

УДК 550.93+551.248.1

РЕЗУЛЬТАТЫ ДАТИРОВАНИЯ ДЕТРИТОВЫХ ЦИРКОНОВ ИЗ ДОКЕМБРИЙСКИХ ПОРОД СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА: ПЕРВЫЕ СВЕДЕНИЯ О КОНТИНЕНТАЛЬНОМ КИСЕЛИХИНСКОМ ТЕРРЕЙНЕ¹

© 2023 г. А. Б. Кузьмичев¹, *, А. А. Стороженко², М. К. Данукалова¹, В. Б. Хубанов³, А. С. Дубенский¹

¹ Геологический институт РАН, Москва, Россия

² АО “Сибирское ПГО”, Росгеология, Красноярск, Россия

³ Геологический институт БФ СО РАН, Улан-Удэ, Россия

*e-mail: nsi.kuzmich@yandex.ru

Поступила в редакцию 30.09.2022 г.

После доработки 22.12.2022 г.

Принята к публикации 17.01.2023 г.

В структуре докембрия Енисейского кряжа обособляется его северо-западный участок, содержащий офиолиты и известный в литературе под названием “Исаковский террейн” или “Исаковский домен”. Предлагается расчленить его на два пояса: Киселихинский (западный) и Торжихинский (восточный), различающиеся геодинамическим режимом на протяжении позднего неопротерозоя (~750–600 млн лет). Распространено представление, что Киселихинский пояс преимущественно сложен островодужными вулканитами и во второй половине неопротерозоя представлял собой островную дугу, в результате аккреции которой к Сибирскому континенту и сформировалась структура орогена Енисейского кряжа. Эта идея не была подтверждена в достаточной мере геологическими и изотопно-геохронологическими данными. Датирование четырех образцов детритовых цирконов из осадочных и вулканогенно-осадочных пород в южной части пояса выявило принадлежность опробованных толщ к трем разным уровням докембрия: к мезопротерозою, началу второй половины неопротерозоя (800–750 млн лет), концу неопротерозоя (620–600 млн лет). Это заставляет внести коррективы в современную схему стратиграфии пояса и в островодужную интерпретацию геодинамической обстановки. Полученные результаты позволяют выделить в современной структуре Енисейского кряжа Киселихинский террейн, который в начале неопротерозоя еще не был обособлен и представлял собой участок внешней зоны активной окраины Сибирского палеоконтинента. Приблизительно в середине неопротерозоя этот участок был отделен от Сибири и далее эволюционировал в виде микроконтинента, ограниченного активной окраиной с внешней стороны.

Ключевые слова: Енисейский кряж, неопротерозой, мезопротерозой, детритовые цирконы, Сибирский кратон, Сибирский палеоконтинент

DOI: 10.31857/S0869592X23060066, EDN: YUUCDA

ВВЕДЕНИЕ

Енисейский кряж представляет собой наиболее крупный выступ докембрия на западе Сибирской платформы, протягивающийся вдоль р. Енисей почти на 600 км при ширине до 200 км. В неопротерозое этот участок Земли соответствовал окраине Сибирского палеоконтинента. Он граничил с Палеоазиатским океаном и был существенно переработан в надсубдукционной и коллизионной обстановках. Именно неопротерозойские граниты слагают основной объем магматических пород,

обнаженных в современном эрозионном срезе кряжа. В северо-западной части кряжа к древнему основанию, переработанному в неопротерозое, примыкает обособленный докембрийский блок, включающий офиолиты, – Исаковский домен (Кузьмичев, 1987; Vernikovskiy et al., 2003). Он протягивается вдоль р. Енисей на 150 км при ширине до 45 км (рис. 1). С запада, юго-запада и севера выходы докембрия погружаются под чехол мезокайнозойских отложений Западно-Сибирского бассейна. Считается, что Исаковский домен сложен породами второй половины неопротерозоя, надвинутыми на окраину Сибирского палеоконтинента в конце неопротерозоя (Vernikovskiy et al.,

¹ Дополнительные материалы для этой статьи (ESM) доступны по DOI 10.31857/S0869592X23060066.

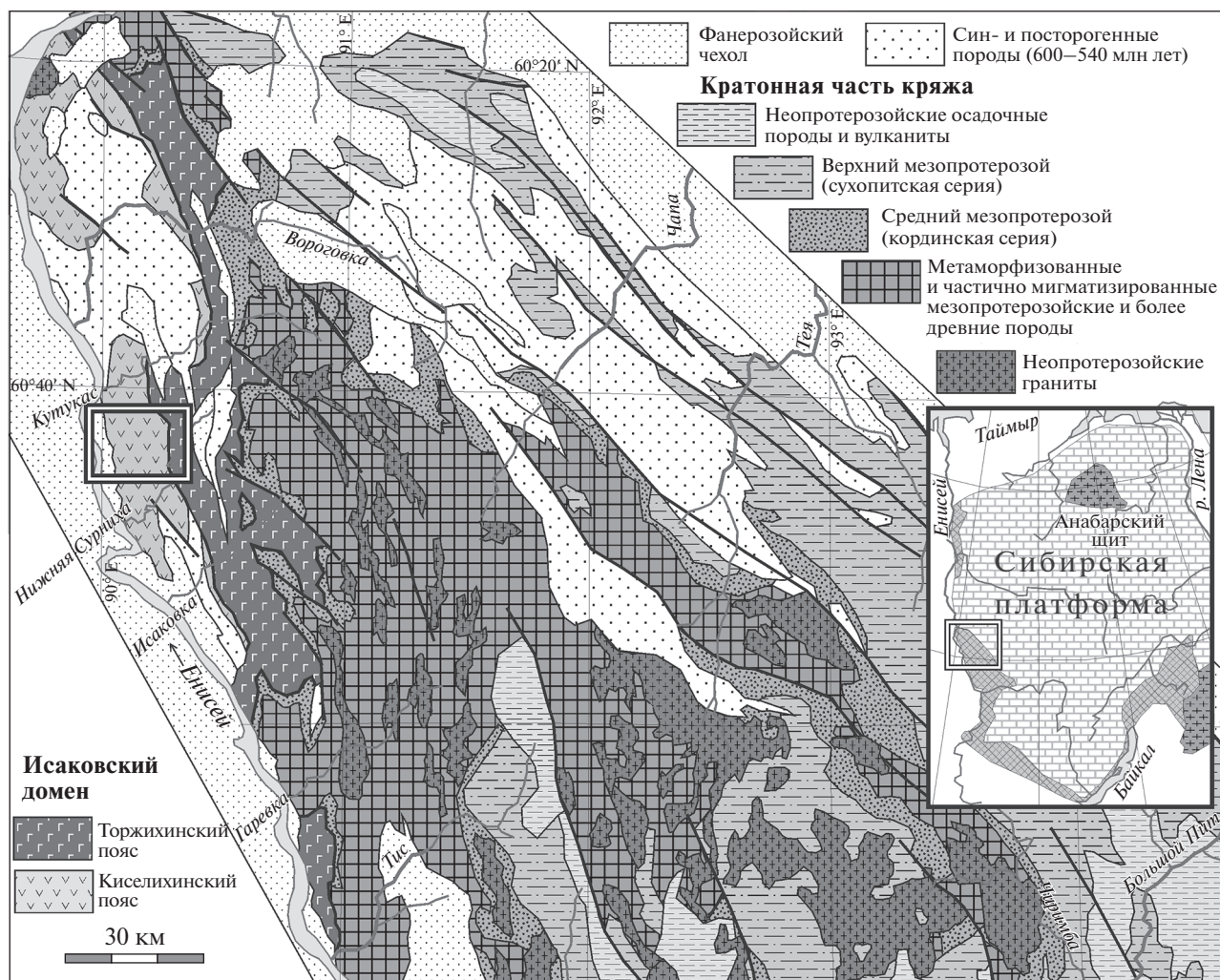


Рис. 1. Схематическая геологическая карта северной части Енисейского края, в которой выделены кратонная часть, прорванная неoproтерозойскими гранитами, и Исаковский домен, содержащий расчешуенные офиолиты. Прямоугольником отмечен контур рис. 3. Составлена по (Качевский и др., 1998; Стороженко, Васильев, 2012), с упрощением. На врезке: Сибирская платформа и выступы докембрия вдоль ее периферии. Прямоугольником выделена северная часть Енисейского края, показанная на основном рисунке.

2003). Если докембрийская геологическая история основной “кратонной” части Енисейского края в общих черта понятна (Kuzmichev, Sklyarov, 2016), то для Исаковского домена к настоящему времени получено слишком мало данных о составе, возрасте и геодинамической обстановке, в которой сформировались слагающие его горные породы.

Исаковский домен Енисейского края состоит из двух продольных поясов, которые разделяются мощной зоной бластомилонитов. Восточный пояс предлагается именовать Торжихинским, западный – Киселихинским (рис. 1). Оба пояса включают породы дезинтегрированной офиолитовой ассоциации. Проблемы с интерпретацией геодинамической обстановки существуют для обоих поясов. Торжихинский пояс предлагалось интерпретировать как комплекс аккреционной призмы,

сформировавшийся вдоль окраины Сибирского палеоконтинента во второй половине неoproтерозоя и включающий чешуи океанической литосферы (Кузьмичев и др., 2017). Островодужная природа Киселихинского пояса предполагается в (Верниковский и др., 2001; Vernikovskiy et al., 2003 и последующих работах этого коллектива авторов). Считается, что коллизия этой островной дуги с окраиной Сибирского палеоконтинента в эдиакарию явилась причиной финального орогенеза, сформировавшего структуру Енисейского края. Предварительные результаты обработки полевых наблюдений, проведенных авторами в 2021–2022 гг., плохо согласуются с такой интерпретацией геодинамической обстановки для каждого из этих двух поясов. Наименее понятна геологическая ситуация в Киселихинском поясе, северная

часть которого сложена метаморфическими породами.

Пояс был закартирован в масштабе 1 : 50000 Красноярской геолого-съёмочной экспедицией (Качевский Л.К., Стороженко А.А., Зуев В.К. и др.) в 1970-х—начале 1980-х гг. прошлого века. Огромный объем фактических картировочных данных в части, касающейся докембрийских комплексов, все еще ждет осмысления и упорядочивания. Вулканогенно-осадочный субстрат, слагающий основу пояса, расчленен на ряд свит, объем и названия которых, как и относительное положение в разрезе, неоднократно пересматривались (Ковригина, Ковригин, 1960, 1967; Ковригина, 1981; Качевский и др., 1998; Варганов и др., 2010; Стороженко и др., 2019).

Последняя, актуальная на данный момент, версия стратиграфического расчленения пояса включает (снизу вверх): хариузихинскую, киселихинскую, отравихинскую и устькутукасскую свиты, три последние объединены в кутукасскую серию (Стороженко и др., 2019). Серия отнесена к верхнему рифею (1030—600 млн лет в Общей стратиграфической шкале России) и сложена осадочными и вулканогенно-осадочными породами общей мощностью более 3.5 км, преобразованными в низкой степени зеленосланцевой фации метаморфизма. В предыдущей версии стратиграфического расчленения (Качевский и др., 1998) предполагалась противоположная последовательность свит; позднее было установлено, что устькутукасская свита залегает с угловым несогласием и конгломератами в основании на отравихинской свите. Нижние контакты остальных свит тектонические и интерпретированы как надвиги. Породы интенсивно деформированы вплоть до образования изоклинальных складок и нарушены многочисленными разломами. Схематичное строение разреза показано на рис. 2.

Хариузихинская свита обнажена в тектоническом клине на границе с Торжихинским поясом. Она сложена зелеными сланцами с прослоями известняков. В сероцветной киселихинской свите чередуются плохосортированные песчаники, алевролиты и сланцы; породы интерпретированы преимущественно как туффиты и туфы (как и значительная часть песчаников и сланцев в вышележащей отравихинской свите). В обломках песчаников преобладает кварц, представленный преимущественно остроугольными зернами, присутствуют полевые шпаты и эффузивы кислого и основного состава. Встречаются линзы (до нескольких метров) метадацитов и их туфов. Отравихинская свита отличается присутствием прослоев карбонатных пород почти по всему разрезу и венчается однородной пачкой мраморизованного известняка мощностью 100—150 м. Свита включает также пачки зеленых сланцев и прослой

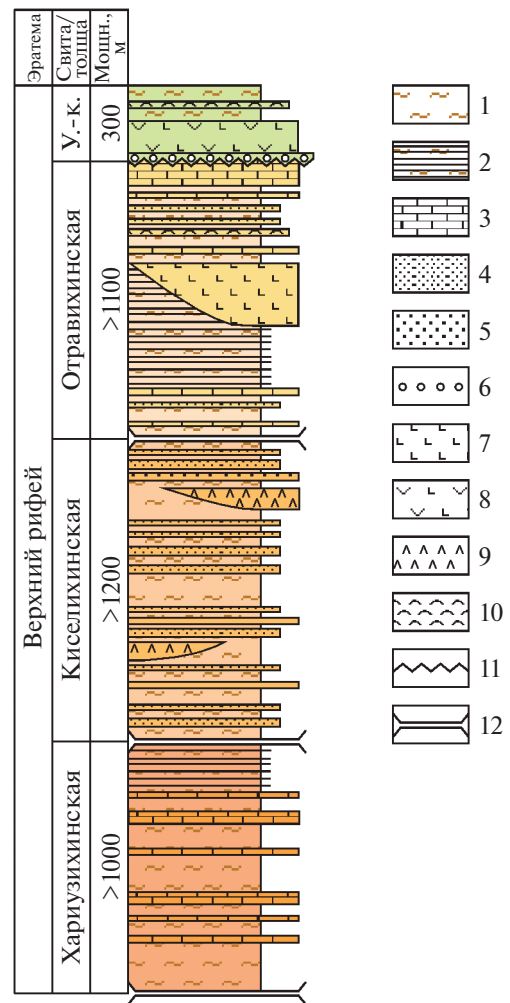


Рис. 2. Схематическая стратиграфическая колонка докембрийских отложений Киселихинского пояса. Составлена по данным (Стороженко и др., 2019).

1 — сланцы кварц-альбит-серицит-хлоритовые (переменного состава), в том числе углеродистые и карбонатные; 2 — аналогичные сланцы с прослоями, обогащенными алевритом; 3 — мраморизованные известняки; 4 — песчаники и туфопесчаники; 5 — гравелиты и туфогравелиты; 6 — конгломерат; 7 — базальты; 8 — трахиандезитобазальты; 9 — дациты; 10 — кислые-средние(?) туфы; 11 — угловое несогласие; 12 — тектонические контакты. У.-к. — устькутукасская свита. Три верхние свиты объединяются в кутукасскую серию. Все породы метаморфизованы в зеленосланцевой фации.

вулканомиктовых песчаников, содержащих существенную долю обломков эффузивов дифференцированной серии. В некоторых разрезах в составе свиты закартированы тела метабазальтов мощностью до 250—300 м. Завершает разрез устькутукасская свита (250—300 м), нижняя половина которой сложена в основном миндалекаменными базальтами, андезитобазальтами и трахиандезитобазальтами, иногда с шаровой отдельностью, и лавобрекчиями, а верхняя — темно-серыми сланцами с прослоями туфов андезиодацитового состава.

Приведенная схема стратиграфического расчленения основана на наблюдениях в береговых обнажениях нижнего течения р. Кутукас (Стороженко и др., 2019). Прослеживание этих свит по территории Киселихинского пояса неуверенное, и в итоге большая часть пояса закартирована в составе киселихинской свиты (Стороженко, Васильев, 2012). Схема не включает всего разнообразия стратифицированных пород Киселихинского пояса, и объединение их всех в единую серию обосновано слабо. Севернее опорного разреза степень метаморфизма пород киселихинской свиты увеличивается и становится очевидной разница в метаморфизме с породами устькутакской свиты, которая, следовательно, относится к другому этапу эволюции региона. Зеленые сланцы хариузихинской свиты, возможно, следует включить в состав Торжихинского пояса.

Драматическая история смены представлений о стратиграфии докембрия пояса иллюстрирует объективные причины, препятствующие разработке адекватной стратиграфической схемы, среди которых плохая обнаженность, сложная структура, быстрые фациальные изменения, неравномерное распределение вулканических пород и неравномерный метаморфизм. Если к этому добавить почти полное отсутствие современных изотопных данных о возрасте пород, критичных для докембрия, то выяснится, что наши представления о геологическом строении пояса имеют под собой очень зыбкий фундамент. Опубликованы только две датировки гранитов из северной части пояса: 700 млн лет – возраст доскладчатых гранитов Порожнинского массива (Верниковский и др., 2001) и 540–550 млн лет – возраст постскладчатых гранитов Осиновского массива (Ножкин и др., 2017). Обе эти датировки, по нашим данным, требуют существенного уточнения (Кузьмичев и др., 2022; неопубликованные данные авторов).

О возрасте вулканических пород пояса сейчас можно предположительно судить только по косвенным данным – по датировкам обломочных цирконов в синорогенных эдиакарских отложениях. На трех стратиграфических уровнях вороговской серии, частично перекрывающей Киселихинский пояс, существенная доля детритовых цирконов имеет возраст в интервале 700–600 млн лет (Летникова и др., 2017). Источником таких цирконов могли быть либо породы Киселихинского пояса, либо породы в районах, расположенных еще западнее; на остальной части Енисейского кряжа магматические породы такого возраста распространены крайне незначительно и являются экзотическими. О масштабах эдиакарского орогена, большая часть которого была, вероятно, расположена западнее современного Енисейского кряжа, свидетельствуют сходные спектры возрастов детритовых цирконов из пород тасеевской серии в пересечении по р. Ангара и ее притокам

(Летникова и др., 2017; Кочнев и др., 2020). Попытке прямого датирования вулканических или вулканогенно-осадочных пород Киселихинского пояса посвящена данная статья.

ФАКТИЧЕСКИЙ МАТЕРИАЛ

Несколько лет назад у нас появилась техническая возможность осуществить прямое датирование вулканитов северо-западной части Енисейского кряжа. А.Б. Кузьмичев, инициировавший данное исследование, в этот период проводил полевые работы на других объектах и попросил геологов Красноярской геолого-съёмочной экспедиции привезти образцы вулканитов Киселихинского пояса. А.А. Стороженко отобрал серию образцов в бассейнах рек Солоха и Бараниха из пород, закартированных в качестве киселихинской и отравихинской свит, и выделил циркон из пяти образцов (№ 439402, 439403, 439604, 439703, 441202) в количестве 40–500 зерен на образец. Пункты отбора образцов показаны на прилагаемой карте (рис. 3). Все образцы были интерпретированы в поле как туфы и туффиты. Вместе с цирконами к четырем образцам также были переданы шлифы (рис. 4). Образец 439703 (шлифа нет) исключен из дальнейшего обсуждения. По нему получено всего 29 корректных датировок, часть которых предположительно интерпретирована как результат засора.

Образцы отбирались попутно с проведением других работ, которые не предусматривали детальных полевых описаний. Таким образом, в качестве фактического материала мы располагаем только шлифами и зернами циркона. Датирование цирконов имело рекогносцировочные цели для подготовки полноценного полевого изучения западной зоны кряжа. Однако результаты оказались неожиданными и, как нам кажется, заслуживающими обнародования. Было бы важным осуществить полноценное геологическое изучение опробованных объектов на реках Солоха и Бараниха и верифицировать данные о детритовых цирконах. Однако изучение этих объектов предполагает проведение многодневных пеших маршрутов через кусты и бурелом и вряд ли будет осуществлено в обозримом будущем.

МЕТОДИКА ИЗОТОПНОГО ДАТИРОВАНИЯ ЦИРКОНА

Образцы циркона были проанализированы на одноколлекторном ИСР масс-спектрометре Element XR в Геологическом институте Сибирского отделения РАН (г. Улан-Удэ) (шайба № 5 с крупными цирконами) и Element 2 в ГИН РАН (шайба № 4 с мелкими цирконами). В обоих случаях использовался твердотельный лазер NWR 213, сфокусированный на пятне диаметром 20–25 мкм.

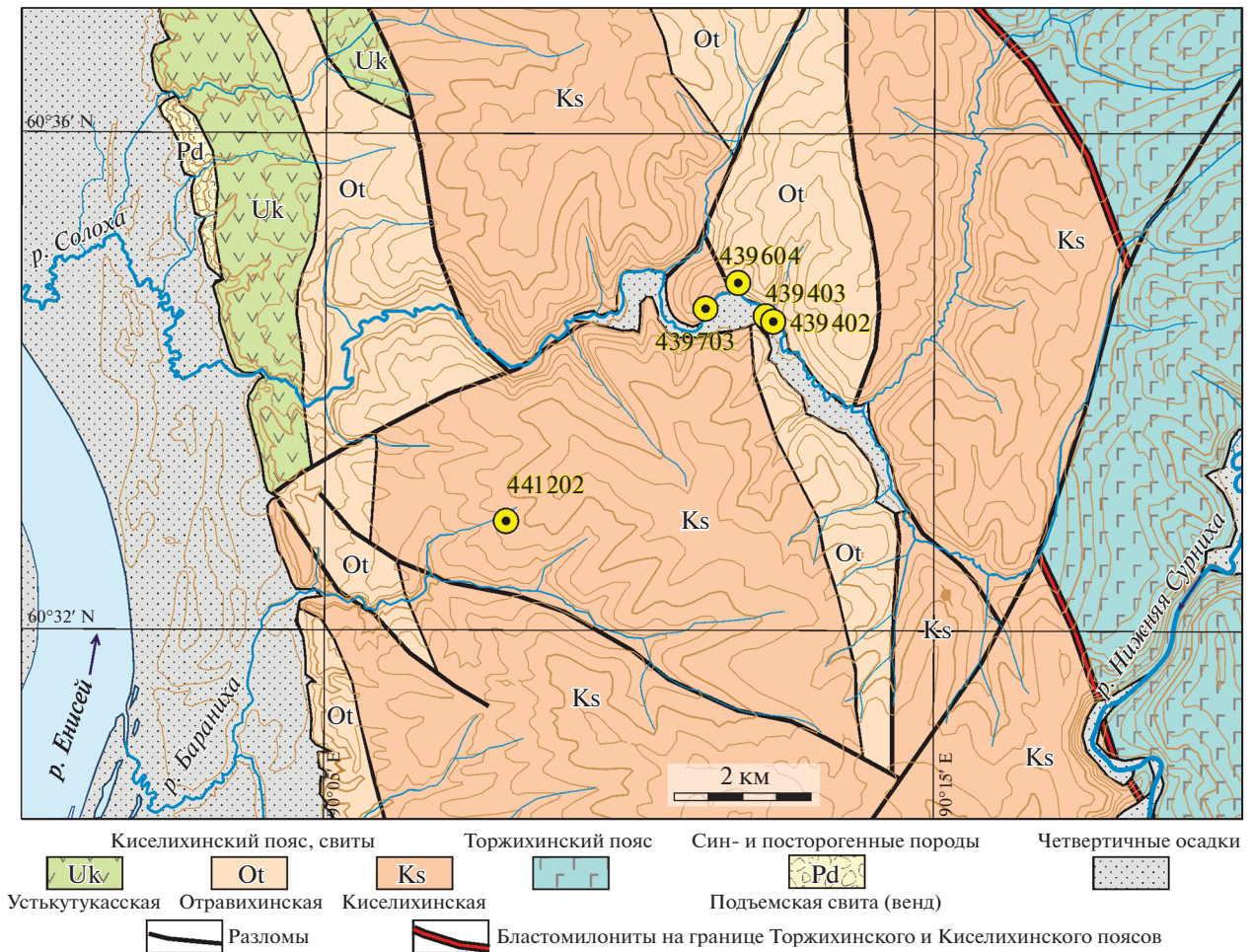


Рис. 3. Геологическая карта бассейнов рек Солоха и Бараниха. Составлена по результатам геологической съемки масштаба 1 : 50000 и актуализирована в соответствии со схемой стратиграфии, разработанной в (Стороженко и др., 2019). Кружки с номерами – пункты отбора образцов, обсуждаемых в тексте.

Параметры настройки лазера и масс-спектрометра приведены в дополнительных материалах для этой статьи (ESM). Там же помещены XLS таблицы аналитических данных. Для четырех образцов из пяти на шайбы были выложены все имеющиеся в наличии зерна. Крупные (более 100 мкм) и мелкие (менее 100 мкм) кристаллы были помещены на разные шайбы, чтобы была возможность равномерно сошлифовать зерна приблизительно до середины. Чистые, свободные от включений участки кристаллов выбирались под микроскопом и намечались на распечатках катодолюминесцентных изображений. В обеих лабораториях измерения изотопных отношений проводились по сходной методике. Через каждые пять анализов образца анализировалось два стандарта; в данном случае это были стандарты циркона 91500 (Wiedenbeck et al., 1995) и Plesovice (Slama et al., 2008), каждый мог использоваться в качестве референсного при редукации данных. Стандартная сессия включала 60 или 65 анализов образца и 17–19 анализов каждого стандарта. Обработка дан-

ных проводилась в программе Iolite 2.5 (Paton et al., 2010, 2011) с надстройкой VizualAge (Petrus, Kamber, 2012). Интегрировались конкордантные участки анализов, поэтому полностью дискордантные анализы не попали в итоговые таблицы данных. Никаких последующих попыток математически оценить степень дискордантности не предпринималось. Анализы с очень большой ошибкой были удалены. Изотопные диаграммы строились с помощью макроса Isoplot (Ludwig, 2008). Гistogramмы и кривые плотности распределения возрастов цирконов строились в программе Kernel Density Estimation (KDE) (Vermeesch, 2012).

РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗУЧЕНИЯ ШЛИФОВ И ИЗОТОПНОГО АНАЛИЗА ЦИРКОНОВ

Образец 441202 (полевошпат-кварцевый песчаник)

Приблизительно половина шлифа сложена кварцитом, возможно представляющим собой гранулированную кварцевую жилу. Вторая поло-

вина шлифа — плохо сортированный полево-шпат-кварцевый песчаник (рис. 4а). Кварц окатан и полуокатан, регенерирован. Если кварцевые зерна контактируют, в месте контакта образуются стилолитовые прорастания. Плагноклаз встречается в виде редких крупных зерен. Он слабо изменен, сдвойникован. Встречается и калиевый полевой шпат, как свежий, так и с новообразованиями серицита. Много циркона. Матрикс представляет собой песчано-алевритовую смесь, местами ожелезнен, присутствует в небольшом количестве. Глинистая составляющая матрикса замещена мелкочешуйчатым хлоритом и серицитом. Размывалась преимущественно гранитная кластика, но есть и обломки гранобластового кварцита.

Циркон представлен целыми слабоокатанными кристаллами (рис. 5а). Окатанные обломки цирконов, структура которых дискордантна контуру и которые являются обычными при дальнем переносе и переотложении, нетипичны для образца и изредка встречаются в крупноразмерных фракциях. Внутренняя структура разнообразна, но преобладают кристаллы с “гранитной” осцилляционной зональностью. Явные гранулитовые цирконы не встречены. Часть кристаллов содержит более или менее очевидные метаморфические оболочки, иногда они резко дискордантны ядру. Мы пытались их датировать в нескольких кристаллах, но получили значения, сходные с таковыми в ядре (рис. 5а).

Образец содержит только палеопротерозойские и архейские цирконы (123 корректных определения). Один анализ соответствует границе палео- и мезопротерозоя. 82 анализа отвечают палеопротерозою в интервале 1800–2400 млн лет с пиковыми значениями 1860, 1920 (главный пик), 1990 млн лет (рис. 5б), а 40 анализов — архею в интервале 2500–2830 млн лет с пиком 2540 млн лет. Неявный пик намечается также около 2580 млн лет.

Образец 439604 (вулканомиктовый песчаник)

В шлифе этот образец представлен чистым, совершенно не измененным, крупнозернистым вулканомиктовым сортированным песчаником (рис. 4б). Преобладают обломки девитрифициро-

ванного матрикса кислых вулканитов, иногда с мелкими вкрапленниками кварца или полевого шпата (санидина?). Много зерен андезита (или андезитобазальта), переполненных микролитами плагноклаза. Встречаются зерна монокристаллического прозрачного “риолитового” кварца, кристаллы плагноклаза, санидина и их фрагменты. Обломки прижаты один к другому, матрикса почти нет. Иногда наблюдается мелкий серицит вдоль границ зерен.

Цирконы этого образца не окатаны или слабо окатаны, с разнообразной внутренней структурой, много секториальных зерен (рис. 6а). Встречаются единичные кристаллы с ядрами и метаморфическими оболочками. Вероятно, зерна происходят не только из вулканитов, но и из плутонических и метаморфических пород.

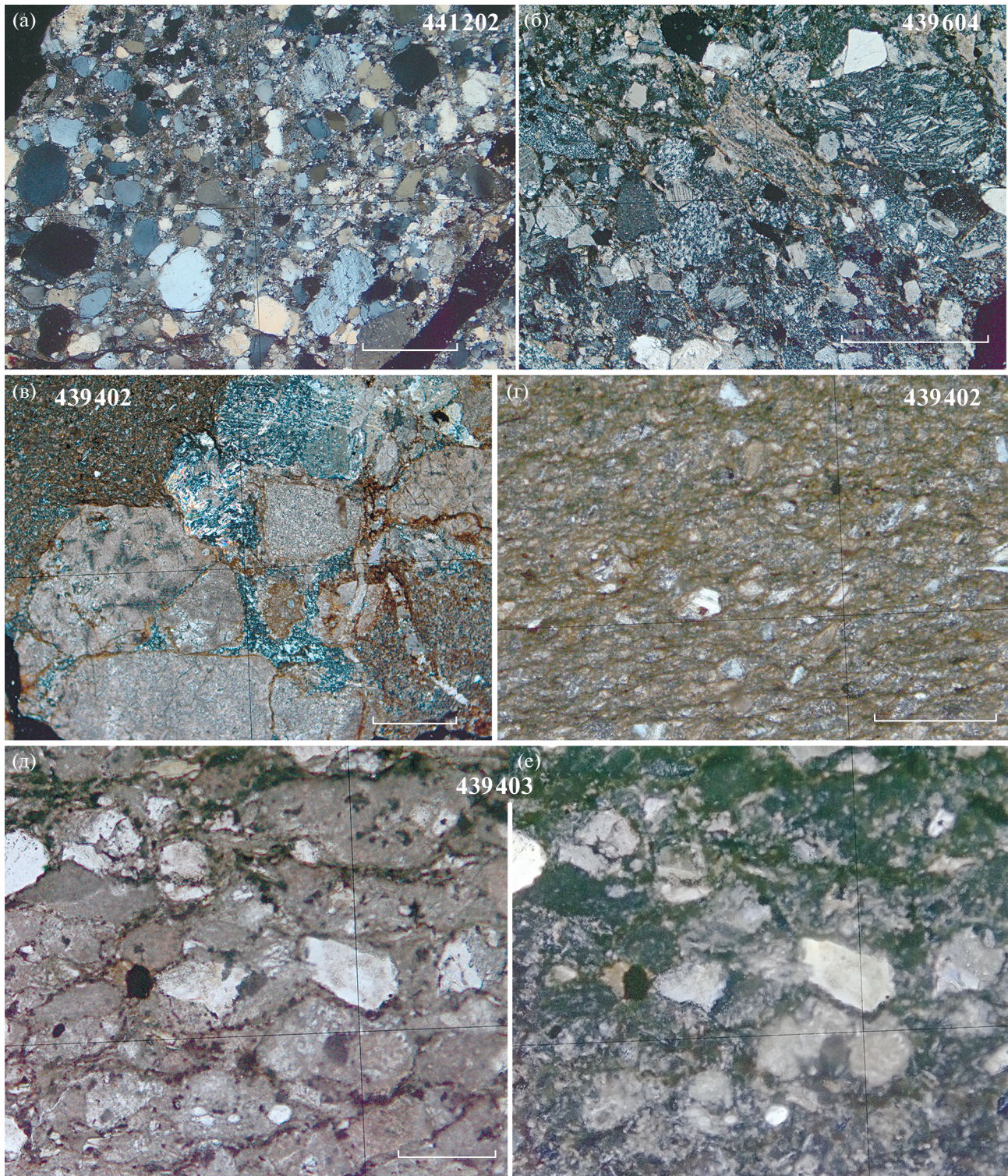
Возраст почти всех проанализированных цирконов (105 зерен из 121) находится в диапазоне 750–560 млн лет, причем большая часть значений ограничена интервалом 730–620 млн лет (рис. 5б). Главный пик отвечает возрасту 650 млн лет, дополнительный неявно выраженный пик — 710 млн лет. Кроме доминирующей позднепротерозойской группы, восемь зерен имеют архейский возраст в интервале 2500–2600 млн лет, с пиковым значением 2570 млн лет на KDE графике. Три зерна имеют палеопротерозойский возраст, одно датировано концом мезопротерозоя и еще одно — ранним неопротерозоем.

Образец 439402 (карбонатный гравелит с песчаным матриксом)

Образец представлен несортированным гравелитом с преобладающими крупными (до сантиметра) карбонатными обломками и неравномерно расланцованным песчано-алевритовым, частично карбонатизированным матриксом (рис. 4в). Некоторые обломки карбонатной породы обладают гранобластовой структурой, но в некоторых карбонат неоднородный и, вероятно, вторичный, развившийся по силикатному матриксу, представленному листовато-чешуйчатым агрегатом бледно окрашенного хлорита и цеолита. Одно из карбонатных зерен обладает сферолитовой структу-

Рис. 4. Фотографии шлифов проанализированных образцов.

(а) — обр. 441202 (разнозернистый песчаник). Преобладают обломки кварца; крупные обломки хорошо окатаны, видна кайма регенерации; мелкие могут быть и остроугольными. Также видны крупные редкие зерна плагноклаза и калиевого полевого шпата. Промежутки между крупными зернами заполнены аналогичными обломками песчаной и алевритовой размерности. Длина масштабной линейки 500 мкм. (б) — обр. 439604 (вулканомиктовый песчаник). Видны неокатанные обломки разнообразных вулканических пород преимущественно дацит-риолитового состава, реже андезитов и базальтов; кристаллокласты кварца, плагноклаза, санидина (?). Длина масштабной линейки 500 мкм. (в, г) — обр. 439402 (карбонатный гравелит с туфовым матриксом): (в) — видны обломки карбонатных пород с разной структурой, частично это карбонатизированные силикатные зерна. Слева — участок матрикса. Длина масштабной линейки 250 мкм. (г) — матрикс крупным планом. Видны тесно прижатые один к другому обломки частично раскристаллизованных эффузивов и полевого шпата. Единичные зерна сложены кварцем. Длина масштабной линейки 50 мкм. (д, е) — обр. 439403 (базальтовый туф): (д) — николи параллельны, (е) — николи скрещены. Порода состоит из комочков частично раскристаллизованного базальтового стекла. Длина масштабной линейки 150 мкм.



рой (радиально-лучистый сноповидный карбонат). Возможно, это карбонатизированная сферолитовая лава. Матрикс неоднородный по минеральному и гранулометрическому составу. Значительная его часть состоит из частично карбонатизированных мелких комочков, которые, возможно, представ-

ляют собой фрагменты девитрифицированного стекла (рис. 4г). Некоторые из таких комочков сохранили структуру, среди них диагностированы зерна андезита или базальта, состоящие из разноориентированных микролитов плагиоклаза, и обломки фельзита. В матриксе неравномерно рас-

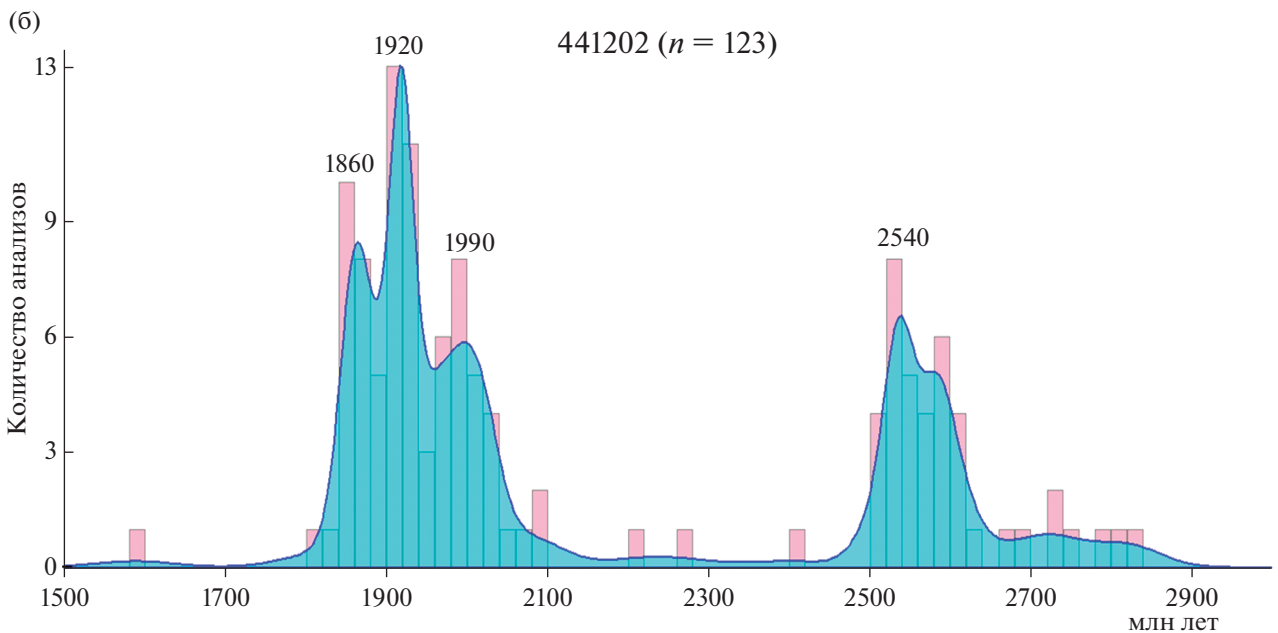
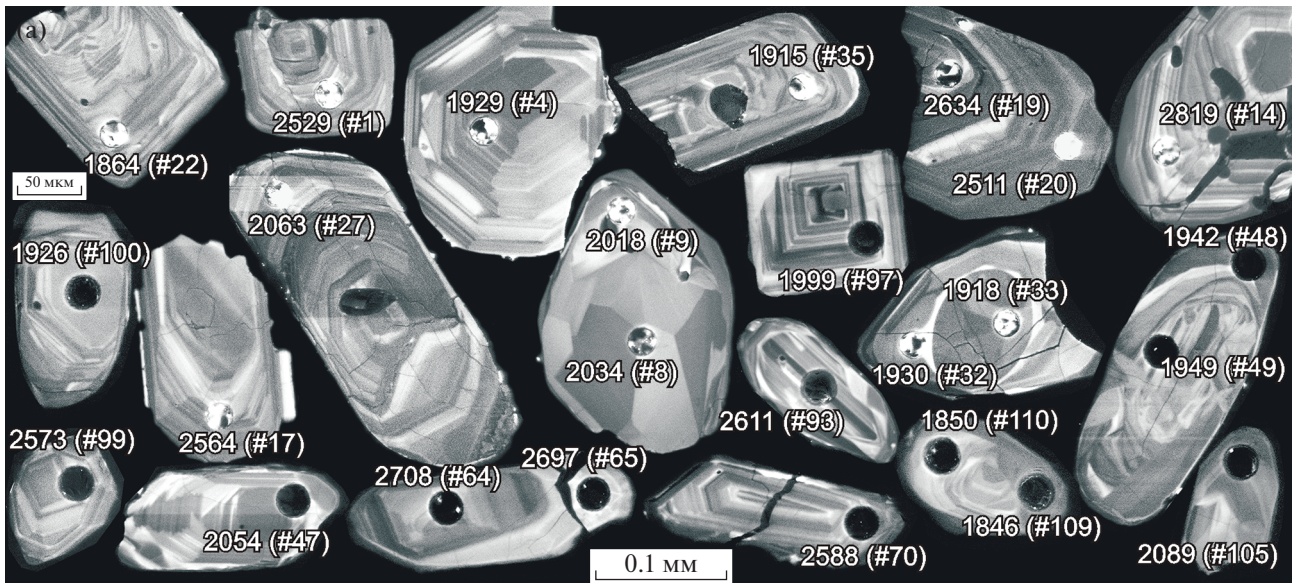


Рис. 5. Характеристика цирконов образца 441202.

(а) – выборочные катодолуминесцентные изображения проанализированных цирконов. Подписаны возрасты в млн лет и номера (в скобках) проанализированных точек. Номера соответствуют таковым в таблице изотопных данных (см. ESM). Здесь и далее для архейских и раннепротерозойских цирконов указан возраст по отношению $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, для неопротерозойских и кембрийских – по $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$. (б) – гистограммы распределения возрастов (по $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$) и KDE график. Подписан возраст главных пиков.

пределены зерна кварца, серицитизированного калиевого полевого шпата, плагиоклаза, кварцита, кварц-хлорит-мусковитового агрегата.

Цирконы этого образца разнообразны по степени окатанности и по внутренней структуре. Примеры цирконов главных популяций приведены на рис. 6а и обсуждаются ниже.

По обр. 439402 получено 85 конкордантных датировок. Большая часть анализов (45) отвечает раннепротерозойскому возрасту, причем 43 да-

тировки из этого количества ограничены интервалом 880–920 млн лет. Весь этот кластер охватывается узким KDE пиком 900 млн лет (рис. 76). Распределение остальных полученных датировок следующее: 24 зерна имеют палеопротерозойский возраст (1808–2070 млн лет), причем большая часть сосредоточена в интервале 1900–2000 млн лет с KDE пиком 1980 млн лет; одно зерно имеет позднепротерозойский возраст; для остальных 15 зерен получены оценки возраста в интервале

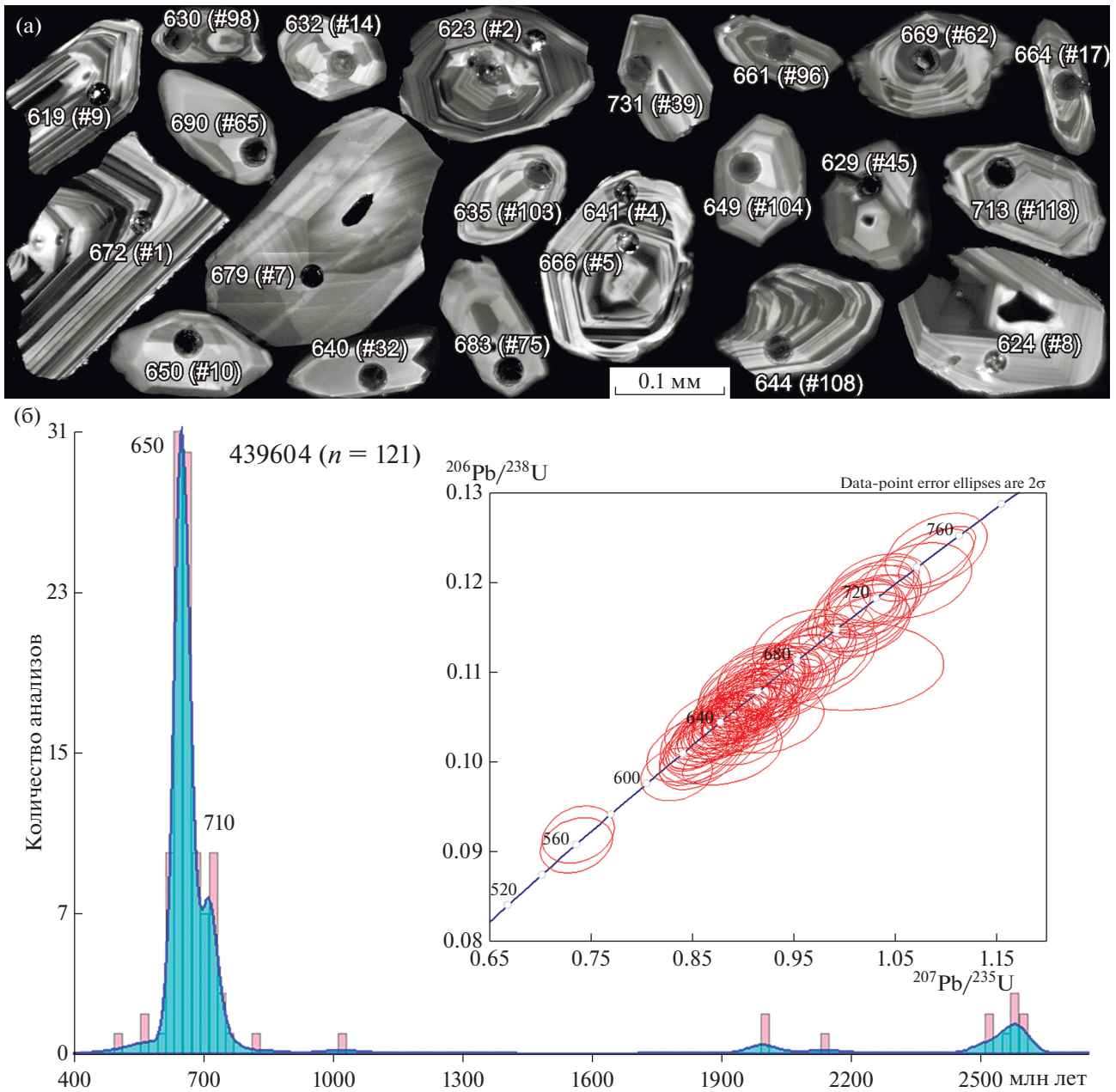


Рис. 6. Характеристика цирконов образца 439604.

(а) – катодолуминесцентные изображения наиболее выразительных поздненеопротерозойских (618–672 млн лет) зерен; (б) – гистограммы распределения возрастов и KDE графики. На врезке изотопная диаграмма, иллюстрирующая распределение изотопных анализов позднего неопротерозоя. См. также подпись к рис. 4.

490–513 млн лет (кембрий) с пиком 500 млн лет на KDE графике, что совпадает с конкордантным возрастом этого кластера на U–Pb изотопной диаграмме (рис. 7б).

Образец 439403 (разнозернистый карбонатизированный песчаник)

На значительной площади шлифа песчаные зерна и цемент почти полностью карбонатизирова-

ны, сохранились только крупные обломки кварца и частично крупные обломки полевых шпатов. Остальная часть шлифа сложена зернами кварца, полевых шпатов и мутными карбонатизированными комочками трудно диагностируемого агрегата, в которых иногда угадываются микролиты и не вполне явные реликты закономерной структуры (рис. 4д). Встречаются обособленные крупные (до 0.7 мм) зерна слабо серицитизированного плагиоклаза, ортоклаз-пертита, монокристалли-

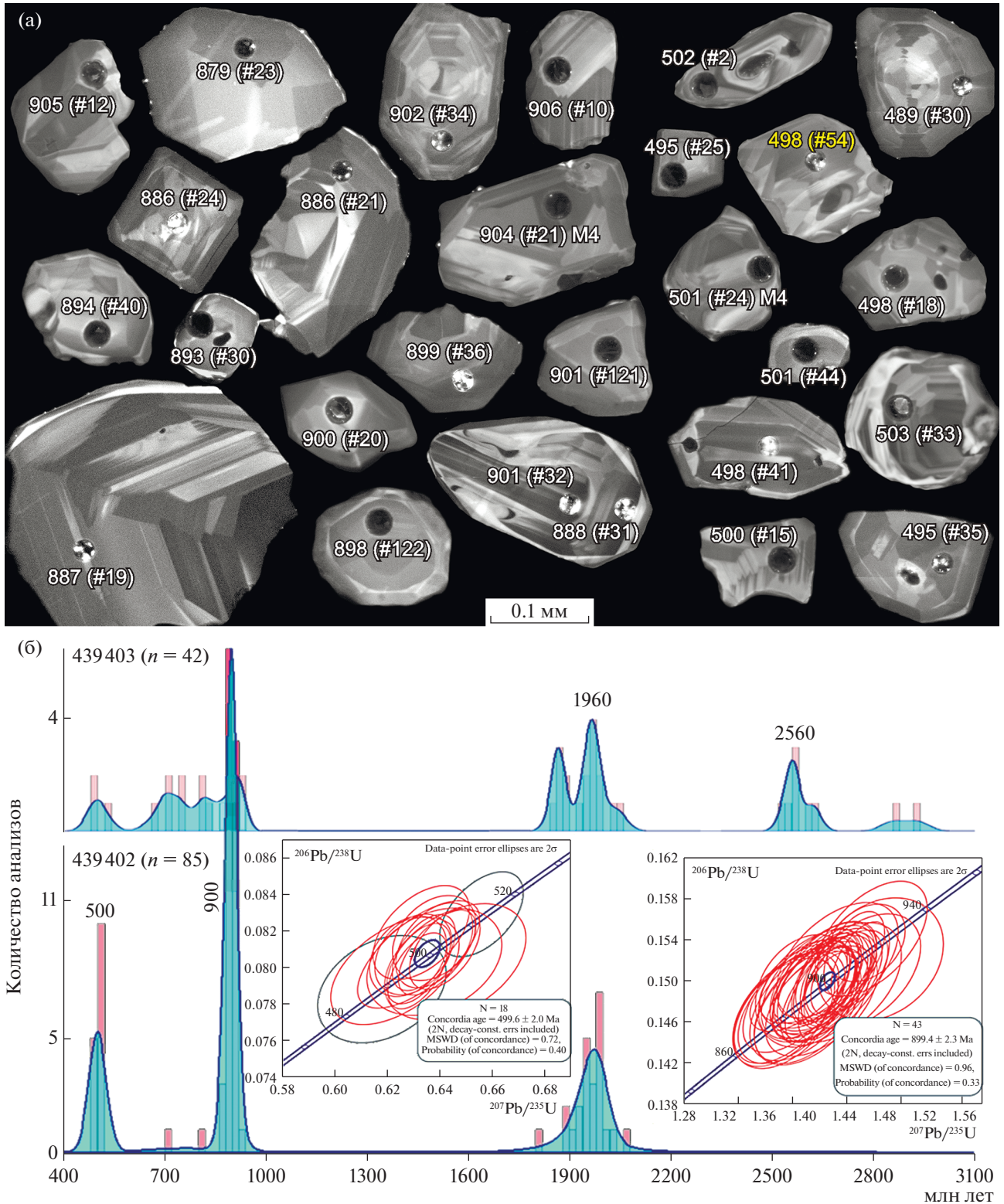


Рис. 7. Характеристика цирконов образца 439402.

(а) — катодолуминесцентные изображения. Слева цирконы кластера ~900 млн лет, справа — 500 млн лет. Анализ № 54 (желтый шрифт в электронной версии) отвечает зерну циркона из родственного образца 439403. Присутствуют две пары зерен с одинаковыми номерами — 21 и 24, с разных шайб (экземпляры с шайбы М4 обозначены специально). (б) — гистограммы распределения возрастов и KDE графики. Показаны также изотопные уран-свинцовые диаграммы для кластеров 900 и 500 млн лет.

ческого кварца и ксеноморфные фрагменты зеленого хлорита.

Для обр. 439403 получены 42 конкордантные оценки возраста. Девять зерен датированы археем (2538–2934 млн лет) с пиком 2560 млн лет; 17 зерен – палеопротерозоем (1845–2049 млн лет) с двумя пиками 1870 и 1960 млн лет; 8 зерен – ранним неопротерозоем со слабо выраженным пиком 905 млн лет; 5 зерен – поздним неопротерозоем со слабо выраженным пиком 720 млн лет (рис. 7б).

ИНТЕРПРЕТАЦИЯ РЕЗУЛЬТАТОВ

Раннедокембрийские цирконы присутствуют во всех образцах в разных количествах, но в обр. 441202 к раннедокембрийским относятся все 122 (за исключением одного) проанализированных кристалла. Этот образец, по-видимому, происходит из наиболее древних отложений на опробованной площади и вряд ли может быть сопоставлен с какой-либо из упомянутых свит, так как все они содержат неопротерозойский вулканический материал. Раннедокембрийские цирконы происходят из фундамента Сибирского кратона, что доказывается их сопоставлением с возрастными популяциями детритовых цирконов заведомо сибирского происхождения, выделенных из пород мезопротерозойского чехла в восточной части Енисейского кряжа (рис. 1) (Priyatkina et al., 2016; Прияткина и др., 2019; неопубликованные данные авторов). Из этого следует два вывода. (1) Во время формирования этой осадочной породы Киселихинский пояс входил в состав Сибирского континента и не отделялся от него океаном. (2) Раннедокембрийская кластика транспортировалась с востока на запад (в современных координатах) через территорию будущего (или бывшего) орогена Енисейского кряжа. Отсутствие среди этой кластики неопротерозойских цирконов, типичных для этого орогена, можно интерпретировать следующим образом: либо указанный ороген во время осадконакопления был уже полностью пенеппенизирован, либо территория современного Енисейского кряжа во время осадконакопления еще не превратилась в ороген и не стала ареной интенсивного магматизма. Первый вариант предполагает эдиакарский (или даже более молодой) возраст опробованной осадочной породы, второй вариант указывает на мезопротерозойский возраст.

Первый вариант, на первый взгляд, кажется привлекательным: действительно, в эдиакарских отложениях восточной (приплатформенной) зоны Енисейского кряжа в распределении возрастов детритовых цирконов резко доминируют раннедокембрийские (“сибирские”) значения (Priyatkina et al., 2016; Кузнецов и др., 2018). Сходное распределение возрастов демонстрируют также

цирконы из эдиакарских толщ Сибирской платформы в Присяянье и Прибайкалье (Летникова и др., 2013; Priyatkina et al., 2018; Gladkochub et al., 2019). Очевидно, ничто не препятствовало поступлению обломочного материала в упомянутые эдиакарские бассейны из внутренних частей Сибирского кратона. Однако палеогеографическая позиция эдиакарского бассейна в пределах Киселихинского пояса была иной. В этом поясе эдиакарские породы представлены вороговской серией, которая, согласно реконструкции Ю.К. Советова, накапливалась в трого, отгороженном поднятием от Сибирской платформы (Sovetov, Le Heron, 2016). Спектр возрастов детритовых цирконов в песчаниках серии, опробованных на трех стратиграфических уровнях, не имеет ничего общего со спектром обр. 441202: в эдиакарских песчаниках вороговской серии преобладают неопротерозойские цирконы (Летникова и др., 2017; Вишневская и др., 2017). Но даже и позднее, в кембрии, когда ороген Енисейского кряжа оказался полностью пенеппенизирован и на его территории стали накапливаться карбонатные породы и эвапориты, в спектре возрастов детритовых цирконов продолжали присутствовать неопротерозойские датировки даже в восточной приплатформенной зоне Енисейского кряжа (Кузнецов и др., 2020б).

С учетом этого, второй вариант интерпретации данных, предполагающий мезопротерозойский возраст опробованного песчаника, становится более обоснованным. Мы считаем, что толща, из которой отобран обр. 441202, является аналогом одной из свит мезопротерозойской сухопитской серии, закартированных в восточных и центральных районах Енисейского кряжа (рис. 1) и имеющих сходный спектр возрастов детритовых цирконов, которые все происходят из фундамента Сибирского кратона (Priyatkina et al., 2016; Прияткина и др., 2019; неопубликованные данные авторов). Более того, выраженный пик 2540 млн лет на KDE графике (рис. 5) с точностью до $\pm 1\%$ совпадает с возрастом наиболее распространенных позднеархейских гранитов в фундаменте западной части Сибирской платформы. Граниты вскрыты многочисленными скважинами к востоку от Енисейского кряжа и имеют возраст от 2563 ± 10 до 2525 ± 10 млн лет (SHRIMP; Самсонов и др., 2021, 2022). Во время накопления песчаника (обр. 441202) будущий Енисейский кряж еще не превратился в ороген и не стал ареной гранитного магматизма, Исаковский океанический бассейн еще не раскрылся, Киселихинский пояс входил в состав мезопротерозойской пассивной окраины Сибирского палеоконтинента. Слабая степень окатанности зерен циркона (рис. 5а) и присутствие в песчаниках крупных обломков щелочного полевого шпата и плагиоклаза, образовавшихся при эрозии гранитов, предполагают прямой транспорт кластики с близкорасположенного источника. Ве-

роятно, им являлся кристаллический фундамент, выходы которого присутствовали в мезопротерозое не только в отдаленных частях Сибирского палеоконтинента, но также и в пределах территории, занятой ныне Енисейским кряжем (Kuzmichev, Sklyarov, 2016; Кузнецов и др., 2020a). Эти же данные указывают на присутствие в Киселихинском поясе фундамента Сибирского кратона.

Интервал 1800–925 млн лет, длительностью почти 900 млн лет, вообще не представлен в нашей коллекции возрастов детритовых цирконов.

Первая половина неопротерозоя — следующий возрастной кластер полученных датировок. Интервал возрастов для индивидуальных зерен циркона составляет 925–800 млн лет. Он представлен в трех образцах, но типовым следует считать обр. 439402 (карбонатный гравелит), в котором цирконы этого этапа преобладают (45 анализов из 85). Диапазон индивидуальных датировок здесь уже: 880–910 млн лет. На U–Pb изотопной диаграмме конкордантный возраст этого кластера, построенного по 43 анализам, составляет 899 ± 2 млн лет (рис. 7б), что совпадает с пиком на KDE графике. Цирконы не окатаны или слабо окатаны, с характерной внутренней структурой, в которой сочетаются секториальная и осцилляционная зональность, некоторые содержат ядра, окруженные дискордантными оболочками, встречаются метаморфические каймы (рис. 7а). Более молодые неопротерозойские цирконы в этом образце практически отсутствуют (два зерна). Двадцать четыре кристалла имеют палеопротерозойский возраст, причем эти цирконы не несут следов длительной транспортировки, встречаются зерна с гранулитовой внутренней структурой; архейских зерен нет. Скорее всего, размывалось локальное поднятие, сложенное палеопротерозойскими кристаллическими породами (или мезопротерозойскими метасадочными породами, содержащими только раннекембрийские цирконы), которые были интродуцированы гранитами с возрастом 900 млн лет. Этот возрастной кластер требует обсуждения.

В первой половине неопротерозоя Енисейский кряж представлял собой сегмент активной окраины Сибирского палеоконтинента (Kuzmichev, Sklyarov, 2016). В основной (“кратонной”) части Енисейского кряжа (рис. 1) среди датированных к настоящему времени неопротерозойских гранитоидов наиболее древний возраст получен по порфиробластическим плагиогнейсам среднего течения р. Гаревка: 882 ± 8 млн лет (Козлов и др., 2012). Близкий, но несколько более молодой возраст имеют биотитовые граниты Ерудинского и Каламинского массивов из центральной части Енисейского кряжа: 878.5 ± 1.5 и 875 ± 7 млн лет соответственно (Vernikovskiy et al., 2007). Совокупность возрастов проанализированных цирконов любого из перечисленных массивов не отве-

чает пику 900 млн лет. Мы предполагаем, что в Киселихинском поясе, который в начале неопротерозоя представлял собой внешнюю зону активной окраины Сибири, зафиксированы свидетельства магматических событий, которые не проявились во внутренней части этой окраины. Этот вывод подтверждается независимыми данными по детритовым цирконам из северной части пояса, указывающими на аналогичные, а также еще более ранние магматические события в начале неопротерозоя (Данукалова и др., 2022). Если не учитывать присутствия в гравелите (обр. 439402) кембрийских цирконов (обсуждаются ниже), то представляется вероятным, что он накопился до мощной вспышки вулканизма в Киселихинском поясе (750–620 млн лет), так как этот этап представлен единственным зерном. Наиболее вероятный возраст накопления — начало второй половины неопротерозоя (800–750 млн лет). В это время регион развивался в обстановке рифтогенеза, и в область размыва мог попасть локальный источник, упомянутый выше.

Цирконы второй половины неопротерозоя широко представлены только в обр. 439604, где на их долю приходится 104 анализа из 117. Порода представляет собой вулканомиктовый песчаник, и фактически этим образцом нам действительно удалось опробовать магматическую провинцию, аналогов которой нет в основной части Енисейского кряжа. Наибольшее количество датировок (98 анализов) сосредоточено в интервале 726–606 млн лет с явным сгущением значений в диапазоне 672–622 млн лет (70 анализов). Разнообразие обломков вулканитов, наблюдающихся в шлифе, указывает на дифференцированный (надсубдукционный) вулканический комплекс. Внутренняя структура кристаллов циркона отражает эпизоды растворения и обрастания, присутствуют зерна как с осцилляционной, так и с секториальной зональностью; вероятно, эродировались не только вулканиты, но и плутонические породы. С учетом данных по цирконам песчаника (обр. 441202), это был магматизм не в островной дуге, а в активной континентальной окраине, который продолжался на протяжении 120 млн лет и включал интервал непрерывного массового вулканизма длительностью 50 млн лет. Конкордантный возраст кластера из пяти самых молодых анализов составляет 620 ± 6 млн лет, 2σ , СКВО 3.9, что соответствует началу эдиакария. Это значение принято в качестве максимального возраста осадконакопления. Данная оценка не учитывает двух обособленных позднеэдиакарских датировок (560 и 566 млн лет), которых недостаточно для уверенных выводов.

Подобные массовые проявления поздненеопротерозойского дифференцированного вулканизма в Енисейском кряже отсутствуют. Известны только незначительные по масштабу выходы

рифтогенных базальтов или бимодальных вулкаников с возрастом 715–700 млн лет (Ножкин и др., 2007, 2013; Кузнецов и др., 2019; Rud'ko et al., 2020). Предположительно, вулканический пояс, опробованный обр. 439604, располагался западнее современного Енисейского кряжа и ныне погребен под чехлом Западно-Сибирской плиты.

Кембрийские цирконы присутствуют в обр. 439402 в количестве 15 кристаллов, образующих кластер с возрастом 500 млн лет (поздний кембрий) (рис. 76). Еще три зерна подобного возраста присутствуют в обр. 439403. На катодолюминесцентных изображениях кристаллы данной популяции демонстрируют магматическую секториальную и осцилляционную зональность, иногда нарушенную вследствие метаморфического воздействия; встречаются кристаллы с метаморфическими оболочками (рис. 7а). Такие зерна могли бы принадлежать какому-нибудь мигматитовому комплексу. Следовательно, размывался полноценный позднекембрийский ороген. Возможны два варианта интерпретации этого факта: либо толща, из которой отобраны указанные образцы, является верхнекембрийской–ордовикской, либо эта толща является неопротерозойской, а кембрийские цирконы в ней представляют результат засора.

Платформенный чехол, включающий породы позднего кембрия и ордовика, в которых можно было бы ожидать присутствие цирконов с возрастом 500 млн лет, перекрывал некогда весь Енисейский кряж. Останцы нижнепалеозойского чехла присутствуют и в северной части кряжа, показанной на рис. 1. Это фрагмент чехла, на котором написано “Вороговка” (50 км к СВ от исследованного участка), и попавшая на рисунок северная часть обширного выхода средне-верхнекембрийских (эвенкийская свита) и ордовикских пород, на котором написано “Тис” (100 км к ЮЮВ). Данные о возрасте детритовых цирконов непосредственно из этих выходов отсутствуют, но известны для цирконов из пород эвенкийской свиты восточной приплатформенной части кряжа. Проанализированный образец песчаника этой свиты содержит цирконы с широким спектром возрастов, включая почти весь неопротерозой, палеопротерозой (основная часть зерен) и архей (Прияткина и др., 2016). Присутствуют также датировки 500 млн лет, причем выраженный пик возрастов на кривой плотности распределения имеет немного более древнее значение, чем 500 млн лет (точнее по приведенному в публикации рисунку определить невозможно). Сходный пик (480 млн лет) присутствует и в среднеордовикских песчаниках из нижнего течения р. Подкаменная Тунгуска (Кузнецов и др., 2022). Но еще большее сходство с обсуждаемыми образцами выявлено в спектрах возрастов обломочных цирконов в породах чехла Сибирской платформы на территории, расположенной южнее, прибли-

зительно в 1000 км к ЮЮВ от изучаемого района. Два образца из самой верхней части кембрийского разреза, отобранные из двух пунктов, отстоящих друг от друга на 500 км, выявили одинаковые возрастные спектры. Объединенные анализы в количестве 137 конкордантных значений демонстрируют следующее распределение возрастов: архей и палеопротерозой – 23 зерна; мезопротерозой – 4 зерна; неопротерозой – 59 зерен с KDE пиками 800 и 620 млн лет; палеозой – 50 зерен. Палеозой представлен кембрийскими зернами (за исключением одного нижнеордовикского), которые образуют единую обособленную популяцию с выраженным пиком 506 млн лет (Gladkochub et al., 2022).

Кембрийские цирконы во всех обсуждавшихся образцах происходят из нижнепалеозойских орогенов, обрамлявших Сибирский палеоконтинент с юга. Следует подчеркнуть, что его площадь к началу палеозоя увеличилась за счет приращения к нему неопротерозойских террейнов. На широте Енисейского кряжа граница кембрийского Сибирского палеоконтинента намечается в 200–300 км западнее р. Енисей. Кембрийская вулканическая толща разбурена скважиной Вездеходная-4 в 270 км к ЗЮЗ от р. Солоха. Здесь вскрыты нижнекембрийские базальты и глубоководные осадки общей мощностью 1300 м, интерпретированные как комплекс задугового бассейна (Конторович и др., 1999). Подобные породы вряд ли содержат много циркона, но туфы кислого и среднего состава эпизодически встречаются в отложениях среднего–верхнего кембрия и нижнего ордовика, представленных платформенными фациями, во многих скважинах, пробуренных на левобережье Енисея гораздо ближе к исследованному району (Сараев, Филиппов, 2015). Предполагается, что вулканогенный материал поступал с юго-запада. Аналогичный материал мог присутствовать и в породах эвенкийской свиты среднего–верхнего кембрия, которая перекрывала когда-то всю западную зону Енисейского кряжа, и присутствие в ней популяции цирконов с усредненным возрастом 500 млн лет кажется вполне уместным. Следовательно, проблемные обр. 439402 и 439403 теоретически можно было бы отнести к незадокументированным выходам эвенкийской свиты. Отсутствие признаков метаморфизма в этих породах, судя по имеющимся шлифам, согласуется с таким предположением.

Тем не менее мы считаем более правдоподобным второй вариант: опробованы неопротерозойские породы, а популяция 500 млн лет является результатом засора. В пользу этого варианта можно привести следующие доводы. (1) Если исключить кембрийские значения, то спектр возрастов детритовых цирконов обр. 439402 и 439403 весьма сходен с таковым у пород киселихинской свиты северной части пояса. Шесть образцов детрито-

вого циркона из этой свиты демонстрировались А.Б. Кузьмичевым с соавторами (2022), три образца со сходными неопротерозойскими кластерами обсуждались М.К. Данукаловой с соавторами (2022). (2) Неопротерозойские и палеопротерозойские цирконы обр. 439402 получены из локального источника, сложенного мезопротерозойскими (или палеопротерозойскими) породами, прорванными гранитами с возрастом 900 млн лет (см. обсуждение выше). Экспозиция такого источника в районе места отбора образца во время накопления пород эвенкийской свиты представляется маловероятной. Кембрийские цирконы в этом образце действительно могли быть получены из пород эвенкийской свиты. Можно представить, что во время размытия платформенного чехла устойчивые к выветриванию тяжелые минералы, включая циркон, просаживались по трещинам в выветрелые подстилающие породы, вместе с которыми и были опробованы.

ВЫВОДЫ

1. Обр. 441202 представляет собой несортированный полевошпат-кварцевый песчаник, состоящий из продуктов разрушения пород кристаллического фундамента Сибирского кратона, транспортированных на короткое расстояние. По аналогии с мезопротерозойскими породами сухопитской серии восточных и центральных районов Енисейского кряжа с похожим набором возрастов детритовых цирконов, мы полагаем, что обсуждаемый песчаник также накапливался в мезопротерозое на пассивной окраине Сибирского континента. Исаковский океанический бассейн, отделявший в неопротерозое Киселихинский пояс от континента, в это время еще не раскрылся.

2. В двух образцах карбонатизированных песчаников и гравелитов (обр. 439402 и 439403), отобранных из соседних обнажений, содержатся раннекембрийские цирконы фундамента Сибирского кратона и цирконы первой половины неопротерозоя. Полученные по этим образцам данные не надежны, так как цирконов из них было выделено слишком мало и, кроме того, в этих образцах присутствуют палеозойские цирконы, которые мы считаем результатом засора. Однако если кембрийские цирконы не принимать в расчет, то именно эти образцы по возрастным спектрам сходны с породами, закартированными как киселихинская свита в северной части одноименного пояса (Кузьмичев и др., 2022; Данукалова и др., 2022). Важность этих образцов заключается в том, что они подтверждают возможность прослеживания некой стратифицированной толщи (не принципиально, как ее именовать) вдоль всего пояса от самой северной его части, где она представлена кристаллическими сланцами, до южной части, где породы не метаморфизованы заметным обра-

зом. Предположительный возраст свиты – середина неопротерозоя (800–750 млн лет), когда обломочные породы могли накапливаться за счет локальных источников, экспонированных в обстановке рифтогенеза.

3. Вулканомиктовый песчаник (обр. 439604), состоящий из обломков разнообразных вулканических и в меньшей степени плутонических пород, позволил опробовать магматическую провинцию позднего неопротерозоя. Разнообразие вулканитов, включающих обломки пород разной кремнекислотности, указывает на надсубдукционную обстановку. Вулканический пояс, вероятно, погребен под фанерозойскими осадками Западно-Сибирской плиты и только своим краем захватывает Киселихинский пояс. Магматизм продолжался более 100 млн лет и включал эпизод массового непрерывного вулканизма в интервале 672–622 млн лет. Опробованный песчаник имеет эдиакарский возраст: максимальный возраст осадконакопления 620 ± 6 млн лет (2 σ , конкордантный кластер из 5 анализов).

4. Проанализированные образцы отобраны из отложений трех разных уровней разреза докембрия: из мезопротерозоя, основания второй половины неопротерозоя, верхов неопротерозоя, которые следует отнести к разным стратиграфическим сериям. Накопление этих серий прерывалось этапами деформаций, вызывавших экспонирование и вовлечение в область эрозии новых комплексов магматических и метаморфических пород, о чем свидетельствуют спектры возрастов детритовых цирконов. Схема стратиграфии Киселихинского пояса требует пересмотра.

5. В совокупности с выводами по северной части пояса (Данукалова и др., 2022; Кузьмичев и др., 2022), полученные результаты заставляют внести коррективы в сценарий тектонической эволюции Енисейского кряжа. В первой половине неопротерозоя (1000–800 млн лет) Киселихинский пояс представлял собой участок внешней зоны активной окраины Сибирского палеоконтинента. В этой зоне фиксируются проявления надсубдукционного магматизма, более ранние, чем предполагалось в (Kuzmichev, Sklyarov, 2016). Зона была отчленена от континента в процессе рифтогенеза, осуществившегося в интервале 800–750 млн лет. Соответственно, в современной основной части Енисейского кряжа сохранилась только тыловая часть активной окраины раннего неопротерозоя с неполной тектонической зональностью. Во второй половине неопротерозоя, в интервале 750–600 млн лет, Киселихинский пояс развивался в виде микроконтинента с фундаментом Сибирского кратона, переработанным в неопротерозое, и не являлся океанической островной дугой, как это предполагалось в (Vernikovskiy et al., 2003; Kuzmichev, Sklyarov, 2016). С внешней (западной) сто-

роны микроконтинент был ограничен активной окраиной. В современной структуре пояс корректно именовать Киселихинским террейном, большая часть которого скрыта под чехлом Западно-Сибирской плиты.

Благодарности. Авторы признательны Б.Б. Кочневу за тщательный анализ рукописи и конструктивные замечания и рекомендации, позволившие сделать ее более логичной, и Н.Б. Кузнецову за рецензирование работы и полезные комментарии.

Источники финансирования. Работа выполнена при финансовой поддержке РФФ (грант № 22-77-10096).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Варганов А.С., Москалев В.А., Бармин В.А., Качевский Л.К. и др.* Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 1000000 (третье поколение). Серия Ангаро-Енисейская. Лист Р-46 (Северо-Енисейский). Комплект карт и объяснительная записка (470 с.). СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2010.
- Верниковский В.А., Верниковская А.Е., Черных А.И., Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Ковач В.П., Яковлева С.З., Федосеенко А.М.* Порожнинские гранитоиды Приенисейского офиолитового пояса – индикаторы неопротерозойских событий на Енисейском кряже // Докл. АН. 2001. Т. 381. № 6. С. 806–810.
- Вишневская И.А., Летникова Е.Ф., Прошенкин А.И., Маслов А.В., Благовидов В.В., Метелкин Д.В., Прияткина Н.С.* Вороговская серия венда Енисейского кряжа: хемостратиграфия и данные U–Pb-датирования детритовых цирконов // Докл. АН. 2017. Т. 476. № 3. С. 311–315.
- Данукалова М.К., Кузьмичев А.Б., Бабицкий Е.Ф., Дубенский А.С.* Поиски террейна, столкнувшегося с Енисейской окраиной Сибирского палеоконтинента в конце неопротерозоя. 2. “Архейский блок” на северо-западе Исаковского домена Енисейского кряжа // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Материалы научной конференции. Вып. 20. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2022. С. 63–65.
- Качевский Л.К., Качевская Г.И., Грабовская Ж.М.* Геологическая карта Енисейского кряжа. Масштаб 1 : 500000. Красноярск: Красноярскгеолсъемка, 1998.
- Ковригина Е.К.* (отв. ред.). Государственная геологическая карта СССР. Масштаб 1 : 1000000 (новая серия). Лист Р-46, 47 – Байкит. Объяснительная записка. Л.: Ленингр. карт. фабрика объедин. “Аэрогеология”, 1981. 199 с.
- Ковригина Е.К., Ковригин Ф.П.* Стратиграфия докембрия западного склона Енисейского кряжа в бассейне рек Верхней и Нижней Сурних, Столбовой и Исаковки // Информ. сб. ВСЕГЕИ. 1960. № 40. С. 3–15.
- Ковригина Е.К., Ковригин Ф.П.* Магматические породы северо-западной части Енисейского кряжа // Тр. ВСЕГЕИ. 1967. Т. 112. С. 140–154.
- Козлов П.С., Лиханов И.И., Реввердатто В.В., Зиновьев С.В.* Тектонометаморфическая эволюция гаревского поли-
- метаморфического комплекса Енисейского кряжа // Геология и геофизика. 2012. Т. 53. № 11. С. 1476–1496.
- Конторович А.Э., Сараев С.В., Казанский А.Ю., Каишанов В.А., Конторович В.А., Пономарчук В.А., Тищенко В.М., Филиппов Ю.Ф.* Новый терригенно-вулканогенный разрез кембрия и положение западной границы Сибирской платформы (по материалам параметрического бурения на Вездеходной площади, Томская область) // Геология и геофизика. 1999. Т. 40. № 7. С. 1022–1031.
- Кочнев Б.Б., Прошенкин А.И., Покровский Б.Г., Летникова Е.Ф.* Тасеевская серия венда юго-западной окраины Сибирской платформы: изотопно-геохимические и геохронологические данные, возраст и корреляция // Геология и геофизика. 2020. Т. 61. № 10. С. 1370–1385.
- Кузьмичев А.Б.* Тектоника Исаковского синклинали Енисейского кряжа. Автореф. дисс. ... канд. геол.-мин. наук. М.: ГИН РАН, 1987. 19 с.
- Кузнецов Н.Б., Прияткина Н.С., Рудько С.В., Шаццло А.В., Коллинз В.Дж., Романюк Т.В.* Первые данные о U/Pb изотопных возрастах и Lu/Hf-изотопно-геохимической систематике детритных цирконов из лопатинской свиты (пограничные уровни венда–кембрия) и тектоническая природа Тейско-Чапского прогиба (СВ Енисейского кряжа) // Докл. АН. 2018. Т. 479. № 1. С. 49–53.
- Кузнецов Н.Б., Рудько С.В., Шаццло А.В., Рудько Д.В., Дубенский А.С., Шешуков В.С., Каныгина Н.А., Романюк Т.В.* U–Pb датировки цирконов из диамиктитов р. Вороговка на севере Енисейского кряжа – первые геохронологические доказательства оледенения Стерт в Сибири // Проблемы тектоники континентов и океанов. Материалы LI Тектонического совещания. М.: ГЕОС, 2019. Т. 1. С. 310–315.
- Кузнецов Н.Б., Колесникова А.А., Прияткина Н.С., Романюк Т.В., Шаццло А.В.* Возраст и геохимические характеристики метагранитов Енисейского кряжа: сибирские корни Центрально-Ангарского террейна // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Материалы совещания. Вып. 18. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2020а. С. 193–196.
- Кузнецов Н.Б., Шаццло А.В., Романюк Т.В., Колесникова А.А., Дубенский А.С., Шешуков В.С., Ляпунов С.М., Московский Д.В.* Первичные источники циркона из обломочных пород неопротерозойских и нижнепалеозойских толщ Восточно-Ангарской зоны (север Енисейского кряжа) // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Материалы совещания. Вып. 18. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2020б. С. 197–199.
- Кузнецов Н.Б., Покровский Б.Г., Романюк Т.В., Страшко А.В., Новикова А.С., Дубенский А.С., Ерофеева К.Г., Шешуков В.С., Дронов А.В.* Источники обломочного материала для песчаников среднеордовикской байкитской свиты (байкитские песчаники) нижнего течения р. Подкаменная Тунгуска (Байкитская антеклиза) // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Материалы научной конференции. Вып. 20. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2022. С. 153–154.
- Кузьмичев А.Б., Данукалова М.К., Хубанов В.Б.* Фрагменты океанической литосферы в структуре Исаков-

- ской аккреционной призмы (Енисейский кряж): обоснование субдукции под окраину Сибирского палеоконтинента в позднем неопротерозое // Тектоника современных и древних океанов и их окраин. Материалы XLIX Тектонического совещания. М.: ГЕОС, 2017. С. 204–207.
- Кузьмичев А.Б., Данукалова М.К., Бабицкий Е.Ф., Со-мскова А.В., Хубанов В.Б., Брянский Н.В., Дубенский А.С. Поиски террейна, столкнувшегося с Енисейской окраиной Сибирского палеоконтинента в конце неопротерозоя. 1. Состав, возраст и геодинамическая позиция “островодужного” Порожнинского гранитного комплекса на СЗ окраине Енисейского кряжа // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Материалы научной конференции. Вып. 20. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2022. С. 158–160.
- Летникова Е.Ф., Кузнецов А.Б., Вишневецкая И.А., Вещева С.В., Прошенкин А.И., Джени Х. Вендская пассивная континентальная окраина юга Сибирской платформы: геохимические, изотопные (Sr, Sm–Nd) свидетельства, данные U–Pb датирования LA-ICP-MS детритовых цирконов // Геология и геофизика. 2013. Т. 54. № 10. С. 1507–1529.
- Летникова Е.Ф., Прошенкин А.И., Вишневецкая И.А., Иванов А.В. Смена источников сноса рифейских и вендских терригенных отложений краевых частей Сибирской платформы (север, запад, юг): результаты U–Pb датирования детритовых цирконов и Sm–Nd изотопные данные // Тектоника современных и древних океанов и их окраин. Материалы XLIX Тектонического совещания. М.: ГЕОС, 2017. С. 243–246.
- Ножкин А.Д., Постников А.А., Наговицин К.Е., Травин А.В., Станевич А.М., Юдин Д.С. Чингасанская серия неопротерозоя Енисейского кряжа: новые данные о возрасте и условиях формирования // Геология и геофизика. 2007. Т. 48. № 12. С. 1307–1320.
- Ножкин А.Д., Качевский Л.К., Дмитриева Н.В. Поздне-неопротерозойская рифтогенная метариолит-базальтовая ассоциация Глушихинского прогиба (Енисейский кряж): петрогеохимический состав, возраст и условия образования // Геология и геофизика. 2013. Т. 54. № 1. С. 58–71.
- Ножкин А.Д., Лиханов И.И., Баянова Т.Б., Серов П.А. Первые данные о поздневендском гранитоидном магматизме северо-западной части Саяно-Енисейского аккреционного пояса // Геохимия. 2017. № 9. С. 800–810.
- Прияткина Н.С., Кузнецов Н.Б., Шаццло А.В., Рудько С.В., Худoley А.К., Коллинз В.Дж. U–Pb датирование цирконов из позднедокембрийских и раннепалеозойских песчаников Енисейского кряжа // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Материалы совещания. 2016. Вып. 14. С. 230–232.
- Прияткина Н.С., Кузнецов Н.Б., Рудько С.В., Шаццло А.В., Худoley А.К., Романюк Т.В., Маслов А.В. Погоруйская свита протерозоя Енисейского кряжа: возраст и источники сноса по данным изотопного U–Pb датирования обломочных цирконов // Докл. АН. 2019. Т. 484. № 2. С. 195–199.
- Самсонов А.В., Постников А.В., Спиридонов В.А., Ларионова Ю.О., Ларионов А.Н., Травин А.В., Постникова О.В., Соловьева Н.В., Сабиров И.А., Спиридонов И.В. Неоархейские гранитоиды на западе Тунгусского супертеррейна, фундамент Сибирской платформы: геохронология, петрология, тектоническое значение // Петрология. 2021. Т. 29. № 5. С. 451–477.
- Самсонов А.В., Ерофеева К.Г., Ларионова Ю.О., Ларионов А.Н., Кузнецов Н.Б., Романюк Т.В., Соловьева Н.В., Жиличева О.М., Дубенский А.С., Шешуков В.С. Восточная окраина неоархейского Тунгусского супертеррейна: данные по скважинам в центральной части Сибирского кратона // Петрология. 2022. Т. 30. № 6. С. 663–676.
- Сараев С.В., Филиппов Ю.Ф. Доюрские магматические комплексы Предьенейского осадочного бассейна на юго-востоке Западной Сибири // Междунар. научн. конф. “Недропользование. Горное дело. Направления и технологии поиска, разведки и разработки месторождений полезных ископаемых. Геоэкология”. Сб. материалов. Новосибирск, 2015. Т. 1. С. 145–149.
- Стороженко А.А., Васильев Н.Ф. Карта золотоносности северной части Енисейского кряжа. Масштаб 1 : 200000. Красноярскгеолсъемка, 2012.
- Стороженко А.А., Васильев Н.Ф., Пиманов А.В., Дмитриева Е.В., Дмитриев Г.А., Миллер В.Я. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 200000. Серия Енисейская. Лист Р-46-XXV (р. Вороговка). Объяснительная записка. М.: Московский филиал ВСЕГЕИ, 2019. 188 с.
- Gladkochub D.P., Donskaya T.V., Stanevich A.M., Pisarevsky S.A., Zhang S., Motova Z.L., Mazukabzov A.M., Li H. U–Pb detrital zircon geochronology and provenance of Neoproterozoic sedimentary rocks in southern Siberia: new insights into breakup of Rodinia and opening of Paleo-Asian Ocean // Gondwana Res. 2019. V. 65. P. 1–16.
- Gladkochub D.P., Motova Z.L., Donskaya T.V., Khubanov V.B., Sizov A.V. Cambrian/Ordovician boundary as a milestone in the sedimentation history of the southern Siberian craton: evidence from U–Pb dating of detrital zircons // J. Asian Earth Sci. 2022. V. 8. 100107. <https://doi.org/10.1016/j.jaesx.2022.100107>
- Kuzmichev A.B., Sklyarov E.V. The Precambrian of Transgaria, Yenisei Ridge (Siberia): Neoproterozoic microcontinent, Grenville-age orogen, or reworked margin of the Siberian craton? // J. Asian Earth Sci. 2016. V. 115. P. 419–441.
- Ludwig K.R. Isoplot 3.6. A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel // Berkeley Geochronology Center Spec. Publ. 2008. № 4. 57 p.
- Paton C., Woodhead J.D., Hellstrom J.C., Hergt J.M., Greig A., Maas R. Improved laser ablation U–Pb zircon geochronology through robust downhole fractionation correction // Geochem. Geophys. Geosyst. 2010. V. 11. Q0AA06. <https://doi.org/10.1029/2009GC002618>
- Paton C., Hellstrom J., Paul B., Woodhead J., Hergt J. Iolite: freeware for the visualisation and processing of mass spectrometric data // J. Anal. At. Spectrom. 2011. V. 26 (12). P. 2508–2518.
- Petrus J.A., Kamber B.S. VizualAge: a novel approach to laser ablation ICP-MS U–Pb geochronology data reduction // Geostand. Geoanal. Res. 2012. V. 36 (3). P. 247–270.
- Priyatkina N., Khudoley A.K., Collins W.J., Kuznetsov N.B., Huang H.-Q. Detrital zircon record of Meso- and Neoproterozoic sedimentary basins in northern part of the Siberian

- Craton: characterizing buried crust of the basement // *Precambrian Res.* 2016. V. 285. P. 21–38.
- Priyatkinina N., Collins W.J., Khudoley A.K., Letnikova E.F., Huang H.-Q.* The Neoproterozoic evolution of the western Siberian Craton margin: U–Pb–Hf isotopic records of detrital zircons from the Yenisey Ridge and the Prisaian Uplift // *Precambrian Res.* 2018. V. 305. P. 197–217.
- Rud'ko S., Kuznetsov N., Shatsillo A., Rud'ko D., Malyshev S., Dubenskiy A., Sheshukov V., Kanygina N., Romanyuk T.* Sturtian glaciation in Siberia: evidence of glacial origin and U–Pb dating of the diamictites of the Chivida Formation in the north of the Yenisei Ridge // *Precambrian Res.* 2020. V. 345. 105778.
<https://doi.org/10.1016/j.precamres.2020.105778>
- Slama J., Košler J., Condon D.J., Crowley J.L., Gerdes A., Hancher J.M., Horstwood S.A.M., Morris G.A., Nasdala L., Norberg N., Schaltegger U., Schoene B., Tubrett M.N., Whitehouse M.J.* Plešovice zircon – a new natural reference material for U–Pb and Hf isotopic microanalysis // *Chem. Geol.* 2008. V. 249 (1–2). P. 1–35.
- Sovetov Ju.K., Le Heron D.P.* Birth and evolution of a Cryogenian basin: glaciation, rifting and sedimentation in the Vorogovka Basin, Siberia // *Sedimentology.* 2016. V. 63. P. 498–522.
- Vermeesch P.* On the visualisation of detrital age distribution // *Chem. Geol.* 2012. V. 312–313. P. 190–194.
- Vernikovskiy V.A., Vernikovskaya A.E., Kotov A.B., Sal'nikova E.B., Kovach V.P.* Neoproterozoic accretionary and collisional events on the western margin of the Siberian craton: new geological and geochronological evidence from the Yenisey Ridge // *Tectonophysics.* 2003. V. 375. P. 147–168.
- Vernikovskiy V.A., Vernikovskaya A.E., Wingate M.T.D., Popov N.V., Kovach V.P.* The 880–864 Ma granites of the Yenisey Ridge, western Siberian margin: geochemistry, SHRIMP geochronology, and tectonic implications // *Precambrian Res.* 2007. V. 154. P. 175–191.
- 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 // *Geostandard Newslett.* 1995. V. 19. P. 1–23.

Рецензенты Б.Б. Кочнев, Н.Б. Кузнецов

The First Detrital Zircon Data on the Northwestern Precambrian Yenisei Ridge: Identification of the Continental–Arc Kiselikha Terrane

A. B. Kuzmichev^{a, #}, A. A. Storozhenko^b, M. K. Danukalova^a, V. B. Khubanov^c, and A. S. Dubenskiy^a

^a *Geological Institute, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia*

^b *JSC “Siberian PGO”, RosGeo, Krasnoyarsk, Russia*

^c *Dobretsov Geological Institute, Siberian Branch, Russian Academy of Sciences, Ulan-Ude, Russia*

[#] *e-mail: nsi.kuzmich@yandex.ru*

Northwestern segment of the Precambrian Yenisei Ridge contains ophiolite and is known in the literature as the Isakovka terrane or Isakovka domain. We suggest dividing it into two belts: the Kiselikha one (western) and Torzhikha (eastern), which differed in geodynamic regime during the late Neoproterozoic (~750–600 Ma). It is believed that the Kiselikha belt is composed mostly of volcanic rocks erupted at island arc setting in the second half of the Neoproterozoic, and that collision of this arc with Siberian continent formed the Yenisei Ridge orogen. This idea has not been sufficiently confirmed by geological and geochronological data. Dating of four detrital zircon samples extracted from sedimentary and volcanic-sedimentary rocks in the southern part of the belt revealed that the sampled strata belong to three different Precambrian levels: the Mesoproterozoic, the mid Neoproterozoic (800–750 Ma), and the end of the Neoproterozoic (620–600 Ma). Thus the authorized stratigraphic layout of the belt as well as its proposed island-arc origin require revision. By this paper we announce the identification of the Kiselikha terrane, which was a part of active margin of the Siberia paleocontinent at the beginning of the Neoproterozoic. Approximately in the middle of the Neoproterozoic, this block was rifted off Siberia and further evolved as a microcontinent bounded by an active margin from the outer side.

Keywords: Yenisei Ridge, Neoproterozoic, Mesoproterozoic, detrital zircons, Siberian craton, Siberian paleocontinent