

## ДРЕВНЕЙШИЕ (~1.9 МЛРД ЛЕТ) МЕТАДОЛЕРИТЫ ЮЖНОЙ ЧАСТИ СИБИРСКОГО КРАТОНА: ВОЗРАСТ, ПЕТРОГЕНЕЗИС, ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ

Т.В. Донская<sup>1</sup>, Д.П. Гладкочуб<sup>1,2</sup>, А.М. Мазукабзов<sup>1</sup>, С. Денишин<sup>3</sup>,  
С.А. Писаревский<sup>4</sup>, З.Л. Мотова<sup>1</sup>, Е.И. Демонтерова<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Институт земной коры СО РАН, 664033, Иркутск, ул. Лермонтова, 128, Россия

<sup>2</sup>Иркутский государственный университет, 664003, Иркутск, ул. Карла Маркса, 1, Россия

<sup>3</sup>School of Earth and Environment, University of Western Australia, 35 Stirling Highway, Crawley, WA 6009, Australia

<sup>4</sup>Australian Research Council Centre of Excellence for Core to Crust Fluid Systems (CCFS) and the Institute for Geoscience Research (TIGeR), Department of Applied Geology, Curtin University, GPO Box U1987, Perth, WA 6845, Australia

Проведено геологическое, геохронологическое и изотопно-геохимическое изучение метадолеритов ангаульского комплекса, распространенных в Урикско-Ийском грабене южной части Сибирского кратона. Детально были изучены метадолериты, слагающие отдельные конформные тела (силлы) среди метапесчаников ингашинской свиты. Исследование метадолеритов U-Pb методом по циркону (SHRIMP) показало, что они имеют возраст  $1913 \pm 24$  млн лет, а датирование метадолеритов U-Pb методом по бадделеиту (ID-TIMS) позволило определить их возраст как  $1914.0 \pm 1.7$  млн лет. Таким образом, значение  $1914 \pm 2$  млн лет было принято как наиболее точная оценка возраста изученных пород. Метадолериты ангаульского комплекса по химическому составу соответствуют нормально-щелочным базальтам толеитовой серии. Метадолериты представляют собой дифференцированные разности, значения  $mg\#$  изменяются в них от 36 до 58. Для метадолеритов фиксируются в разной степени фракционированные спектры распределения редкоземельных элементов –  $(La/Yb)_n = 1.2–3.5$ . Все метадолериты вне зависимости от их магнезиальности характеризуются низкими концентрациями Nb (1.6–10.2 г/т) и хорошо выраженными отрицательными Nb-Ta аномалиями на мультиэлементных спектрах ( $Nb/Nb^* = 0.19–0.54$ ). Метадолериты обнаруживают положительные значения  $\epsilon_{Nd}(T)$ , варьирующиеся от +0.4 до +5.2, которые хорошо коррелируются с содержанием  $SiO_2$  и величиной  $mg\#$ . Изотопно-геохимические характеристики метадолеритов ангаульского комплекса свидетельствуют, что процесс фракционной кристаллизации, сочетающийся с ассимиляцией вмещающих пород (AFC), мог являться основным процессом при формировании наиболее дифференцированных разностей метадолеритов. Геохимические свойства метадолеритов с максимальными среди проанализированных пород значениями  $mg\# = 57–58$  и  $\epsilon_{Nd}(T) = +5.2$  позволяют предполагать, что родоначальный мантийный источник метадолеритов был образован в результате смещения доминирующего деплетированного мантийного материала с материалом субконтинентальной литосферы. Внедрение долеритов ангаульского комплекса, так же как и накопление вмещающих их осадочных толщ ингашинской свиты, происходило в ходе единого раннепротерозойского этапа внутриконтинентального растяжения, обусловленного коллапсом орогена, возникшего в результате коллизии Бирюсинского блока и Тунгусского супертеррейна в южной части формирующегося Сибирского кратона.

*Долериты, U-Pb возраст по циркону и бадделеиту, геохимия, изотопия Nd, ранний протерозой, Сибирский кратон.*

## THE OLDEST (~1.9 Ga) METADOLERITES OF THE SOUTHERN SIBERIAN CRATON: AGE, PETROGENESIS, AND TECTONIC SETTING

T.V. Donskaya, D.P. Gladkochub, A.M. Mazukabzov, S. Denyszyn, S.A. Pisarevsky,  
Z.L. Motova, and E.I. Demonterova

Geological, geochronological, and isotope-geochemical studies of the metadolerites of the Angaul complex, widespread in the Urik-Iya graben of the southern Siberian craton, were carried out. The metadolerites forming separate conformal bodies (sills) among the metasandstones of the Ingash Formation were studied in detail. U-Pb zircon (SHRIMP) dating of metadolerites yielded an age of  $1913 \pm 24$  Ma, and U-Pb baddeleyite (ID-TIMS) dating of these rocks yielded an age of  $1914.0 \pm 1.7$  Ma. Thus, the date of  $1914 \pm 2$  Ma can be taken as the most precise age estimate for the studied rocks. The metadolerites of the Angaul complex correspond in chemical composition to the normal-alkaline tholeiitic basalts. Metadolerites are differentiated rocks with  $Mg\#$  of 36 to 58. They show fractionated REE patterns:  $(La/Yb)_n = 1.2–3.5$ . All metadolerites, independently of their  $Mg\#$  value, have low contents of Nb (1.6–10.2 ppm) and show well-pronounced negative Nb-Ta anomalies in multielement patterns ( $Nb/Nb^* = 0.19–0.54$ ). The metadolerites are characterized by positive  $\epsilon_{Nd}(T)$  values ranging from 0.4 to 5.2, which correlate well with their  $SiO_2$  content and  $Mg\#$  value. The isotope-geochemical parameters of the metadolerites of the Angaul complex indicate that fractional crystallization, along with the assimilation of the host rocks (AFC), might have been the main process during the formation of the most dif-

ferentiated metadolerites. The geochemical characteristics of metadolerites with the maximum Mg# values of 57–58 and  $\epsilon_{Nd}(T) = 5.2$  suggest that the parental mantle source of the metadolerites resulted from mixing of predominant depleted mantle material with the subcontinental-lithosphere material. Intrusion of the dolerites of the Angaul complex, as well as the deposition of the sedimentary strata of the Ingash Group, took place at the Early Proterozoic stage of intracontinental extension caused by the collapse of the orogen resulted from the collision of the Biryusa block with the Tunguska superterrane in the southern Siberian craton.

*Dolerites, U–Pb zircon and baddeleyite ages, geochemistry, Nd isotope data, Paleoproterozoic, Siberian craton*

## ВВЕДЕНИЕ

Дайки и силлы основного состава представляют собой ключевой объект исследований для различных направлений наук о Земле. С точки зрения петрологии и геохимии долериты несут информацию о составе мантийных источников. Геодинамическая интерпретация геохимических характеристик долеритов в комплексе с анализом геологических данных позволяет расшифровывать обстановки формирования базитовых интрузий. Магнитные свойства долеритов широко используются для проведения палеомагнитных реконструкций. Все перечисленные выше аргументы объясняют большой интерес в мире к изучению даек и силлов долеритов и актуальность тех исследований, результаты которых представлены в предлагаемой статье.

Протерозойские рои даек основного состава широко распространены в пределах Сибирского кратона [Гладкочуб и др., 2007, 2012; Gladkochub et al., 2010, 2016; Ernst et al., 2016]. Среди них выделяются несколько групп, отличающихся друг от друга по возрасту, составу, тектонической позиции и площади распространения. Например, неопротерозойские дайки и силлы отмечаются вдоль всего южного фланга Сибирского кратона, объединяются в единый пояс, характеризуются достаточно примитивным составом и связаны с начальными стадиями распада суперконтинента Родиния [Гладкочуб и др., 2007, 2012; Gladkochub et al., 2010, 2016; Ernst et al., 2016]. Напротив, мезопротерозойские дайки локализируются на ограниченных площадях в пределах кратона, по составу близки базальтам ОИВ-типа и связаны с влиянием мантийных плюмов [Гладкочуб и др., 2016; Gladkochub et al., 2016]. Интрузивные образования ангаульского комплекса с возрастом около 1.9 млрд лет, распространенные локально в пределах Урикского-Ийского грабена, считаются наиболее древними среди раннепротерозойских дайковых роев Сибирского кратона [Гладкочуб и др., 2007, 2012; Gladkochub et al., 2010]. Определение роли этих интрузий в геодинамической эволюции южной части Сибирского кратона является предметом настоящего исследования. В статье приведены результаты геологических, петрографических, геохронологических и изотопно-геохимических исследований метадолеритов ангаульского комплекса, а также рассмотрена модель геодинамической эволюции южной части Сибирского кратона.

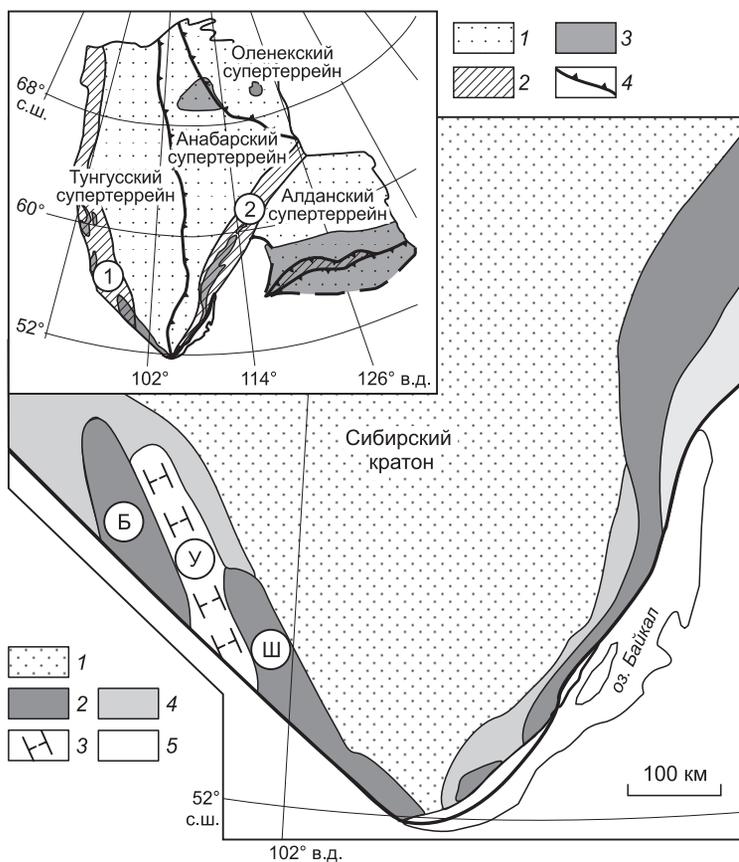
## ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ РАЙОНА ИССЛЕДОВАНИЙ

Урикско-Ийский грабен располагается в южной части Сибирского кратона между Шарьжалгайским и Бирюсинским выступами фундамента и представляет собой линейную зону, вытянутую в северо-западном направлении на расстояние до 200 км при ширине около 30 км (рис. 1). Урикско-Ийский грабен сложен осадочными и осадочно-вулканогенными образованиями, которые объединяются в несколько свит. В настоящее время существует несколько стратиграфических схем Урикско-Ийского грабена, нередко противоречащих друг другу [Додин и др., 1968, 1971; Мац, Таскин, 1973; Домышев, 1976; Конников, Травин, 1986; Галимова и др., 2012]. В последние годы на основании геологических и геохронологических исследований, проведенных в том числе и авторами настоящей статьи, была принята за основу следующая последовательность свит в Урикско-Ийском грабене (снизу вверх): шаблыкская, большереченская (ингашинская), далдарминская, урикская (аршанская) свиты сублукской серии, ангаульская и одайская свиты калбазыкской серии, а также ермосохинская свита [Эволюция..., 1988; Гладкочуб и др., 2014]. Породы, слагающие Урикско-Ийский грабен, в различной степени метаморфизованы. Наиболее метаморфизованными (до условий эпидот-амфиболитовой фации) являются породы шаблыкской и большереченской свит, располагающиеся непосредственно вблизи контакта с раннепротерозойскими гранитоидами саянского комплекса. Породы остальных свит изменены в условиях различных субфаций зеленосланцевой фации. Породы самой верхней ермосохинской свиты практически не подвержены метаморфическим преобразованиям.

Проведенное датирование детритовых цирконов, отобранных из метапесчаников трех свит Урикско-Ийского грабена: ингашинской, далдарминской и ермосохинской, совместно с комплексными геологическими исследованиями позволили выделить и обосновать три основных этапа растяжения, сопровождавшегося осадконакоплением, в пределах данной структуры [Гладкочуб и др., 2014]. В результате

**Рис. 1. Схема геологического строения южной части Сибирского кратона (модифицированная после [Гладкочуб и др., 2014]).**

1 — фанерозойский осадочный чехол; 2 — раннедокембрийские выступы фундамента (Б — Бирюсинский, Ш — Шарыжалгайский); 3 — палеопротерозойский Урикско-Ийский грабен (У); 4 — отложения неопротерозойской окраины кратона; 5 — Центрально-Азиатский складчатый пояс. На врезке — схема основных тектонических элементов Сибирского кратона (модифицированная после [Розен, 2003; Gladkochub et al., 2006]). 1 — основные супертеррейны; 2 — палеопротерозойские складчатые пояса; 3 — выступы фундамента; 4 — шовные зоны. Цифры в кружках: 1 — Ангарский складчатый пояс, 2 — Ачит-Канский складчатый пояс.



проведенных исследований было установлено, что накопление одних из наиболее ранних отложений Урикско-Ийского грабена (ингашинская свита) имело место около 1.91 млрд лет назад и связано с ранними событиями растяжения, которые были обусловлены коллапсом орогена, возникшего при коллизии Бирюсинского и Шарыжалгайского блоков. На завершающей стадии первого этапа растяжения произошло внедрение гранитоидов саянского комплекса с возрастом 1.88—1.84 млрд лет [Левицкий и др., 2002; Донская и др., 2005, 2014; Туркина и др., 2006; Галимова и др., 2012]. Накопление отложений далдарминской свиты происходило на следующем этапе растяжения, который начался около 1.75 млрд лет назад, при вероятном воздействии на литосферу Сибирского кратона мантийного плюма. Молассоидные отложения самой молодой ермосохинской свиты отлагались во впадинах типа пулл-апарт на третьем этапе растяжения (~1.65—1.60 млрд лет). Финальные стадии этого рифтогенного процесса фиксируются внедрением в отложения ермосохинской свиты гранитоидов чернозиминского комплекса с возрастом 1.53 млрд лет [Гладкочуб и др., 2002].

Отдельного внимания в стратиграфии Урикско-Ийского грабена заслуживают ангаульская и одайская свиты калбазыкской серии, которые в предложенной выше последовательности располагаются выше пород, относимых к сублукской серии, но ниже пород ермосохинской свиты. Ранее в калбазыкскую серию совместно с ангаульской и одайской свитами включали и ингашинскую свиту, которая на основании геологических построений и датирования детритовых цирконов была переведена в нижнюю часть разреза Урикско-Ийского грабена [Гладкочуб и др., 2014]. Положение ангаульской и одайской свит калбазыкской серии в стратиграфической схеме Урикско-Ийского грабена пока остается до конца не ясным, так как, например, породы одайской свиты не имеют прямых стратиграфических контактов с другими образованиями Урикско-Ийского грабена [Галимова и др., 2012]. В то же время общей характеристикой ингашинской, ангаульской и одайской свит является прорывание их габбро-долеритами и долеритами, относимыми к ангаульскому комплексу. Поэтому точное определение возраста пород ангаульского комплекса, представляемое в настоящей работе, является чрезвычайно важным для уточнения региональной стратиграфической схемы Урикско-Ийского грабена.

Магматические породы основного состава, объединяемые в ангаульский комплекс, распространены в восточной и северо-восточной частях Урикско-Ийского грабена и не встречаются в ограничивающих эту структуру Шарыжалгайском и Бирюсинском выступах фундамента [Гладкочуб и др., 2012]. Породы ангаульского комплекса прорывают образования ингашинской свиты, а также ангаульской и одайской свит калбазыкской серии. Породы ангаульского комплекса образуют отдельные конформные массивы, мелкие тела, силлы и дайки среди образований перечисленных выше свит и представлены долеритами, габбро-долеритами и габбро [Галимова и др., 2012].

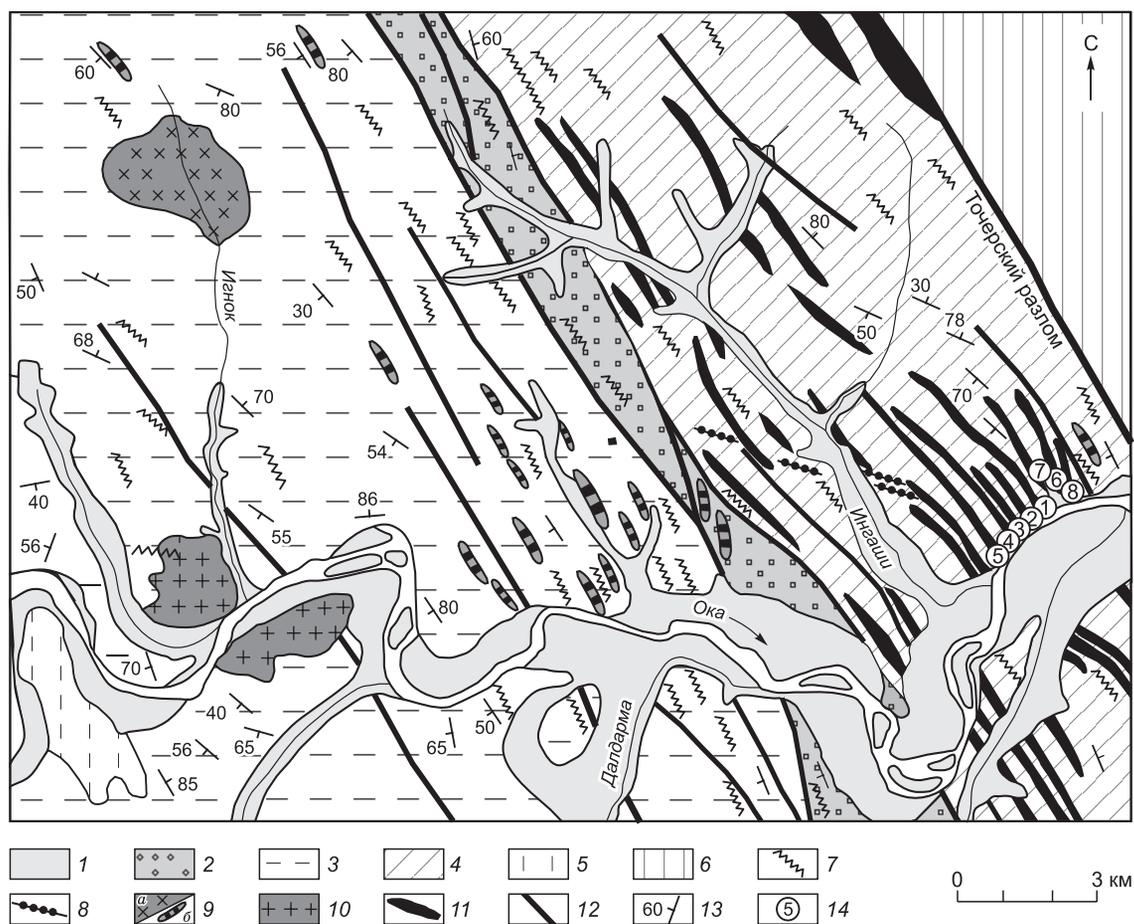
Изучение структуры ингашинской свиты на левобережье р. Ока между реками Ингаши и Точер показало, что для нее характерно крутое залегание слоистости с селективным проявлением кливажа.

Встречающиеся мезоскладки соответствуют складкам изгиба с течением, для которых степень сжатости достигает  $60^\circ$  (угол между крыльями складки). Осевые поверхности складок субвертикальны, а шарниры субгоризонтальны. Тела метадолеритов располагаются конформно слоистости. В редких случаях удавалось наблюдать совместную их деформацию в мелких флексурообразных изгибах, сформированных на крыльях крупных структур. В таких случаях видно, что осадочные породы деформируются пластично, а тела долеритов подвергаются хрупким деформациям. В связи с этим можно полагать, что породы ангаульского комплекса первоначально внедрялись в осадочную толщу в виде силлов, а затем совместно подверглись деформациям и приобрели крутое залегание.

На основании Rb-Sr изохронного метода по валу породы возраст габбро-долеритов ангаульского комплекса оценивался как  $1640 \pm 100$  млн лет [Домышев, Лепин, 1987]. Д.П. Гладкочуб с соавторами [Gladkochub et al., 2010] впервые отметили, что породы ангаульского комплекса имеют возраст 1913 млн лет, однако в этой работе не были приведены имеющиеся у авторов аналитические данные по определению возраста данных пород.

### ГЕОЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОСНОВНЫХ ОБЪЕКТОВ ИССЛЕДОВАНИЯ

Детальные исследования метадолеритов ангаульского комплекса были проведены в районе среднего течения р. Ока. Здесь метадолериты слагают отдельные конформные тела среди метапесчаников ингашинской свиты (рис. 2). Образующие метадолеритами тела по условиям первичного залегания могут классифицироваться как силлы. Всего было изучено восемь тел.



**Рис. 2. Схема геологического строения центральной части Урикско-Ийского грабена (междуречье Ингаши—Игнок) (модифицированная после [Гладкочуб и др., 2014]).**

1 — четвертичные аллювиальные отложения; 2–5 — отложения Урикско-Ийского грабена: 2 — ермосихинская свита, 3 — далдарминская свита, 4 — ингашинская свита, 5 — большереченская свита; 6 — раннедокембрийские комплексы Шарыжалгайского выступа фундамента Сибирского кратона; 7–10 — интрузивные комплексы: 7 — неопротерозойские долериты, 8 — лампроиты, 9 — палеомезопротерозойские гранитоиды чернозиминского комплекса: а — массивы, б — крупные дайковые тела; 10 — палеопротерозойские гранитоиды саянского комплекса; 11 — палеопротерозойские метадолериты ангаульского комплекса; 12 — разломы; 13 — залегание слоистости; 14 — места отбора проб (в кружке указан номер интрузивного тела).

Изученные метадолериты представляют собой измененные в результате воздействия вторичных процессов породы, характеризующиеся катакластической структурой, наложенной на реликтовую офиловую структуру. Главными минералами метадолеритов являются плагиоклаз и роговая обманка, практически полностью замещившая пироксен. Зерна реликтового моноклинного пироксена встречаются достаточно редко. Второстепенные минералы представлены рудным минералом, содержание которого достигает 5 %, а также кварцем и полевыми шпатами. Среди аксессуарных минералов отмечаются сфен-лейкоксен, апатит, циркон, бадделеит. Плагиоклазы в метадолеритах интенсивно сосюритизированы. Пироксены практически полностью замещены роговой обманкой, а также хлоритом, эпидотом, актинолитом-тремолитом. В интерстициях между плагиоклазом и роговой обманкой отмечаются гранофировые сростания кварца с плагиоклазом и калиевым полевым шпатом. Рудный минерал повсеместно окружен сфен-лейкоксеновым агрегатом. В отдельных образцах по микротрещинам развиваются хлорит, эпидот, альбит, кварц.

## МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Десять образцов метадолеритов проанализированы на содержание главных, редких и редкоземельных элементов. Для шести образцов выполнены Sm-Nd изотопные исследования. Датирование U-Pb методом по циркону и бадделеиту проведено для двух образцов метадолеритов. Места отбора проб на геохимические, изотопно-геохимические и геохронологические исследования показаны на рис. 2.

Определение содержаний главных элементов выполнено методом силикатного анализа в ЦКП «Геодинамика и геохронология» ИЗК СО РАН (аналитики Г.В. Бондарева, М.М. Самойленко). Определение содержаний редких и редкоземельных элементов выполнено методом ICP-MS в ЛИН СО РАН, ОПЦКП «Ультрамикроанализ», на квадрупольном масс-спектрометре Agilent 7500ce (Agilent Technologies Inc., США) (аналитик С.В. Пантеева). Концентрации элементов в образцах рассчитаны относительно международных стандартов G-2, GSP-2. Химическое разложение проб для ICP-MS анализа проведено в ЦКП «Геодинамика и геохронология» ИЗК СО РАН методом сплавления с метабора́том лития по методике [Panteeva et al., 2003], что позволило достичь полного растворения всех минералов. Ошибка определения содержаний редких и редкоземельных элементов методом ICP-MS составляла не более 5 %.

Изотопные Sm-Nd исследования проведены в ИЗК СО РАН. Изотопные отношения Nd и Sm измерены на многоколлекторном масс-спектрометре Finnigan MAT-262 в статическом режиме в ЦКП «Геодинамика и геохронология» ИЗК СО РАН. Измеренные отношения  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  нормализованы к отношению  $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$ . Точность определения концентраций Sm и Nd составила 0.5 %, изотопных отношений  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  — 0.5 %,  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  — 0.005 % (2 $\sigma$ ). Средневзвешенное значение  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  для стандарта JNd-1 за период измерений представленных в статье данных составило  $0.512081 \pm \pm 0.000005$  (2 $\sigma$ ,  $n = 4$ ). При расчете величин  $\varepsilon_{\text{Nd}}(T)$  и модельных возрастов  $T_{\text{Nd}}(\text{DM})$  использованы современные значения для однородного хондритового резервуара CHUR, по [Jacobsen, Wasserburg, 1984], и деплетированной мантии DM, по [Goldstein, Jacobsen, 1988].

Выделение циркона из метадолерита (пр. 06429) проводилось по стандартной методике с использованием тяжелых жидкостей. Изучение его морфологических особенностей осуществлялось с помощью сканирующего электронного микроскопа CamScan MX2500S в режимах вторичных электронов и катодолюминесценции (Центр изотопных исследований ВСЕГЕИ). U-Pb геохронологические исследования циркона проведены на вторично-ионном масс-спектрометре SHRIMP-II в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ. Отобранные вручную зерна цирконов были имплантированы в эпоксидную смолу вместе с зернами стандартного циркона 91500, после этого препарат был отполирован и проведено напыление золотом. Измерения U-Pb отношений на SHRIMP-II проводились по методике, описанной в [Williams, 1998]. Обработка полученных данных осуществлялась с использованием программы SQUID [Ludwig, 2000]. Pb-U отношения нормализовались на значение 0.17917, приписанное изотопному отношению  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  стандартного циркона 91500, что соответствует возрасту этого циркона 1062.4 млн лет [Wiedenbeck et al., 1995]. При расчете возраста использованы общепринятые значения констант распада урана [Steiger, Jäger, 1977]. Построение диаграмм с конкордией проводилось с помощью программы ISOPLOT/EX [Ludwig, 1999]. Погрешности единичных анализов (изотопных отношений и возрастов) приводятся на уровне 1  $\sigma$ , погрешности вычисленного конкордантного возраста приводятся на уровне 2  $\sigma$ .

Выделение бадделеита из пробы метадолерита 1629 проводилось по методике [Söderlund, Johansson, 2002]. Из данной пробы были выделены зерна и фрагменты зерен бадделеита, некоторые с видимыми оболочками микрокристаллического циркона, который невозможно было удалить как механически (из-за небольшого размера зерен бадделеита и еще меньших размеров оболочек циркона), так и с использованием кислот (из-за более высокой растворимости бадделеита по сравнению с цирконом), поэтому никакие методы предварительной обработки зерен не применялись. Для ID-TIMS анализа бадделеита использовался  $^{205}\text{Pb}$ — $^{235}\text{U}$  трассер, который был откалиброван относительно SRM 981, SRM 982 (для Pb) и CRM 115 (для U), а также внешне откалиброванного U-Pb раствора (раствор JMM от

консорциума EarthTime). Химическое разложение зерен бадделита с добавленным  $^{205}\text{Pb}$ — $^{235}\text{U}$  трассером выполняли в тефлоновых микрокапсулах, помещенных в резервуар для разложения системы «Parr», при температуре 200 °C в течение шести дней. Полученный остаток был повторно растворен в смеси кислот  $\text{HCl}$  и  $\text{H}_3\text{PO}_4$ , а затем нанесен на рениевую нить. U-Pb изотопные анализы выполнены на масс-спектрометре Thermo Triton T1 в Университете Западной Австралии, используя вторичный электронный умножитель. U был измерен в виде  $\text{UO}_2$ . Фракционирование контролировалось SRM 981 и SRM 982. Фракционирование массы было  $0.02 \pm 0.06$  ‰/а. е. м. Обработку экспериментальных данных проводили при помощи программ Tripoli (CIRDLES.org) и Isoplot 4.15 [Ludwig, 2012]. Все погрешности приведены на уровне  $2\sigma$ . Вес зерен бадделита был рассчитан исходя из размеров кристаллов на микрофотографиях, ошибка в расчетах может достигать 50 %. Вес кристаллов использовался только для определения концентрации U и не применялся при оценке возраста.

## РЕЗУЛЬТАТЫ ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ U-Pb ИССЛЕДОВАНИЙ

Проба метадолерита 06429 была отобрана из тела 1, пересекающего метаосадочные породы ингаинской свиты на левом берегу р. Ока. Место отбора пробы показано на рис. 2. Из пробы был выделен аксессуарный циркон, представленный бесцветными, прозрачными, идиоморфными или субидиоморфными обломками зерен. Размер обломков кристаллов циркона изменяется от 50 до 150 мкм. На катодолюминесцентных изображениях обломков зерен циркона наблюдается магматическая зональность (рис. 3, а). Результаты анализа девяти зерен циркона представлены в табл. 1 и на рис. 3, б. В изученных

Таблица 1. Результаты U-Pb анализа цирконов из метадолеритов ангаульского комплекса (пр. 06429)

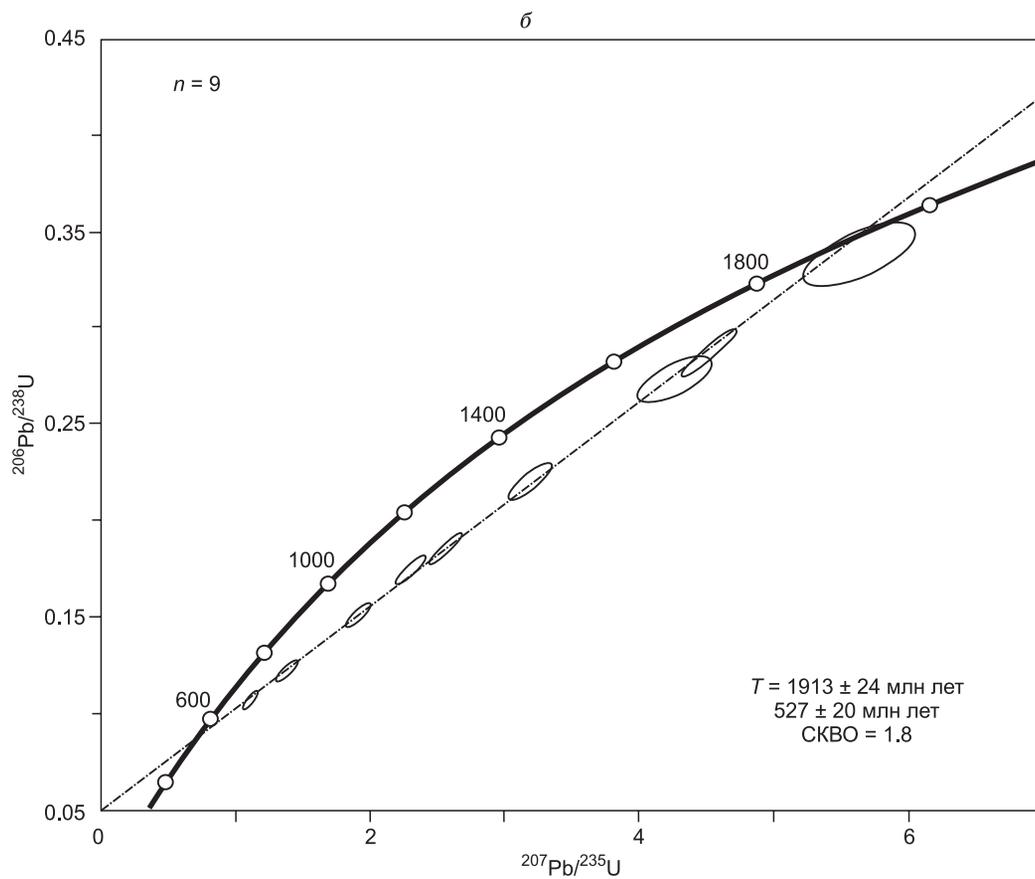
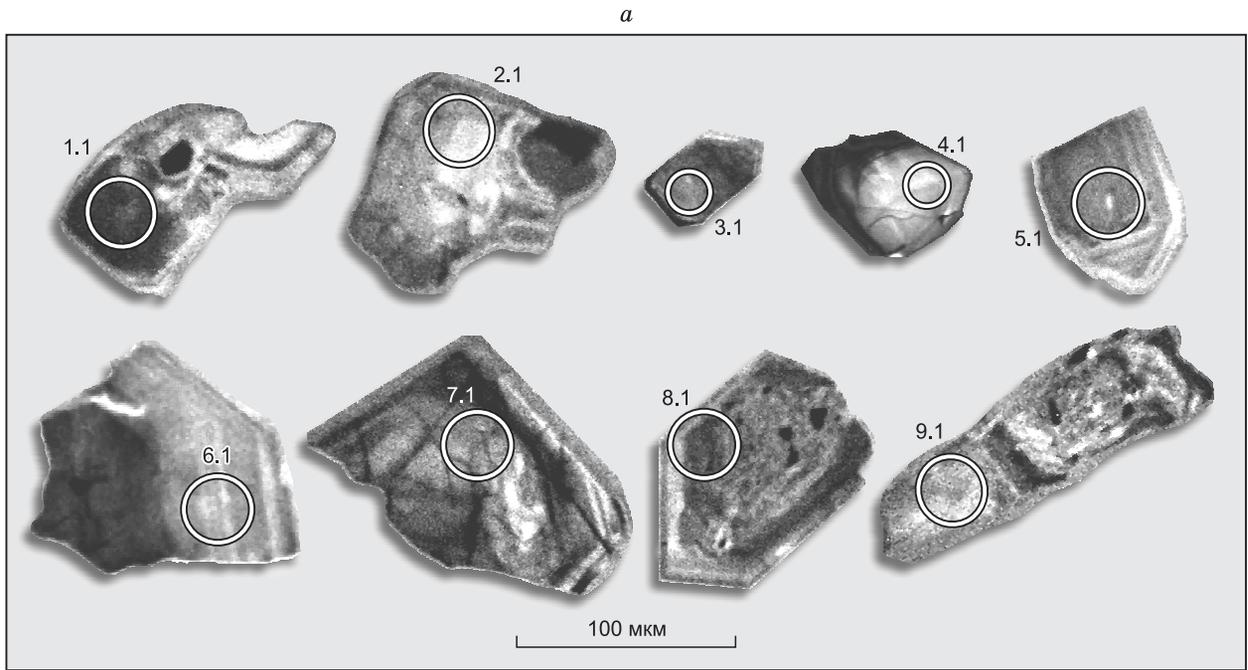
Номер кристалла и кратера	$^{206}\text{Pb}_c$ , %	U	Th	$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}^*$ , мкг/г	Изотопные отношения								Rho	Возраст, млн лет		D, %
						$^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}^*$	$\pm\%$	$^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^*$	$\pm\%$	$^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$	$\pm\%$	$^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}^*$	$\pm\%$		$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	
						(1)		(1)		(1)		(1)			(1)	(1)	
1.1	0.25	5957	7573	1.3	548	9.360	1.7	0.07559	0.82	1.114	1.9	0.1068	1.7	0.903	654 ± 11	1084 ± 17	66
2.1	0.18	1084	1252	1.2	206	4.528	1.8	0.10500	1.10	3.196	2.1	0.2209	1.8	0.853	1286 ± 20	1714 ± 20	33
3.1	0.31	1792	2320	1.3	188	8.200	1.7	0.08240	1.40	1.386	2.2	0.1220	1.7	0.788	742 ± 12	1254 ± 27	69
4.1	—	109	54	0.5	31.5	2.953	2.0	0.12080	2.20	5.640	3.0	0.3386	2.0	0.672	1880 ± 33	1968 ± 39	5
5.1	0.02	1648	3126	2.0	263	5.385	1.7	0.10016	0.63	2.565	1.9	0.1857	1.7	0.939	1098 ± 18	1627 ± 12	48
6.1	0.00	1080	933	0.9	267	3.477	1.7	0.11409	0.59	4.524	1.8	0.2876	1.7	0.947	1630 ± 25	1866 ± 11	14
7.1	0.37	2903	3394	1.2	438	5.720	1.7	0.09575	0.77	2.308	1.9	0.1748	1.7	0.913	1039 ± 17	1543 ± 15	49
8.1	0.07	3543	3378	1.0	461	6.610	1.7	0.09180	0.70	1.914	1.9	0.1513	1.7	0.927	908 ± 15	1463 ± 13	61
9.1	1.61	657	590	0.9	158	3.637	1.8	0.11300	1.90	4.280	2.6	0.2749	1.8	0.695	1566 ± 25	1848 ± 34	18

Примечание. Погрешности приводятся на уровне  $1\sigma$ . Ошибка в калибровке стандарта составляла 0.80 %.  $\text{Pb}_c$  и  $\text{Pb}^*$  — обыкновенный и радиогенный свинец соответственно. (1) — внесена поправка на обыкновенный свинец по измеренному  $^{204}\text{Pb}$ . Rho — коэффициент корреляции ошибок определения изотопных отношений  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  и  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ , D — дискордантность.

Таблица 2. Результаты U-Pb анализа единичных зерен бадделита из метадолеритов ангаульского комплекса (пр. 1629)

Номер кристалла	Вес, мкг	U, мкг/г	$\text{Pb}_c$ , пг	$\text{Pb}^*$ , мол.%	Th/U	Изотопные отношения								Rho	Возраст, млн лет	
						$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$\pm\%$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$\pm\%$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$\pm\%$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$		$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	
1	0.2	60	1.2	77	0.03	220	0.11720	0.32	5.5825	0.40	0.34547	0.17	0.65	1912.9 ± 3.2	1913.9 ± 5.7	
2	0.1	118	1.3	75	0.01	201	0.11725	0.40	5.5869	0.49	0.34559	0.18	0.65	1913.5 ± 3.4	1914.7 ± 7.2	
3	0.2	62	1.0	81	0.09	271	0.11712	0.28	5.5770	0.37	0.34535	0.16	0.67	1912.4 ± 3.1	1912.8 ± 5.1	
4	0.2	59	1.2	75	0.02	201	0.11759	0.40	5.3302	0.49	0.32876	0.18	0.65	1832.4 ± 3.2	1919.9 ± 7.2	
5	0.2	86	0.7	88	0.02	443	0.11718	0.11	4.8355	0.20	0.29928	0.15	0.84	1687.8 ± 2.5	1913.6 ± 2.0	

Примечание. Погрешности приводятся на уровне  $2\sigma$ . Вес зерна бадделита рассчитан исходя из размера кристалла, ошибка может достигать 50 %.  $\text{Pb}_c$  — суммарное содержание обыкновенного свинца, включая аналитический бланк ( $0.8 \pm 0.3$  пг на анализ). Состав бланка —  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 18.55 \pm 0.63$ ,  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.50 \pm 0.55$ ,  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 38.07 \pm 1.56$  (все ошибки  $2\sigma$ ), корреляция  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  —  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  составляет 0.9. Отношение Th/U рассчитано по отношению  $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  и возрасту образца. Измеренные изотопные отношения скорректированы на концентрацию трассера и фракционирование массы ( $0.02 \pm 0.06$  ‰/а. е. м). Отношения, включающие  $^{206}\text{Pb}$ , скорректированы на начальную несбалансированность в  $^{230}\text{Th}/^{238}\text{U}$ , используя  $\text{Th}/\text{U} = 4$  в обстановке кристаллизации. Rho — коэффициент корреляции ошибок определения изотопных отношений  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$  и  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ .



**Рис. 3. U-Pb диаграмма с конкордией для циркона из метадиорита ангаульского комплекса (пр. 06429).**

*a, б* — описание см. в тексте.

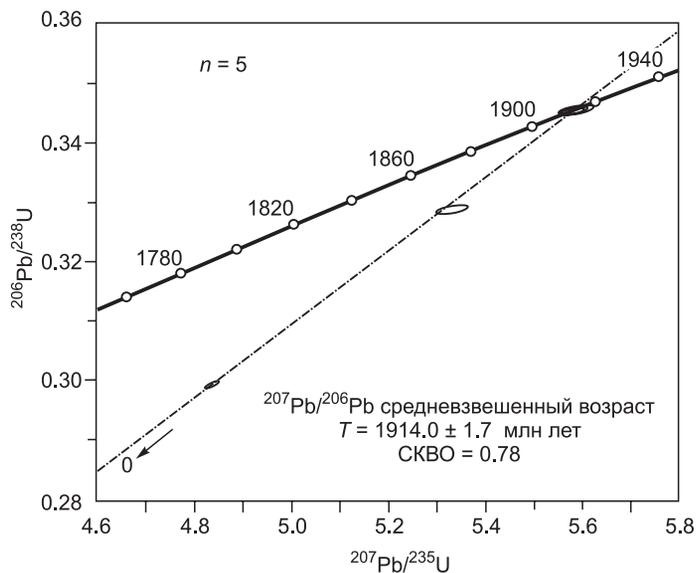


Рис. 4. U-Pb диаграмма с конкордией для бадделеита из метадолерита ангаульского комплекса (пр. 1629).

зерна концентрации урана варьируются от 109 до 5957 г/т, тория от 54 до 7573 г/т. На U-Pb диаграмме с конкордией (см. рис. 3) девять точек изотопного состава изученного циркона образуют дискордию, верхнее пересечение которой с конкордией отвечает возрасту  $1913 \pm 24$  млн лет (СКВО = 1.8).

Проба метадолерита 1629 была отобрана из тела 2, местоположение которого показано на рис. 2. Выделенный из пробы бадделеит представлен коричневыми идиоморфными кристаллами размером менее 100 мкм с рассчитанным весом 0.1—0.2 мкг. Рассчитанные концентрации U варьируются

между 60 и 120 мкг/г. Th/U отношения являются типичными для бадделеита и составляют 0.01—0.09. Результаты анализа пяти зерен бадделеита представлены в табл. 2 и на рис. 4. Три зерна изученного бадделеита являются конкордантными, а два зерна характеризуются некоторой дискордантностью, несмотря на то, что значения  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  возраста для всех зерен являются согласованными, что свидетельствует о современной потере Pb. По пяти зернам бадделеита был рассчитан средневзвешанный  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  возраст  $1914.0 \pm 1.7$  млн лет (СКВО = 0.78), который соответствует возрасту кристаллизации бадделеита.

Совпадение оценок возраста, полученных по циркону и бадделеиту, отобранных из метадолеритов, позволяет с большим доверием относиться к полученным результатам и принимать оценку возраста  $1914 \pm 2$  млн лет как наиболее точную оценку возраста метадолеритов ангаульского комплекса.

### ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА МЕТАДОЛЕРИТОВ

Метадолериты обнаруживают содержания  $\text{SiO}_2 = 46.5\text{—}51.9$  мас. % и  $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) = 2.18\text{—}3.57$  (табл. 3, рис. 5, а). На классической TAS диаграмме [Шарпенко и др., 2008] точки составов метадолеритов попадают в поле нормально-щелочных базальтов (см. рис. 5, а). Породы принадлежат толеитовой

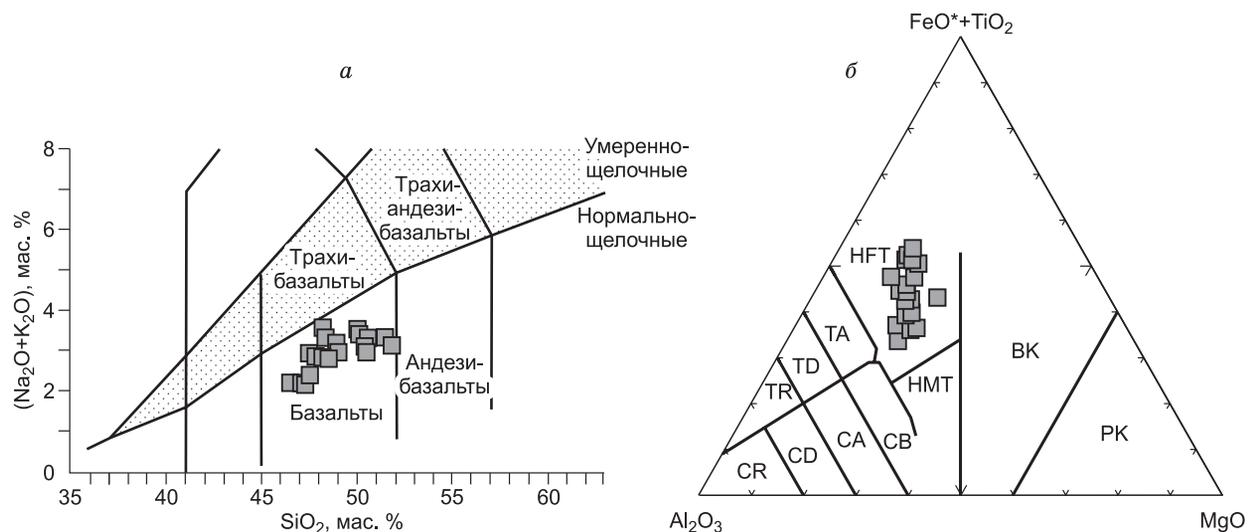
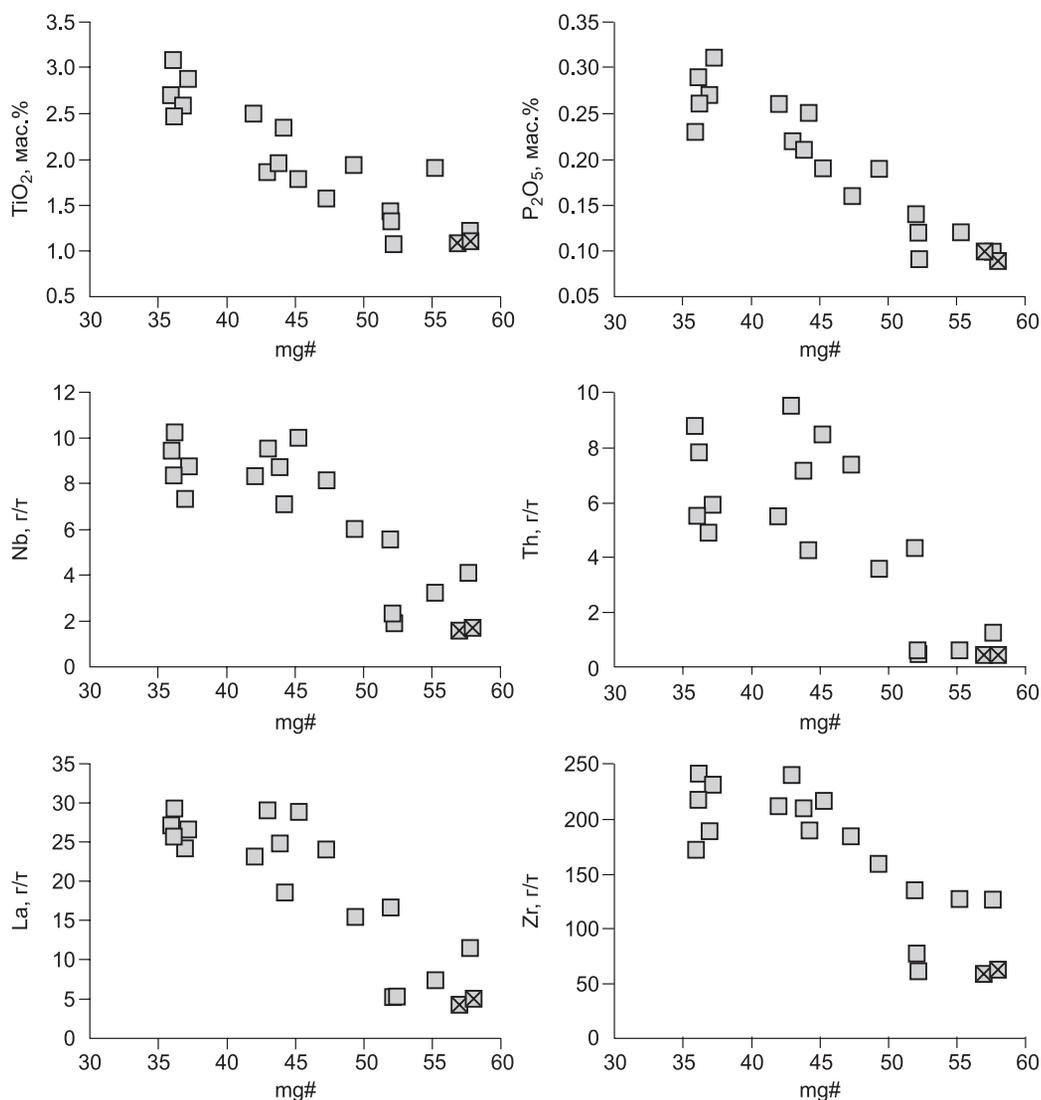


Рис. 5. Классификационные диаграммы  $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})\text{—SiO}_2$  [Шарпенко и др., 2008] (а) и  $\text{Al}_2\text{O}_3\text{—}(\text{FeO}^* + \text{TiO}_2)\text{—MgO}$  [Jensen, 1976] (б) для метадолеритов ангаульского комплекса.

БК — базальтовые коматиты, СА — известково-щелочные андезиты, СВ — известково-щелочные базальты, CD — известково-щелочные дациты, CR — известково-щелочные риолиты, PK — пикриты, HFT — высокожелезистые толеиты, HMT — высокомагнезиальные толеиты, TA — толеитовые андезиты, TD — толеитовые дациты, TR — толеитовые риолиты.



**Рис. 6. Вариационные диаграммы mg#—TiO<sub>2</sub>, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, Nb, Th, La, Zr для метадолеритов ангаульского комплекса.**

Крестиком отмечены образцы 1629, 1630.

серии и на диаграмме Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>—(FeO\*+TiO<sub>2</sub>)—MgO [Jensen, 1976], которая более предпочтительна для классификации измененных пород по сравнению с TAS диаграммой, располагаются в поле высокожелезистых толеитов (см. рис. 5, б).

Метадолериты представляют собой дифференцированные разности, значения mg# изменяются в них от 36 до 58, при этом вариации по mg# наблюдаются как для всех интрузий в целом, так и для отдельных тел в частности (см. табл. 3). Породы характеризуются умеренными/повышенными содержаниями TiO<sub>2</sub> = 1.1—3.1 мас. % и P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> = 0.09—0.31 мас. %, которые хорошо коррелируются с mg# (рис. 6). Также на вариационных диаграммах отмечаются хорошо выраженные отрицательные корреляции между mg# и Nb, Th, La, Zr (см. рис. 6).

Проанализированные метадолериты характеризуются варьирующими концентрациями La, изменяющимися от 4.3 до 29.1 г/т. Породы обнаруживают в разной степени фракционированные спектры распределения редкоземельных элементов — (La/Yb)<sub>n</sub> = 1.2—3.5 (рис. 7, а), причем отношение (La/Yb)<sub>n</sub> хорошо коррелируется с mg# (см. табл. 3). Отношение Eu/Eu\* варьирует в метадолеритах от 0.69 до 1.32 (см. табл. 3, рис. 7, а).

На нормированных по составу примитивной мантии [Sun, McDonough, 1989] мультиэлементных спектрах всех метадолеритов отмечаются хорошо выраженные отрицательные аномалии по Nb-Ta (см. рис. 7, б). Что касается остальных частей спектра, то обнаруживаются существенные различия в области

Таблица 3.

## Химический состав метадолеритов ангаульского комплекса

Компонент	06429	1620	1621	1622	1632	1628	1629	1630	1631	1633	1635	1636	1640	1638	1639	1675	1676	1677	1678
	1	1	1	1	1	2	2	3	3	4	4	4	4	5	5	6	7	7	8
SiO <sub>2</sub> , мас. %	49.03	48.91	48.55	48.15	47.58	46.52	47.07	47.30	47.91	51.87	51.55	50.09	50.63	50.34	50.50	47.54	48.18	49.97	48.34
TiO <sub>2</sub>	2.70	2.49	1.93	2.34	2.87	1.10	1.09	1.11	1.33	1.78	1.57	2.46	1.86	1.42	1.95	1.91	3.06	2.59	1.24
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12.35	12.29	14.03	13.44	13.11	16.02	15.11	14.84	14.51	13.28	13.65	12.73	14.19	14.56	13.25	12.43	13.04	14.31	16.36
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5.47	2.54	2.70	3.27	3.69	3.55	3.12	2.66	3.45	2.88	3.09	3.16	3.11	2.26	3.21	2.66	4.56	4.09	2.18
FeO	11.79	13.06	10.58	11.92	12.72	8.73	8.55	9.12	9.57	10.31	9.67	12.37	10.70	9.85	10.74	11.19	11.89	10.23	8.45
MnO	0.25	0.25	0.21	0.25	0.23	0.19	0.18	0.20	0.20	0.23	0.20	0.24	0.22	0.20	0.22	0.23	0.20	0.19	0.15
MgO	4.47	5.30	6.04	5.61	4.53	6.22	7.17	7.57	6.58	5.08	5.33	4.11	4.85	6.13	5.07	7.99	4.31	3.88	6.77
CaO	8.45	8.17	9.88	8.46	8.32	11.76	12.08	10.74	10.10	8.15	8.86	7.94	7.79	9.18	8.23	9.70	7.17	8.41	9.32
Na <sub>2</sub> O	2.31	2.27	2.11	2.13	2.33	1.95	1.98	1.94	2.69	2.22	2.33	2.51	2.14	2.51	1.89	1.96	2.25	2.78	2.70
K <sub>2</sub> O	0.65	0.92	0.67	0.70	0.61	0.23	0.21	0.24	0.18	0.88	0.95	0.89	1.15	0.54	1.08	0.42	1.32	0.73	0.59
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.23	0.26	0.19	0.25	0.31	0.09	0.10	0.09	0.12	0.19	0.16	0.26	0.22	0.14	0.21	0.12	0.29	0.27	0.10
П.л.п	2.71	3.07	2.96	3.58	3.47	3.04	3.03	3.48	3.20	2.87	2.56	2.73	3.00	3.16	3.01	3.45	3.25	2.82	3.39
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0.07	0.37	<0.01	0.04	0.13	0.07	0.14	0.25	0.24	0.21	0.23	0.53	0.13	0.03	0.06	0.35	0.12	<0.01	<0.01
CO <sub>2</sub>	<0.06	0.37	0.61	0.10	<0.06	0.09	0.09	0.34	0.25	0.07	<0.06	<0.06	<0.06	<0.06	0.24	0.34	0.19	0.10	0.57
Сумма	100.48	100.28	100.46	100.24	99.90	99.56	99.92	99.89	100.33	100.02	100.15	100.02	99.99	100.32	99.66	100.29	99.83	100.37	100.16
Rb, г/т	22	26	17	17	12	6	5	6	4	23	31	36	21	17	30	14	60	19	21
Sr	114	113	144	117	135	195	136	133	137	113	133	145	111	131	98	154	167	184	203
Y	61	61	45	51	62	27	25	26	31	61	53	68	59	41	58	33	57	51	36
Zr	172	211	158	189	231	61	59	63	77	215	184	240	239	134	208	126	216	188	126
Nb	9.43	8.35	6.05	7.11	8.77	1.89	1.58	1.70	2.31	9.99	8.12	10.24	9.54	5.56	8.69	3.25	8.35	7.34	4.11
Ba	142	227	148	171	219	85	66	71	61	224	241	185	433	153	309	67	226	224	87
La	27.05	23.13	15.47	18.65	26.57	5.37	4.31	5.08	5.26	28.83	24.06	29.12	29.09	16.57	24.75	7.50	25.64	24.20	11.46
Ce	66.66	49.44	34.54	40.57	57.13	11.96	10.20	11.31	13.51	60.92	51.38	64.57	61.86	36.44	53.82	17.82	54.61	49.94	26.57
Pr	7.95	6.43	4.64	5.34	7.39	1.72	1.51	1.64	1.99	7.64	6.40	8.04	7.59	4.50	6.73	2.59	6.79	6.41	3.70
Nd	32.56	26.74	19.42	22.67	29.30	8.33	7.17	7.77	9.42	29.13	24.38	31.60	28.94	17.80	26.82	12.56	28.29	25.95	16.34
Sm	9.17	7.34	5.21	6.08	7.66	2.62	2.27	2.47	2.87	7.71	6.26	8.39	7.20	4.87	7.03	3.88	7.35	6.87	4.47
Eu	2.26	1.92	1.43	1.64	2.07	0.93	0.80	0.90	1.05	1.77	1.53	2.14	1.68	1.29	1.70	1.77	2.10	2.13	1.09
Gd	9.69	7.86	5.89	6.59	8.25	3.21	2.80	2.96	3.62	7.82	6.91	8.90	7.71	5.20	7.53	4.37	7.50	7.00	4.61
Tb	1.91	1.36	1.00	1.16	1.42	0.57	0.53	0.55	0.66	1.35	1.18	1.53	1.31	0.93	1.28	0.76	1.30	1.21	0.84
Dy	10.91	8.86	6.71	7.58	9.13	3.90	3.62	3.72	4.61	9.07	7.79	10.25	8.76	6.26	8.66	5.05	8.70	7.88	5.43
Ho	2.39	1.92	1.47	1.65	1.97	0.86	0.82	0.84	1.02	1.98	1.71	2.21	1.89	1.36	1.87	1.07	1.86	1.68	1.17
Er	6.95	5.55	4.17	4.82	5.56	2.48	2.37	2.42	2.86	5.50	4.84	6.26	5.48	3.91	5.44	3.03	5.14	4.69	3.29
Tm	0.99	0.82	0.62	0.71	0.82	0.38	0.36	0.37	0.43	0.84	0.72	0.93	0.82	0.59	0.78	0.45	0.79	0.68	0.50

Yb	5.87	5.33	3.99	4.57	5.37	2.48	2.27	2.41	2.83	5.39	4.70	5.87	5.30	3.71	5.23	2.91	5.00	4.43	3.13
Lu	0.91	0.79	0.59	0.67	0.77	0.37	0.33	0.36	0.43	0.81	0.67	0.90	0.77	0.56	0.78	0.46	0.72	0.66	0.45
Hf	5.73	5.56	4.12	4.90	5.85	1.67	1.62	1.70	2.13	5.58	4.93	6.20	6.16	3.45	5.38	3.31	5.47	4.77	3.78
Ta	0.85	0.57	0.46	0.53	0.63	0.10	0.07	0.08	0.13	0.72	0.59	0.76	0.72	0.41	0.64	0.20	0.56	0.52	0.27
Th	8.80	5.48	3.58	4.25	5.89	0.46	0.39	0.42	0.54	8.48	7.40	7.84	9.52	4.32	7.17	0.56	5.51	4.91	1.25
U	1.89	1.20	0.95	1.06	1.28	0.21	0.19	0.17	0.21	1.96	1.47	1.78	1.93	1.05	1.79	0.29	1.18	1.04	0.57
mg#	36	42	49	44	37	52	57	58	52	45	47	36	43	52	44	55	36	37	58
(La/Yb) <sub>n</sub>	3.08	2.90	2.59	2.73	3.31	1.44	1.27	1.41	1.24	3.58	3.42	3.32	3.67	2.99	3.16	1.73	3.43	3.66	2.44
Eu/Eu*	0.74	0.78	0.79	0.80	0.80	0.99	0.98	1.03	1.00	0.70	0.72	0.76	0.69	0.79	0.72	1.32	0.87	0.94	0.74
Nb/Nb*	0.21	0.25	0.28	0.27	0.24	0.41	0.41	0.39	0.46	0.22	0.21	0.23	0.19	0.22	0.22	0.54	0.24	0.23	0.37
Ti/Ti*	0.67	0.77	0.82	0.87	0.85	0.89	1.02	0.97	0.97	0.54	0.56	0.67	0.59	0.66	0.63	1.09	0.97	0.88	0.64
(Th/La) <sub>PM</sub>	2.63	1.91	1.87	1.84	1.79	0.69	0.73	0.67	0.83	2.38	2.49	2.18	2.65	2.11	2.34	0.60	1.74	1.64	0.88

Примечание. 1—8 — номер интрузии. mg# =  $Mg \times 100 / (Mg + Fe^{2+})$ , где  $Mg = MgO/40.31$ ,  $Fe^{2+} = (Fe_2O_3 \times 0.8998 \times 0.85) / 71.85$ ;  $Eu/Eu^* = Eu_f / (\sqrt{(Sm_{PM} \times Gd_n)})$ ,  $Nb/Nb^* = Nb_{PM} / (\sqrt{(Th_{PM} \times La_{PM})})$ ,  $Ti/Ti^* = Ti_{PM} / (\sqrt{(Sm_{PM} \times Gd_{PM})})$ .

*n* — значения нормализованы по составу хондрита [Wakita et al., 1970], PM — значения нормализованы по составу примитивной мантии [Sun, McDonough, 1989].

таких индикаторных элементов, как Th, Sr, P, Ti для метадолеритов с различной магнезиальностью (см. рис. 7, б).

### ИЗОТОПНАЯ ГЕОХИМИЯ Nd

Данные по изотопному составу Nd (табл. 4) показывают, что метадолериты характеризуются повышенными значениями отношения  $^{143}Nd/^{144}Nd$ , варьирующимися от 0.512254 до 0.512974, а также высокими отношениями  $^{147}Sm/^{144}Nd$  (0.1569—0.2030). Для всех метадолеритов были рассчитаны положительные значения  $\epsilon_{Nd}(T)$ , изменяющиеся от +0.4 до +5.2. Максимальные значения  $\epsilon_{Nd}(T)$ , рассчитанные для метадолеритов ангаульского комплекса, оказались не намного ниже, чем значения  $\epsilon_{Nd}(T)$ , полученные для деплетированной мантии на тот же временной интервал ( $\epsilon_{Nd}(T)DM = +5.9$ ). Отмечается хорошо выраженная положительная корреляция между  $\epsilon_{Nd}(T)$  и магнезиальностью mg# (рис. 8, а), а также определенная отрицательная корреляция между  $\epsilon_{Nd}(T)$  и  $SiO_2$  (см. рис. 8, б).

### ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

**Петрогенезис метадолеритов ангаульского комплекса.** Несмотря на вторичные преобразования метадолеритов ангаульского комплекса, выраженные развитием роговой обманки, хлорита, эпидота, актинолита-тремолита по пироксену и сосюритизацией плагиоклаза, содержания редкоземельных, высокозарядных и радиоактивных элементов могут рассматриваться как первичные характеристики этих пород. В частности, отмечаются хорошие корреляции между La и Th ( $r^2 = 0.92$ ), La и Nb ( $r^2 = 0.98$ ) и отсутствие корреляций между потерей при прокаливании (п.п.п) и Nb/La ( $r^2 = 0.09$ ).

Специфическими геохимическими характеристиками всех метадолеритов ангаульского комплекса являются хорошо выраженные отрицательные Nb-Ta аномалии на мультиэлементных спектрах ( $Nb/Nb^* = 0.19—0.54$ , табл. 3, рис. 7, б) и положительные значения  $\epsilon_{Nd}(T)$  (см. табл. 4, рис. 8).

Варьирующие значения  $\epsilon_{Nd}(T)$  при хорошо выраженных корреляциях между  $\epsilon_{Nd}(T)$  и mg#,  $\epsilon_{Nd}(T)$  и  $SiO_2$  (см. рис. 8), сильноизменяющиеся значения отношений несовместимых элементов Nb/Th (1.0—5.8), Th/Ta (2.8—13.3), Th/La (0.07—0.33) и отчетливо выраженные тренды на диаграммах Th/Yb—Nb/Yb, Th/Ta—La/Yb,  $(Th/La)_{PM}—(Nb/La)_{PM}$ , Nb/Y—Zr/Y (рис. 9), свидетельствуют о том, что процесс AFC (фракционная кристаллизация, сочетающаяся с ассимиляцией вмещающих пород) мог являться основным процессом при формировании дифференцированных разностей метадолеритов. Об этом же свидетельствует непараллельное расположение мультиэлементных спектров для метадолеритов с различной магнезиальностью (см. рис. 7, б). Таким образом, можно сделать вывод, что в процессе внедрения мантийного расплава, родоначального для метадолери-

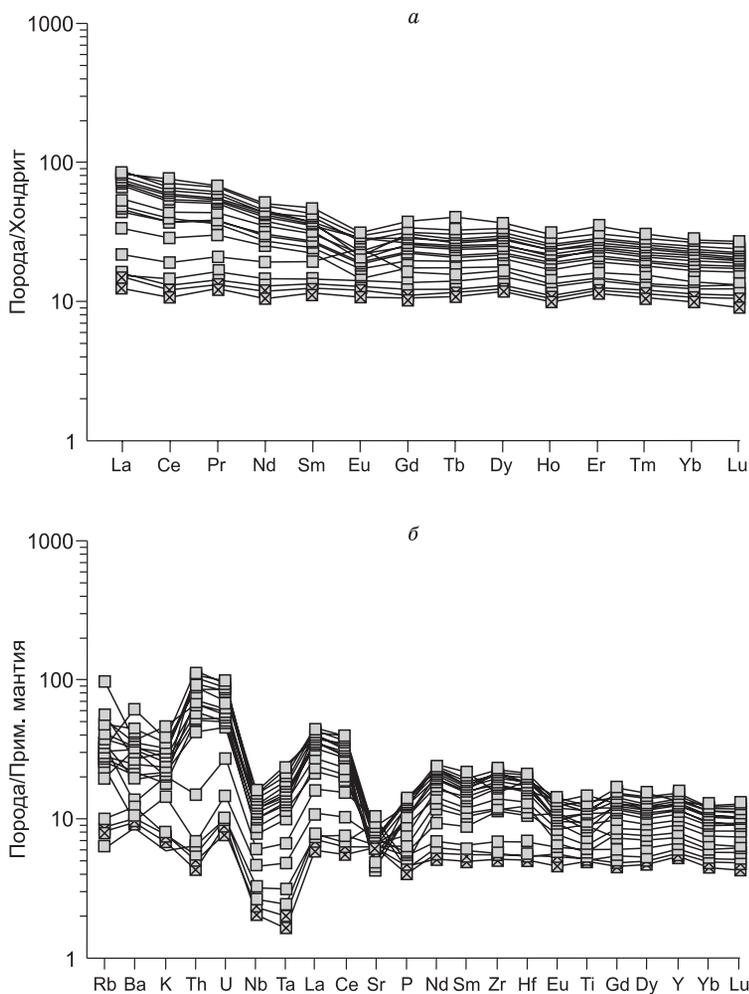


Рис. 7. Спектры распределения редкоземельных элементов, нормализованные к хондриту [Wakita et al., 1970], (а) и мультиэлементные спектры, нормализованные к составу примитивной мантии [Sun, McDonough, 1989], (б) для метадолеритов ангаульского комплекса.

Крестиком отмечены образцы 1629, 1630.

тов, происходила ассимиляция этим расплавом корового материала из вмещающих пород при одновременной кристаллизации этого расплава.

Метадолериты, характеризующиеся максимальными среди всех проанализированных пород значениями  $mg\# = 57-58$  и  $\epsilon_{Nd}(T) = +5.2$  (обр. 1629, 1630), по всей видимости, в большей мере отражают состав родоначального мантийного источника. Несмотря на то, что эти породы, так же как и остальные метадолериты, обнаруживают отрицательный Nb-Ta минимум на мультиэлементных спектрах ( $Nb/Nb^* = 0.39-0.41$ , см. табл. 3, рис. 7, б), они могут считаться разностями, наименее модифицированными при контаминации коровым материалом. Эти метадолериты помимо высоких положительных значений  $\epsilon_{Nd}(T)$  обнаруживают также низкие значения индикаторного геохимического отношения  $(Th/La)_{PM} = 0.67-0.73$  (см. рис. 9, в), отсутствие минимума по Ti на мультиэлементных спектрах ( $Ti/Ti^* = 0.97-1.02$ , см. табл. 3, рис. 7, б) и слабофракционированные спектры распределения редкоземельных элементов  $(La/Yb)_n = 1.3-1.4$  при отсутствии Eu аномалии ( $Eu/Eu^* = 0.98-1.03$ ). В совокупности все эти геохимические характеристики свидетельствуют о минимальной роли корового материала в источнике этих наименее дифференцированных метадолеритов. Высокие положительные значения  $\epsilon_{Nd}(T)$ , а также низкие отношения  $Nb/Y = 0.06$  и  $Zr/Y = 2.3-2.4$ , которые не достигают значений, соответствующих породам островных дуг (см. рис. 9, з), не позволяют связывать наличие Nb минимума в наименее дифференцированных метадолеритах и с добавлением к мантийному источнику субдукционного компонента. В то же время расположение точек составов этих метадолеритов на диаграммах Th/Yb — Nb/Yb, Th/Ta — La/Yb (см. рис. 9, а, б) и, соответственно, отношения Th/Yb и Th/Ta выше, чем в деплетированном и примитивном мантийных источниках, не позволяют объяснить наличие Nb-Ta минимума только лишь фракционированием минеральных фаз, содержащих Nb (например, титаномагнетит, ильменит, рутил) из деплетированного/при-

кие значения индикаторного геохимического отношения  $(Th/La)_{PM} = 0.67-0.73$  (см. рис. 9, в), отсутствие минимума по Ti на мультиэлементных спектрах ( $Ti/Ti^* = 0.97-1.02$ , см. табл. 3, рис. 7, б) и слабофракционированные спектры распределения редкоземельных элементов  $(La/Yb)_n = 1.3-1.4$  при отсутствии Eu аномалии ( $Eu/Eu^* = 0.98-1.03$ ). В совокупности все эти геохимические характеристики свидетельствуют о минимальной роли корового материала в источнике этих наименее дифференцированных метадолеритов. Высокие положительные значения  $\epsilon_{Nd}(T)$ , а также низкие отношения  $Nb/Y = 0.06$  и  $Zr/Y = 2.3-2.4$ , которые не достигают значений, соответствующих породам островных дуг (см. рис. 9, з), не позволяют связывать наличие Nb минимума в наименее дифференцированных метадолеритах и с добавлением к мантийному источнику субдукционного компонента. В то же время расположение точек составов этих метадолеритов на диаграммах Th/Yb — Nb/Yb, Th/Ta — La/Yb (см. рис. 9, а, б) и, соответственно, отношения Th/Yb и Th/Ta выше, чем в деплетированном и примитивном мантийных источниках, не позволяют объяснить наличие Nb-Ta минимума только лишь фракционированием минеральных фаз, содержащих Nb (например, титаномагнетит, ильменит, рутил) из деплетированного/при-

Таблица 4. Sm-Nd изотопные данные для метадолеритов ангаульского комплекса

Номер образца	Возраст, млн лет	Содержание, мкг/г		$^{147}Sm/^{144}Nd$	$^{143}Nd/^{144}Nd \pm 2\sigma$	$\epsilon_{Nd}(T)$
		Sm	Nd			
1620	1910	4.9	15.0	0.1758	$0.512521 \pm 11$	2.9
1629	1910	1.7	4.6	0.2001	$0.512945 \pm 15$	5.2
1631	1910	2.1	5.6	0.2030	$0.512974 \pm 15$	5.0
1633	1910	5.4	18.6	0.1569	$0.512254 \pm 14$	2.3
1677	1910	4.2	13.8	0.1651	$0.512279 \pm 12$	0.7
1678	1910	3.6	11.4	0.1702	$0.512557 \pm 9$	4.9

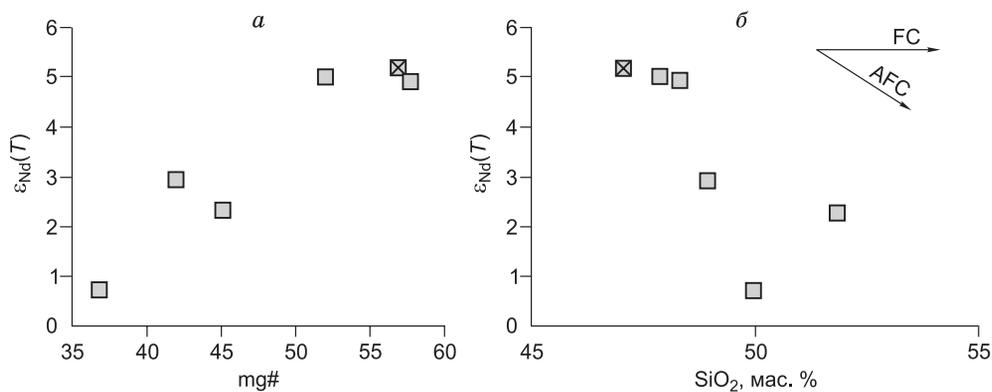


Рис. 8. Диаграммы  $\epsilon_{Nd}(T)$ — $mg\#$  (a) и  $\epsilon_{Nd}(T)$ — $SiO_2$  (б) для метадолеритов ангаульского комплекса.

Крестиком отмечен обр. 1629. FC — тренд фракционной кристаллизации, AFC — тренд одновременной ассимиляции и фракционной кристаллизации.

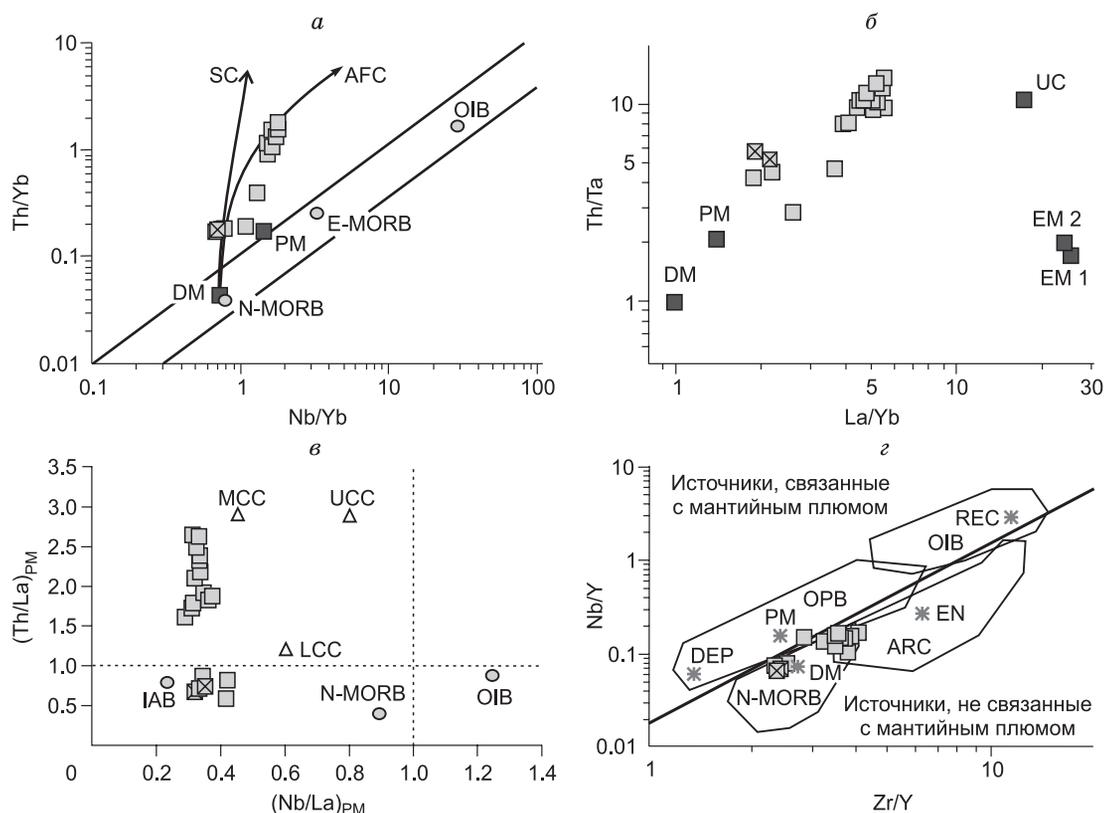


Рис. 9. Диаграммы  $Th/Yb$ — $Nb/Yb$  [Pearce, 2008] (a),  $Th/Ta$ — $La/Yb$  [Condie, 1997] (б),  $(Th/La)_{PM}$ — $(Nb/La)_{PM}$  [Донская и др., 2014] (в),  $Nb/Y$ — $Zr/Y$  [Condie, 2005] (г) для метадолеритов ангаульского комплекса.

Крестиком отмечены образцы 1629, 1630. ARC, IAB — островодужные базальты, N-MORB и E-MORB — нормальные (N) и обогащенные (E) базальты срединно-океанических хребтов, OIB — базальты океанических островов, OPB — базальты океанических плато, DM — деплетированная мантия, PM — примитивная мантия, DEP — глубинная деплетированная мантия, REC — рециклированный компонент, EN — обогащенный компонент, UCC и UC — верхняя континентальная кора, MCC — средняя часть континентальной коры, LCC — нижняя континентальная кора, SC — субдукционный компонент, AFC — одновременная ассимиляция и фракционная кристаллизация.

митивного мантийного источника. Рассмотренные выше геохимические и изотопно-геохимические характеристики наименее дифференцированных метадолеритов, по-видимому, могут быть объяснены смешением доминирующего деплетированного мантийного материала с материалом субконтинентальной литосферы, участие которого и может обеспечить обеднение источника этих метадолеритов Nb.

**Тектоническая обстановка.** Магматические породы ангаульского комплекса внедрялись в породы ингашинской свиты, а также в образования ангаульской и одайской свит калбазыкской серии Урикско-Ийского грабена [Галимова и др., 2012]. Несмотря на то, что оценка возраста  $1914 \pm 2$  млн лет была получена по метадолеритам ангаульского комплекса, прорывающим только породы ингашинской свиты, можно высказать предположение о близком возрасте всех интрузивных пород, относимых к ангаульскому комплексу, так как все они обнаруживают сходство по геологическим и петрографическим характеристикам [Галимова и др., 2012]. Соответственно не исключен вариант расположения пород ангаульской и одайской свит калбазыкской серии в нижней части разреза стратиграфической последовательности Урикско-Ийского грабена. Анализ возрастных спектров детритовых цирконов, полученных для песчаника ингашинской свиты, показывает, что основной пик отвечает значению возраста 1963 млн лет, а небольшой пик наиболее молодых цирконов соответствует возрасту 1909 млн лет, т. е. возрасту, сопоставимому с возрастом долеритов ангаульского комплекса. Ранее Д.П. Гладкочубом с соавторами [2014] было показано, что накопление пород ингашинской свиты происходило в пределах древнего бассейна седиментации рифтогенной природы, который был образован после присоединения Бирюсинского блока к крупному Тунгусскому супертеррейну Сибирского кратона, составной частью которого являются породы Шарьжалгайского выступа. Близость оценок возраста самых молодых детритовых цирконов в породах ингашинской свиты и возраста, прорывающих их долеритов ангаульского комплекса, а также внутриконтинентальная природа осадочных и магматических образований свидетельствуют о том, что накопление осадочных толщ и внедрение долеритов отвечает единому раннепротерозойскому этапу внутриконтинентального растяжения, обусловленному коллапсом орогена, возникшего в результате коллизии Бирюсинского блока и Тунгусского супертеррейна. Как было отмечено в статье [Гладкочуб и др., 2014], коллапс орогена был обусловлен гравитационной неустойчивостью утолщенной в результате коллизии континентальной литосферы, что способствовало реализации процессов растяжения и заложению древнего бассейна седиментации рифтогенной природы. Магматические образования ангаульского комплекса также могут рассматриваться как индикаторы этого растяжения, отражающие события, протекавшие в мантии, подстилающей литосферу кратона.

Согласно современным исследованиям [Розен, 2003; Smelov, Timofeev, 2007; Глебовицкий и др., 2008], временной интервал 1.9—1.8 млрд лет соответствует времени окончательного становления структуры Сибирского кратона, поэтому метадолериты ангаульского комплекса с возрастом около 1.91 млрд лет могут считаться наиболее древними гипабиссальными интрузиями основного состава в структуре формирующегося кратона. Также метадолериты ангаульского комплекса хорошо коррелируются по возрасту с несколькими дайковыми роями северной части Лаврентии [Ernst, Bleeker, 2010], что позволило Р. Эрнсту с соавторами [Ernst et al., 2016] сделать вывод о близком расположении южной части Сибирского кратона и северной части Лаврентии уже на временном рубеже 1.9 млрд лет. Кроме того, в настоящее время большинство исследователей считают, что на временном интервале 1.9—1.8 млрд лет произошло формирование суперконтинента Колумбия [Zhao et al., 2004; Hou et al., 2008; Evans, Mitchell, 2011; Zhang et al., 2012] в структуру которого в это же время вошел и Сибирский кратон.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. В Урикско-Ийском грабене южной части Сибирского кратона изучены метадолериты ангаульского комплекса, слагающие отдельные конформные тела (силлы) среди метапесчаников ингашинской свиты. Датирование метадолеритов U-Pb методом по циркону и бадделиту позволило дать оценку их возраста как  $1913 \pm 24$  и  $1914.0 \pm 1.7$  млн лет соответственно. Таким образом, оценка возраста  $1914 \pm 2$  млн лет была принята как наиболее точная оценка возраста метадолеритов ангаульского комплекса.

2. Метадолериты ангаульского комплекса по своему химическому составу соответствуют нормально-щелочным базальтам толеитовой серии. Все метадолериты вне зависимости от их магнезиальности ( $mg\# = 36—58$ ) характеризуются низкими концентрациями Nb (1.6—10.2 г/т) и хорошо выраженными отрицательными Nb-Ta аномалиями на мультиэлементных спектрах ( $Nb/Nb^* = 0.19—0.54$ ). Метадолериты обнаруживают положительные значения  $\varepsilon_{Nd}(T)$ , варьирующиеся от +0.4 до +5.2, которые хорошо коррелируются с содержанием  $SiO_2$  и величиной  $mg\#$ .

3. Изотопно-геохимические характеристики метадолеритов ангаульского комплекса свидетельствуют о том, что процесс фракционной кристаллизации, сочетающейся с ассимиляцией вмещающих пород (процесс AFC), мог являться основным процессом при формировании наиболее дифференцированных разновидностей метадолеритов.

4. Состав родоначального мантийного источника наиболее хорошо отражают метадолериты, характеризующиеся максимальными среди проанализированных пород значениями  $mg\# = 57—58$  и  $\varepsilon_{Nd}(T) = +5.2$ . Геохимические характеристики этих метадолеритов позволяют предполагать, что их инициальный источник был образован в результате смешения доминирующего деплетированного мантийного материала с материалом субконтинентальной литосферы.

5. Внедрение долеритов ангаульского комплекса, так же как и накопление вмещающих их осадочных толщ ингашинской свиты, происходило в ходе единого раннепротерозойского этапа внутриконтинентального растяжения, обусловленного коллапсом орогена, возникшего в результате коллизии Бирюсинского блока и Тунгусского супертеррейна в южной части формирующегося Сибирского кратона.

Авторы благодарны И.П. Падерину (ВСЕГЕИ, г. Санкт-Петербург) за выполненные U-Pb геохронологические исследования циркона. Геологические и геохимические исследования выполнены при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект № 18-05-00764), а изотопно-геохимические исследования за счет средств Российского научного фонда (проект № 18-17-00101).

#### ЛИТЕРАТУРА

**Галимова Т.Ф., Пашкова А.Г., Поваринцева С.А., Перфильев В.В., Намолова М.М., Андрищенко С.В., Денисенко Е.П., Пермьяков С.А., Миронюк Е.П., Тимашков А.Н., Плеханов А.О.** Государственная геологическая карта Российской Федерации. М-6 1 : 1 000 000 (третье поколение). Серия Ангаро-Енисейская. Лист N-47 — Нижнеудинск. Объяснительная записка. СПб., Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2012, 652 с. + 14 вкл.

**Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Мазукабзов А.М., Скляр Е.В., Станевич А.М.** Урикско-Ийский грабен Присаянского выступа Сибирского кратона: новые геохронологические данные и геодинамические следствия // ДАН, 2002, т. 386, № 1, с. 72—77.

**Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Мазукабзов А.М., Станевич А.М., Скляр Е.В., Пономарчук В.А.** Комплексы-индикаторы процессов растяжения на юге Сибирского кратона в докембрии // Геология и геофизика, 2007, т. 48 (1), с. 22—41.

**Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Эрнст Р., Мазукабзов А.М., Скляр Е.В., Писаревский С.А., Вингейт М., Седрелунд У.** Базитовый магматизм Сибирского кратона в протерозое: обзор основных этапов и их геодинамическая интерпретация // Геотектоника, 2012, № 4, с. 28—41.

**Гладкочуб Д.П., Мазукабзов А.М., Станевич А.М., Донская Т.В., Мотова З.Л., Ванин В.А.** Возрастные уровни и геодинамические режимы накопления докембрийских толщ Урикско-Ийского грабена, юг Сибирского кратона // Геотектоника, 2014, № 5, с. 17—31.

**Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Мазукабзов А.М., Писаревский С.А., Эрнст Р.Е., Станевич А.М.** Мезопротерозойский мантийный плюм под северной частью Сибирского кратона // Геология и геофизика, 2016, т. 57 (5), с. 856—873.

**Глебовицкий В.А., Хильтова В.Я., Козаков И.К.** Тектоническое строение Сибирского кратона: интерпретация геолого-геофизических, геохронологических и изотопно-геохимических данных // Геотектоника, 2008, № 1, с. 12—26.

**Додин А.Л., Гурьянова В.Н., Маньковский В.К., Тащилов А.Ф.** Стратиграфия докембрийских образований Восточного Саяна. М., Недра, 1968, 280 с.

**Додин А.Л., Гурьянова В.Н., Маньковский В.К., Решетова С.А., Семейная Б.Г., Гольман Е.И.** Окинский и Ийский стратиграфические разрезы позднедокембрийских образований Восточного Саяна. М., Недра, 1971, 196 с.

**Домышев В.Г.** Рифейские базиты Байкало-Саяно-Енисейского краевого обрамления Сибирской платформы. Новосибирск, Наука, 1976, 85 с.

**Домышев В.Г., Лепин В.С.** О возрасте древних базитов Присаянья // Геология, тектоника и рудоносность докембрия Сибирской платформы и ее обрамления. Иркутск, Изд-во ВСФ СО АН, 1987, с. 227—228.

**Донская Т.В., Гладкочуб Д.П., Ковач В.П., Мазукабзов А.М.** Петрогенезис раннепротерозойских постколлизийных гранитоидов юга Сибирского кратона // Петрология, 2005, т. 13, № 3, с. 253—279.

**Донская Т.В., Гладкочуб Д.П., Мазукабзов А.М., Вингейт М.Т.Д.** Раннепротерозойские постколлизийные гранитоиды Бирюсинского блока Сибирского кратона // Геология и геофизика, 2014, т. 55 (7), с. 1028—1043.

**Конников А.З., Травин Л.В.** Стратиграфия нижнего протерозоя Урикско-Ийского грабена (Присаянье) // Проблемы стратиграфии раннего докембрия Средней Сибири. М., Наука, 1986, с. 21—29.

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

**Мац В.Д., Таскин А.П.** Стратиграфия протерозоя Присаянья и западной окраины Байкальской области // Геология и геофизика, 1973 (2), с. 26—34.

**Розен О.М.** Сибирский кратон: тектоническое районирование, этапы эволюции // Геотектоника, 2003, № 3, с. 3—21.

- Туркина О.М., Ножкин А.Д., Баянова Т.Б.** Источники и условия образования раннепротерозойских гранитоидов юго-западной окраины Сибирского кратона // *Петрология*, 2006, т. 14, № 3, с. 282—303.
- Шарпенюк Л.Н., Костин А.Е., Кухаренко Е.А.** Детализация диаграммы сумма щелочей—кремнезем (TAS) для химической классификации вулканических пород // *Региональная геология и металлогения*, 2008, № 35, с. 48—55.
- Эволюция земной коры в докембрии и палеозое (Саяно-Байкальская горная область)** / В.Г. Беличенко, А.П. Шмотов, А.И. Сезько, А.С. Ескин, Е.П. Васильев, Л.З. Резницкий, Р.Г. Боос, О.Р. Матисон. Новосибирск, Наука, 1988, 61 с.
- Condie K.C.** Sources of Proterozoic mafic dyke swarms: constraints from Th/Ta and La/Yb ratios // *Precambrian Res.*, 1997, v. 81, p. 3—14.
- Condie K.C.** High field strength element ratios in Archean basalts: a window to evolving sources of mantle plumes? // *Lithos*, 2005, v. 79, p. 491—504.
- Ernst R.E., Bleeker W.** Large igneous provinces (LIPs), giant dyke swarms, and mantle plumes: significance for breakup events within Canada and adjacent regions from 2.5 Ga to the present // *Can. J. Earth Sci.*, 2010, v. 47, p. 695—739.
- Ernst R.E., Hamilton M.A., Söderlund U., Hanes J.A., Gladkochub D.P., Okrugin A.V., Kolotilina T., Mekhonoshin A.S., Bleeker W., LeCheminant A.N., Buchan K.L., Chamberlain K.R., Didenko A.N.** Long-lived connection between southern Siberia and northern Laurentia in the Proterozoic // *Nature Geosci.*, 2016, v. 9, № 6, p. 464—469.
- Evans D.A.D., Mitchell R.N.** Assembly and breakup of the core of Paleoproterozoic–Mesoproterozoic supercontinent Nuna // *Geology*, 2011, v. 39, p. 443—446.
- Gladkochub D., Pisarevsky S.A., Donskaya T., Natapov L.M., Mazukabzov A., Stanevich A.M., Sklyarov E.** Siberian Craton and its evolution in terms of Rodinia hypothesis // *Episodes*, 2006, v. 29, p. 169—174.
- Gladkochub D.P., Pisarevsky S.A., Donskaya T.V., Ernst R.E., Wingate M.T.D., Söderlund U., Mazukabzov A.M., Sklyarov E.V., Hamilton M.A., Hanes J.A.** Proterozoic mafic magmatism in Siberian craton: An overview and implications for paleocontinental reconstruction // *Precambrian Res.*, 2010, v. 183, p. 660—668.
- Gladkochub D.P., Donskaya T.V., Ernst R.E., Pisarevsky S.A., Wingate M.T.D., Söderlund U.** Proterozoic dyke swarms of the Siberian craton and their geodynamic implications // *Acta Geologica Sinica (English Edition)*. Special Issue: The Seventh International Dyke Conference: Dyke Swarms: Keys to Paleogeographic Reconstruction IDC7, 18–20 August, Beijing, 2016, v. 90, № S1, p. 6—7.
- Goldstein S.J., Jacobsen S.B.** Nd and Sr isotopic systematics of river water suspended material: implications for crustal evolution // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1988, v. 87, p. 249—265.
- Hou G., Santosh M., Qian X., Lister G.S., Li J.** Configuration of the Late Paleoproterozoic supercontinent Columbia: insights from radiating mafic dyke swarms // *Gondwana Res.*, 2008, v. 14, p. 395—409.
- Jacobsen S.B., Wasserburg G.J.** Sm-Nd isotopic evolution of chondrites and achondrites, II // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1984, v. 67, p. 137—150.
- Jensen L.S.** A new cation plot for classifying subalkalic volcanic rocks. Miscellaneous, Ontario Department of Mines, 1976, 22 p.
- Ludwig K.R.** User's manual for Isoplot/Ex, Version 2.10. A geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkeley, Berkeley Geochronology Center, Spec. Publ. 1a, 1999.
- Ludwig K.R.** SQUID 1.00: a user's manual. Berkeley, Berkeley Geochronology Center, Spec. Publ. 2, 2000.
- Ludwig K.R.** User's manual for Isoplot version 3.75-4.15: a geochronological 270 toolkit for Microsoft Excel. Berkeley: Berkeley Geochronological Center, Spec. Publ. 5, 2012.
- Panteeva S.V., Gladkochub D.P., Donskaya T.V., Markova V.V., Sandimirova G.P.** Determination of 24 trace elements in felsic rocks by inductively coupled plasma mass spectrometry after lithium metaborate fusion // *Spectrochim. Acta, Part B: At. Spectrosc.*, 2003, v. 58, p. 341—350.
- Pearce J.A.** Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust // *Lithos*, 2008, v. 100, p. 14—48.
- Smelov A.P., Timofeev V.F.** The age of the North Asian Cratonic basement: An overview // *Gondwana Res.*, 2007, v. 12, p. 279—288.
- Söderlund U., Johansson L.** A simple way to extract baddeleyite (ZrO<sub>2</sub>) // *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 2002, v. 3, p. 1—7.
- Steiger R.H., Jäger E.** Subcommittee on Geochronology: convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1977, v. 36, p. 359—362.

**Sun S., McDonough W.F.** Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // *Magmatism in the oceanic basins* / Eds. A.D. Saunders, M.J. Norry. Geol. Soc. London., Spec. Publ. 42, 1989, p. 313—345.

**Wakita H., Schmitt R.A., Rey P.** Elemental abundances of major, minor, and trace elements in Apollo 11 lunar rocks, soil and core samples // *Proceedings of the Apollo 11 Lunar Science Conference, 1970*, p. 1685—1717.

**Wiedenbeck M., Alle P., Corfu F., Griffin W.L., Meier M., Oberli F., von Quadt A., Roddick J.C., Spiegel W.** Three natural zircon standards for U-Th-Pb, Lu-Hf, trace element and REE analysis // *Geostand. Newslett.*, 1995, v. 19, p. 1—3.

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

**Zhang S.H., Li Z.-X., Evans D.A.D., Wu H., Li H., Dong J.** Pre-Rodinia supercontinent Nuna shaping up: A global synthesis with new paleomagnetic results from North China // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2012, v. 353, p. 145—155.

**Zhao G., Sun M., Wilde S.A., Li S.** A Paleo-Mesoproterozoic supercontinent: assembly, growth and breakup // *Earth Sci. Rev.*, 2004, v. 67, p. 91—123.

*Поступила в редакцию  
19 апреля 2018 г.*