалгайского выступа (юго-запад Сибирского кратона): результаты U-Pb и Sm-Nd исследования // Геология и геофизика, 2009, т. 50 (1), с. 21—37.

**Туркина О.М., Капитонов И.Н., Сергеев С.А.** Изотопный состав Hf в цирконе из палеогархейских плагиогнейсов и плагиогранитоидов Шарыжалгайского выступа (юг Сибирского кратона): его значение для оценки роста континентальной коры // Геология и геофизика, 2013а, т. 54 (3), с. 357—370.

**Туркина О.М., Сергеев С.А., Бережная Н.Г., Гольцин Н.А.** Изотопные характеристики метатерригенных пород и детритовых цирконов: ограничения на формирование раннедокембрийской коры

юго-запада Сибирского кратона // XX симпозиум по геохимии изотопов (Тез. докладов). М., ГЕОХИ РАН, 2013б, с. 330—334.

**Юдович Я.Э., Кетрис М.П.** Основы литохимии. СПб., Наука, 2000, 479 с.

**Blichert-Toft J., Albarede F.** The Lu-Hf isotope geochemistry of chondrites and evolution of the crust-mantle system // Earth Planet. Sci. Lett., 1997, v. 148, p. 243—258.

**Boynnton W.V.** Cosmochemistry of the rare earth elements: meteorite studies // Rare earth element geochemistry / Ed. P. Henderson. Amsterdam, Elsevier, 1984, p. 63—114.

**Chauvel C., Blichert-Toft J.** A hafnium isotope and trace element perspective on melting of the depleted mantle // Earth Planet. Sci. Lett., 2001, v. 190, p. 137—151.

**Corfu F., Hanchar J.M., Hoskin P.W.O., Kinny P.** Atlas of zircon textures // Zircon / Eds. J.M. Hanchar, P.W.O. Hoskin // Rev. Miner. Geochem. Miner. Soc. America. Washington, D.C. 2003, v. 53, p. 469—495.

**Cullers R.L., Basu A., Suttner L.** Geochemical signature of provenance in sand-size material and stream sediments near the Tobacco Root batholith, Montana, USA // Chem. Geol., 1988, v. 70, p. 335—348.

**Donskaya T.V., Gladkochub D.P., Pisarevsky S.A., Poller U., Mazukabzov A.M., Bayanova T.B.** Discovery of Archaean crust within the Akitkan orogenic belt of the Siberian craton: new insight into its architecture and history // Precam. Res., 2009, v. 170, p. 61—72.

**Griffin W.L., Pearson N.J., Belousova E., Jackson S.E., van Achtebergh E., O'Reilly S.Y., Shee S.R.** The Hf isotope composition of cratonic mantle: LAM-MC-ICPMS analysis of zircon megacrysts in kimberlites // Geochem. Cosmochem. Acta, 2000, v. 64, p. 133—147.

**Jahn Bor-Ming, Condie K.C.** Evolution of the Kaapvaal Craton as viewed from geochemical and Sm-Nd isotopic analyses of intracratonic pelites // Geochim. Cosmochim. Acta, 1995, v. 59, p. 2239—2258.

**Ludwig K.R.** User's manual for Isoplot/Ex, Version 2.10. A geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronology Center Special Publication, 1999, № 1, 46 p.

**Ludwig K.R.** SQUID 1.00. A user's manual; Berkeley Geochronology Center Special Publication, 2000, № 2, 2455 p.

**McLennan S.M., Taylor S.R.** Archaean sedimentary rocks and their relation to the composition of the Archaean continental crust // The origin and evolution of the Archaean continental crust / Eds. A. Kroner, G.N. Hanson, A.M. Goodwin. Springer-Verlag, 1984, p. 47—72.

**Poller U., Gladkochub D., Donskaya T., Mazukabzov A., Sklyarov E., Todt W.** Multistage magmatic and metamorphic evolution in the Southern Siberian craton: Archean and Paleoproterozoic zircon ages revealed by SHRIMP and TIMS // Precam. Res., 2005, v. 136, p. 353—368.

**Scherer E., Munker C., Mezger K.** Calibration of the lutetium-hafnium clock // Science, 2001, v. 293, p. 683—687.

**Schuth S., Gornyy V.I., Berndt J., Shevchenko S.S., Sergeev S.A., Karpuzov A.F., Mansfeldt T.** Early Proterozoic U-Pb zircon ages from basement gneiss at the Solovetsky Archipelago, White Sea, Russia // Intern. J. Geosci., 2012, v. 3, № 2, p. 289—296.

**Turkina O.M., Berezhnaya N.G., Lepekhina E.N., Kapitonov I.N.** U-Pb (SHRIMP-II), Lu-Hf isotope and trace element geochemistry of zircons from high-grade metamorphic rocks of the Irkut terrane, Sharyzhgaysk uplift: implications for the Neoproterozoic evolution of the Siberian Craton // Gond. Res., 2012, v. 21, p. 801—817.

**Williams I.S.** U-Th-Pb geochronology by ion-microprobe / Eds. M.A. McKibben, W.C. Shanks III, W.I. Ridley // Rev. Econ. Geol., 1998, v. 7, p. 1—35.

*Рекомендована к печати 11 октября 2013 г.  
А.Э. Исохом*

*Поступила в редакцию  
18 июня 2013 г.*