

УДК 550.42, 551.24

U–Pb-ВОЗРАСТ ДЕТРИТОВОГО ЦИРКОНА ИЗ САБАНТУЙСКОЙ ХРОМИТОВОЙ ПАЛЕОРОССЫПИ СРЕДНЕЙ ПЕРМИ (ЮЖНОЕ ПРЕДУРАЛЬЕ)

© 2024 г. И. Р. Рахимов^{1,2,*}, Е. В. Пушкарёв¹, В. С. Червяковский¹, С. А. Дьякова²

Представлено академиком РАН К.Е. Дегтяревым 25.12.2023 г.

Поступило 25.12.2023 г.

После доработки 26.02.2024 г.

Принято к публикации 04.03.2024 г.

Получены первые U–Pb-датировки детритового циркона из хромитовых песчаников средне-пермской Сабантуйской палеороссыпи, локализованной в Южном Предуралье. Распределение U–Pb-датировок имеет одномодальный характер с пиком 420–400 млн лет. Две трети всех определений имеют девонский возраст, а более половины из них отвечают раннему девону, в течение которого на Южном Урале сформировались надсубдукционные офиолитовые и сопровождающие их высокобарические метаморфические комплексы, а также проявился ультрамафит-мафитовый магматизм. Эти совмещённые в пространстве геологические тела, выведенные на поверхность в меланжевой зоне Главного Уральского разлома или тектонически перемещённые к западу от него в виде офиолитовых аллохтонов, являются главными источниками детритовых хромита и циркона в Сабантуйской палеороссыпи.

Ключевые слова: Южное Предуралье, хромитовая палеороссыпь, детритовый циркон, U–Pb-возраст, источник сноса

DOI: 10.31857/S2686739724070012

ВВЕДЕНИЕ

В Южном Предуралье выделен новый хромитоносный район (рис. 1 а), включающий многочисленные мелкие аллювиальные и прибрежно-морские хромитовые и хромит-титаномagnetитовые россыпи, локализованные в карбонатно-терригенных отложениях биармийского отдела перми и терригенных отложениях миоценового отдела неогена [1]. В качестве главного источника детритового хромита на основе изучения его морфологии и состава мы рассматриваем офиолитовые комплексы Южного Урала, однако они значительно удалены (>200 км) от обнаруженных россыпей в современных координатах, что не характерно для хромитовых россыпей, имеющих обычно проксимальный источник [2]. Крупнейшим рудопроявлением является Сабантуйская палеороссыпь прибрежно-морского генезиса с ресурсами Сг не менее 3750 т, расположенная в 200 км юго-западнее г. Уфа

(рис. 1 а). Песчаные породы, в которых локализована Сабантуйская хромитовая залежь, характеризуются весьма разнообразным составом обломочного материала, что предполагает связь с различными источниками осадочно-метаморфогенного и магматического происхождения [3]. К тому же, формирование хромитоносных офиолитов на Урале имело длительную историю — от докембрия до девона [4–8]. В связи с этим, актуальна проблема выяснения преобладающих источников сноса хромитоносных песчаников и обоснования принципиальной возможности образования дистальных хромитовых россыпей. Одним из эффективных инструментов для решения обозначенных проблем является датирование детритового циркона, который содержится во всех изученных образцах песчаников. В настоящей статье представлены результаты U–Pb-датирования детритового циркона из средне-пермской Сабантуйской палеороссыпи и обсуждаются его главные источники.

¹Институт геологии и геохимии Уральского отделения Российской Академии наук, Екатеринбург, Россия

²Институт геологии Уфимского Федерального Исследовательского Центра Российской Академии наук, Уфа, Россия
*E-mail: rigel92@mail.ru

ГЕОЛОГИЯ И ЛИТОЛОГИЯ

В тектоническом отношении район исследований приурочен к юго-восточной окраине

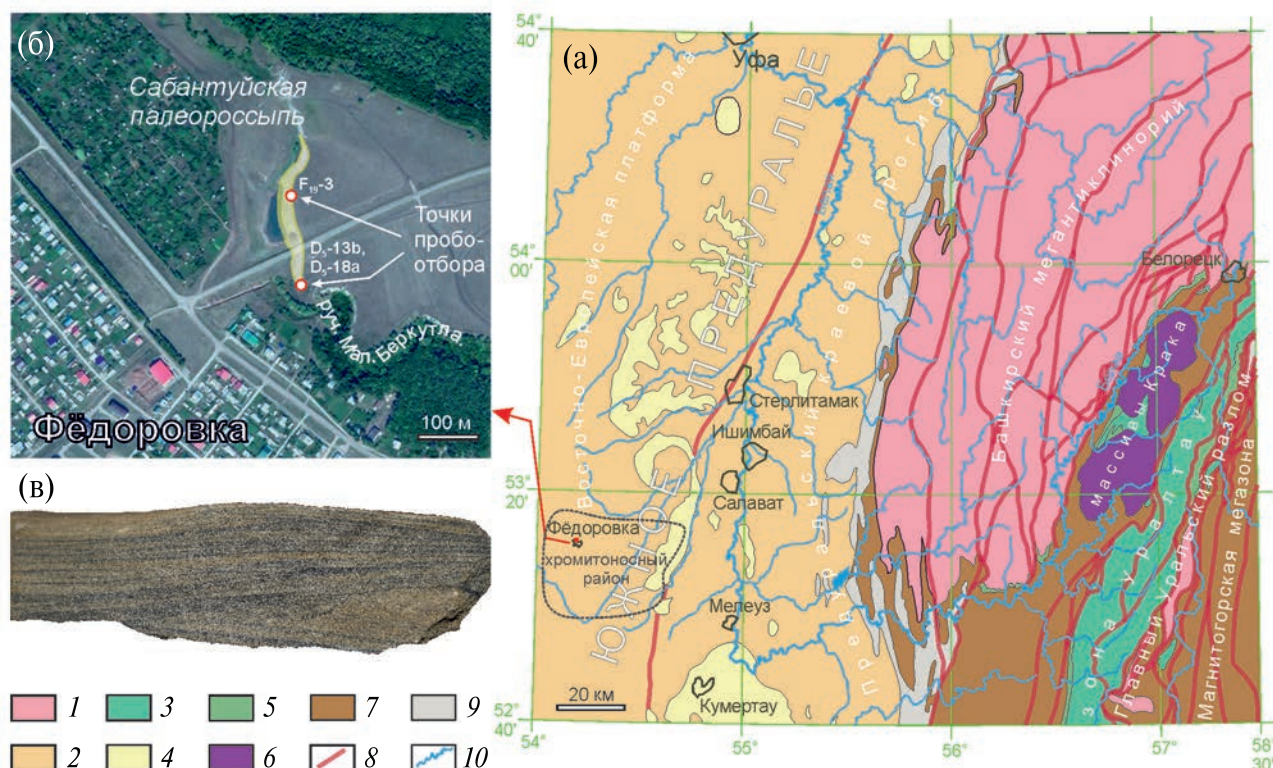


Рис. 1. а – структурно-тектоническая схема Южного Предуралья по [3]; б – спутниковый снимок с контуром Сабантуйской палеороссыпи; в – образец хромитового песчаника.

Легенда: 1 – осадочно-метаморфические комплексы рифея и венда, 2 – карбонатно-терригенные толщи перми, 3 – вулканогенно-осадочные комплексы ордовика, 4 – терригенные отложения неогена, 5 – вулканогенно-осадочные комплексы силура, 6 – офиолиты, 7 – вулканогенно-осадочные комплексы девона, 8 – разломы, 9 – карбонатно-терригенные толщи карбона, 10 – реки.

Южно-Татарского свода. Сабантуйское рудопроявление локализовано в толще полимиктовых песчаников казанского века (вордского – в Международной шкале) (P_2) на левом берегу руч. Малая Беркутла (рис. 1 б). Хромитовая залежь размером 350×50 м в плане и мощностью 0.9–1.0 м находится под 2-м пачкой микритовых известняков уржумского века (P_2). Ниже хромитовой залежи находятся горизонтально- и косослоистые граувакковые песчаники мощностью не менее 15 м, отлагавшиеся в условиях постоянного колебания уровня моря [3]. Хромитовые песчаники хорошо отсортированы и содержат обломки осадочных пород, кристаллических сланцев, базитов и серпентинитов, а также зёрна кварца, силикатных и рудных минералов. Они имеют карбонатный цемент контактового типа и представлены чередованием полос, богатых и бедных обломочной рудной фракцией. Содержание хромита в ней достигает 70 об. %, размер зёрен 150–250 мкм. Слои высокохромистых песчаников варьируют

от 1 до 130 мм по мощности (рис. 1 в), содержание Cr_2O_3 в них достигает 17.2 мас. %, в среднем в залежи 10.6 ± 5.8 мас. % Cr_2O_3 . Помимо хромита, в тяжёлой фракции хромитовых песчаников установлены: титаномагнетит, ильменит, магнетит, амфибол, клинопироксен, циркон, рутил, гематит, эпидот, гранат.

МЕТОДИКА

U–Pb-изотопное датирование циркона выполнено на квадрупольном масс-спектрометре с индуктивно связанной плазмой NexION 300S с приставкой для лазерной абляции NWR 213 (ЦКП УрО РАН “Геоаналитик”, Екатеринбург). Процедура измерения Pb/U-изотопных отношений и алгоритм расчёта возраста изложены в [9]. Диаметр кратера составлял 25 и 50 мкм в зависимости от морфологии зерна. U–Pb-возраст для стандартов GJ-1, 91500 и Plesovice равен 600.6 ± 1.3 (СКВО = 1.7, количество измерений $N = 41$), 1064.5 ± 4.0 (СКВО = 0.0062, $N = 15$)

и

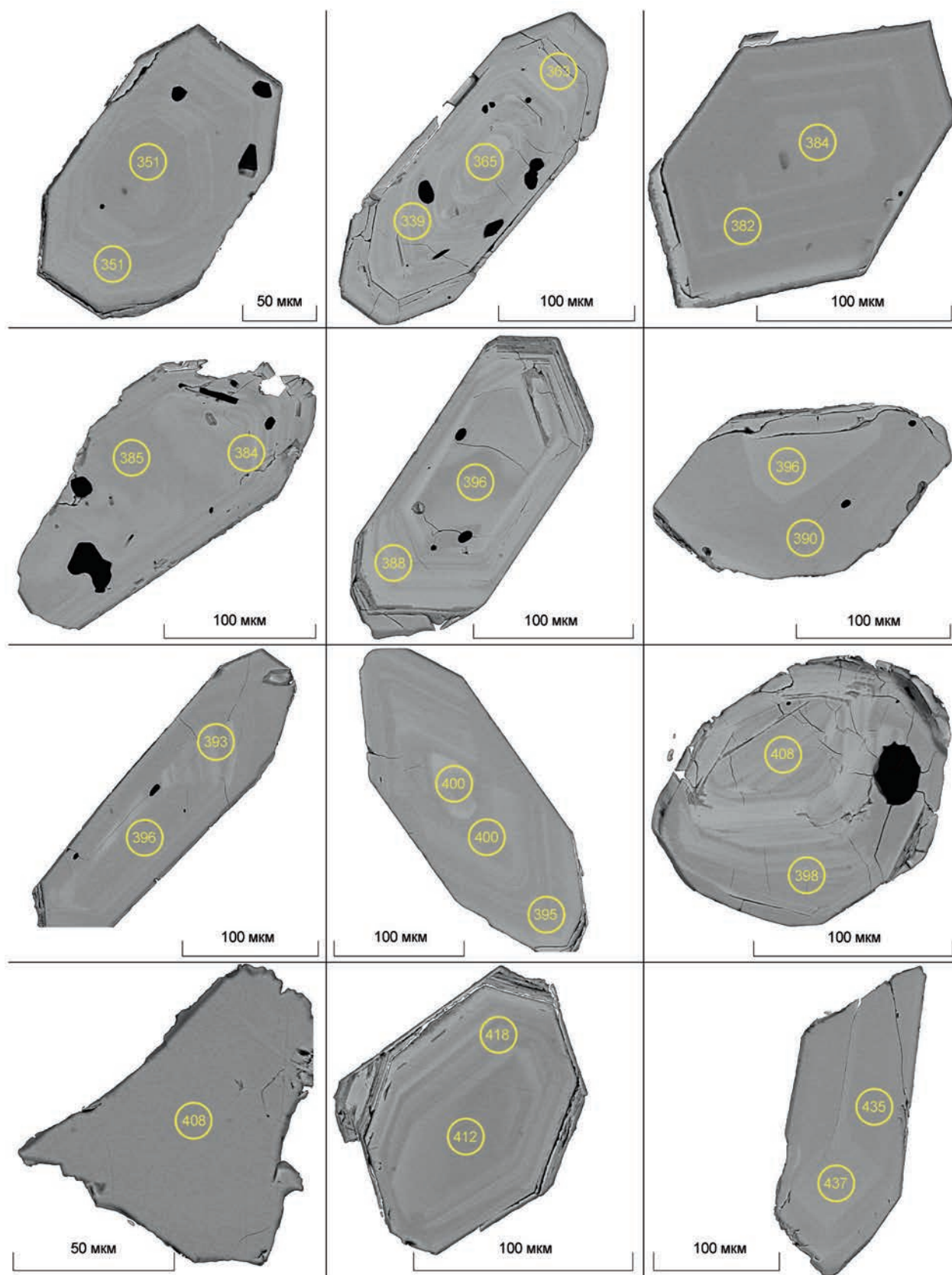


Рис. 2. Изображения в режиме обратно-рассеянных электронов представительных зёрен циркона с разметкой для локального LA-ICP-MS-анализа и обозначением $^{206}\text{U}/^{238}\text{Pb}$ -датировки.

338.0 ± 1.2 (СКВО = 0.57, $N = 17$) млн лет, соответственно, в рамках данной измерительной сессии, погрешность в виде 1σ . Получено 253 определения U–Pb-возраста в 142 зёрнах циркона из трёх проб хромитовых песчаников: из южной (D_5 -13b – средняя часть, D_5 -18a – прикровельная часть залежи) и северной (F_{19} -3 – кровельная часть залежи) точек пробоотбора по простиранию (рис. 1 б). В каждом зерне циркона сделано от 1 до 3 определений в направлении от центра к краю.

РЕЗУЛЬТАТЫ

Зёрна циркона под микроскопом имеют преимущественно бледно-жёлтую окраску и реже бесцветны. Они представлены идиоморфными коротко- и длиннопризматическими кристаллами с преобладающим размером 150–250 мкм, иногда обломками кристаллов (рис. 2). Большинство из них не имеет признаков окатанности. Небольшая часть зёрен окатана, некоторые из них резорбированы. Циркон обычно характеризуется осцилляторной, реже секториальной зональностью, либо не зонален. Многие зёрна содержат включения апатита размером до 100 мкм. Редко встречаются включения полевых шпатов, слюд и хлорита, обычно приуроченные к краям зёрен циркона.

На U–Pb-изотопной диаграмме с конкордией (рис. 3) показана вся совокупность полученных возрастных данных по детритовому циркону. В 142 зёрнах из 253 определений 245 имеют конкордантные изотопные отношения ($D < 10\%$, по $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ - и $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ -данным): в 5 проанализированных зёрнах дискордантные значения получены в ядрах, ещё в 3 зёрнах – в краях. В 130 зёрнах различие возраста ядра и края не превышает 10%, дискордантные определения исключены из выборки. Из 245 конкордантных определений 78 (31%) попадают в возрастной кластер 420–400 млн лет (рис. 4 а), а 57 определений (23%) находятся в диапазоне 440–420 млн лет. 84% всех определений приходится на диапазон возрастов от силура до карбона включительно. Никаких статистически значимых различий в распределении датировок между разными пробами песчаников не выявлено (рис. 4 а). Наибольшая выборка циркона (161 определение, или 66%) соответствует девонскому возрасту из которых: D_1 – 57%, D_2 – 24%, D_3 – 19% (рис. 4 б, в). Ещё 13% (33 определения) датировок отвечают силуру, 15 определений (6%) относятся к нижнему карбону (из них только 5 получены в ядре, остальные – по краям зёрен с ядрами девонского

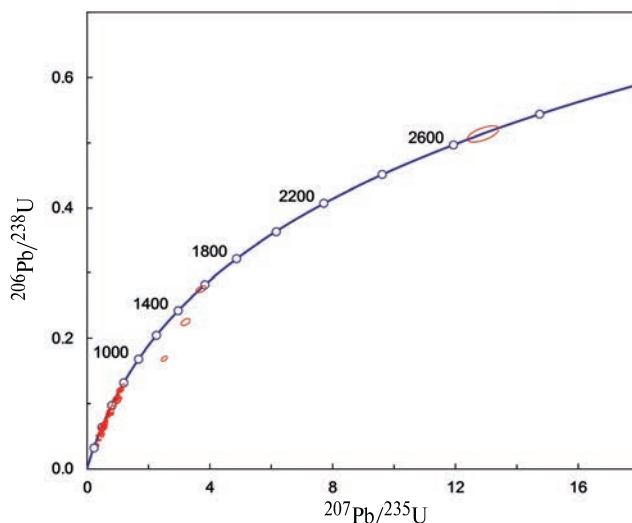


Рис. 3. $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ – $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ -изотопная диаграмма с конкордией для всех проанализированных зёрен детритового циркона из Сабантуйской хромитовой палеороссыпи.

возраста), по 7 определений (3%) – к ордовика и кембрию, 3 определения (1%) – к венду, 17 определений (7%) – к рифею, 1 определение – к архею. При этом докембрийские возраста циркона получены как в ядрах, так и в краях зёрен. Все зёрна с докембрийскими датировками окатаны.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ И ВЫВОДЫ

Изучение пермских глинисто-терригенных пород южной части Предуральяского прогиба показало их связь с денудацией разнообразных по вещественному составу тектонически сближенных блоков коллизионного орогена, находившихся к западу от Урала [10]. При этом преобладающий тип источника не выявлен, а основная часть детритовых цирконов (63%) из позднепермских песчаников Бельской впадины имеет ранне-среднерифейский возраст [10]. После заполнения Предуральяского прогиба в конце ранней перми, терригенный материал стал поступать в более западные области, включая Южно-Предуральский хромитоносный район [3].

В возрастном диапазоне 400–420 млн лет, в который укладывается треть всех полученных датировок детритового циркона из среднепермской Сабантуйской хромитовой палеороссыпи, на Южном Урале фиксируются проявления мафит-ультрамафитового и габбро-диоритового магматизма, образование высокобарических метаморфических комплексов и формирование надсубдукционных офиолитов [4, 5, 11–13].

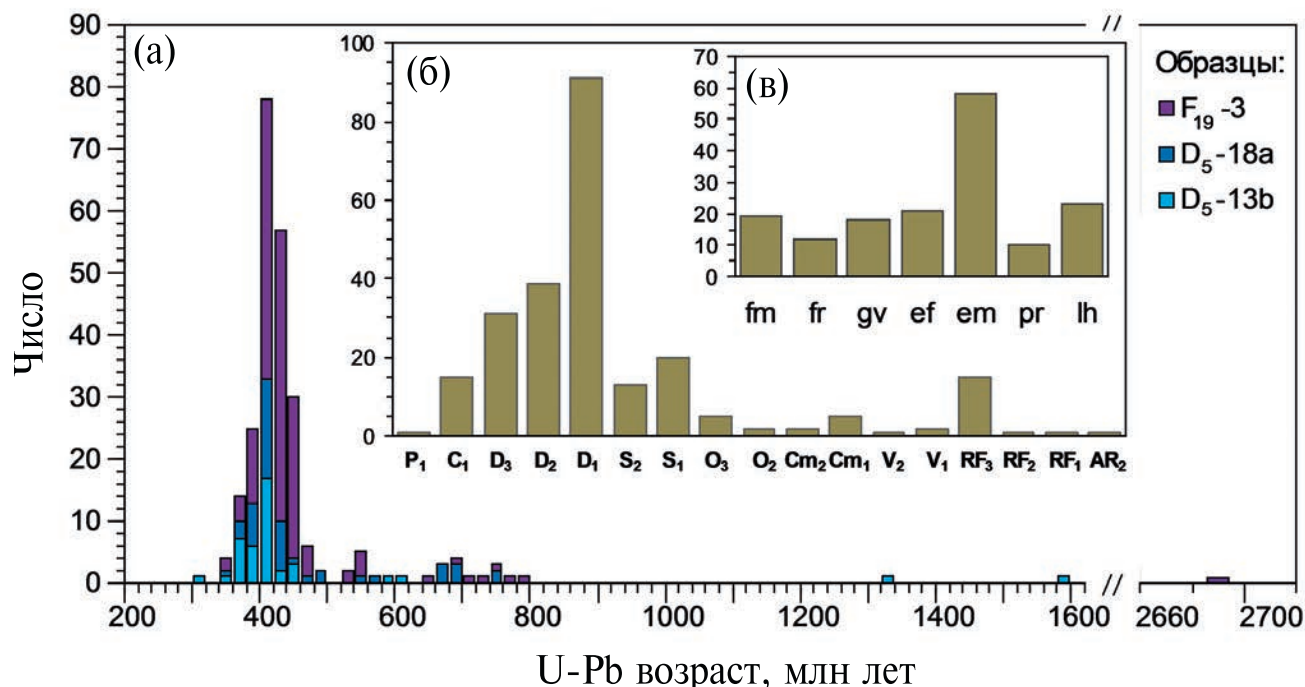


Рис. 4. Гистограммы распределения $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ -возрастов детритового циркона из хромитовых песчаников Сабантуйской хромитовой палеороссыпи: а и б — для всех с разделением (а) и без разделения (б) на пробы, в — для девонских датировок по ярусам.

В конце раннего девона в пределах Палеоуральского океана происходит заложение зоны субдукции с формированием Магнитогорской островной дуги [5]. Наиболее ранние проявления островодужного магматизма датируются $D_1\text{ems}_2$ (баймак-бурибаевский комплекс), который продолжался до $D_2\text{zv}-D_3\text{f}_1$ (улутауский комплекс) [14, 15]. Согласно [5] кордильера Урал-Тау, препятствовавшая распространению эродированного материала на запад, не существовала до позднего девона. Количество детритового циркона средне- и позднедевонского возраста в Сабантуйской палеороссыпи уступает раннедевонским, а большая её удалённость позволяет предположить, что вклад терригенного материала Магнитогорской дуги в пермских осадках Южного Предуралья был незначительным. Начиная с раннего карбона снос обломочного материала с Магнитогорской мегазоны на запад ещё менее вероятен и незначительное присутствие каменноугольных цирконов может быть связано с интрузиями этого возраста, находившимися к западу от Уралтау. По нашим данным [2, 3] главными источниками детритового хромита Сабантуйской палеороссыпи являлись офиолиты Южного Урала, более вероятно — Кракинский аллохтон, но не исключено участие

Хабарнинского аллохтона и массивов зоны Главного Уральского разлома (ГУР). Поэтому в качестве главных источников циркона Сабантуйской палеороссыпи мы рассматриваем тектонические блоки магматических и осадочно-метаморфических пород (в особенности раннедевонского возраста), пространственно ассоциирующие с офиолитовыми массивами и меланжевым ореолом.

В Кракинском аллохтоне габбро-афиболиты не датировались, но получены U–Pb-датировки циркона из пород массива Узянский Крак [6], характеризующие два этапа — 590–550 и 445–390 млн лет. Первый связывается с глубинным расслоением блоков лерцолитов на комплементарные серии дунитов и гранатовых пироксенитов, а второй — с их перемещением на верхнекоровый уровень. Незначительно представлены “молодые” пермско-юрские (299–196 млн), а также “древние” архей-протерозойские (2037–632 млн) цирконы.

Систематические данные по геохронологическому изучению габбро-гипербазитовых и метаморфических комплексов Хабарнинского аллохтона, включая изотопные K–Ar-, Ar–Ar-, Rb–Sr-, Sm–Nd-методы, а также U–Pb-датировки циркона, показали, что их формирование произошло

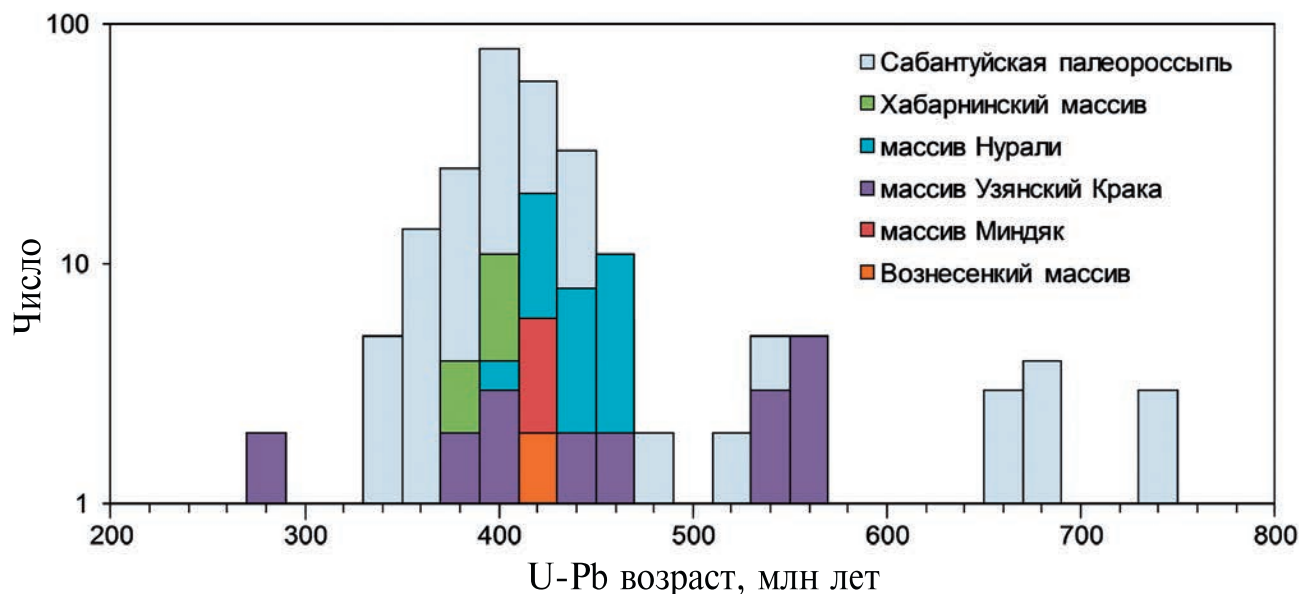


Рис. 5. Гистограмма распределения $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ -возрастов циркона из хромитовых песчаников Сабантуйской палеороссыпи Южного Предуралья и габброидных и метаморфических блоков, обрамляющих габбро-гипербазитовые массивы Южного Урала по данным [6–8, 12, 16].

в диапазоне 428–362 млн лет с небольшим преобладанием раннедевонских датировок [8].

В зоне ГУР многочисленные датировки выполнены для пород Нуралинского и Миндякского офиолитовых массивов. По данным [7] U–Pb-возраст циркона из лерцолитов Нуралинского массива оценивается в интервале 448–439 млн лет, а возраст дунит-верлит-клинопироксенитовой полосчатой серии этого же массива – 450 ± 4 млн лет [7, 11]. Габбро и диориты, залегающие в восточном обрамлении Нуралинского массива, датированы по циркону 399 ± 2 и 410 ± 1 млн лет [11]. Возраст высокобарических пироксенитов и гранатитов, ассоциированных с Миндякским лерцолитовым массивом, определён Sm–Nd- и U–Pb-методами в диапазоне 417–399 млн лет [12]. Кроме того, раннедевонскую датировку имеет Вознесенский габбро-диоритовый массив (412 ± 3 млн лет, U–Pb-метод по циркону), расположенный в ГУР южнее Нуралинского массива [16].

Сопоставление имеющихся U–Pb-датировок показало довольно хорошую сходимость возрастов детритового циркона Сабантуйской палеороссыпи и циркона из габбро-гранитоидных и метаморфических блоков, ассоциирующих с зонами меланжа в обрамлении офиолитовых массивов Южного Урала (рис. 5). Морфологический облик этих зёрен циркона, характер зональности

и состав минеральных включений также сходны. Это даёт основание предполагать одновременный размыв хромитонесущих офиолитов и палеозойских (в особенности силурийских и девонских) магматических и метаморфических пород (несущих циркон), распространённых в меланже. Ранее мы показали, что состав детритового хромита, а также клинопироксена и амфибола полностью перекрывается диапазоном составов этих минералов из офиолитов Крака [3, 17].

Более 80% всех докембрийских датировок изученного детритового циркона приходится на поздний рифей (RF₃), что может указывать на присутствие в области денудации магматических комплексов Башкирского мегантиклинория (БМА) [10]. В целом метаморфогенно-осадочные комплексы БМА, содержащие детритовый циркон архей-протерозойского возраста, вопреки нашим предположениям, не являлись основным источником терригенного материала в биармийскую эпоху перми в Южном Предуралье. В метаморфитах максютовского комплекса зоны Урала преобладает циркон с датировками древнее 500 млн лет [18, 19], в то же время присутствуют и девонские датировки циркона из эклогитов (360–395 млн лет), в особенности в преобразованных каймах зёрен. Однако по ксеноморфному облику они резко отличаются от детритового циркона Сабантуйской палеороссыпи.

Отношение Th/U во всех изученных нами зёрнах колеблется от 0.13 до 3.88, среднее 0.61, что в целом соответствует циркону магматогенного происхождения [20]. Таким образом, мы можем сделать вывод о тесной связи детритового циркона Сабантуйской хромитовой палеороссыпи с габброидными телами и, возможно в меньшей мере, с блоками метаморфических пород, пространственно ассоциирующими с офиолитовыми массивами Южного Урала и меланжем зоны ГУР. Это не противоречит и тому факту, что в указанных тектонических блоках присутствуют не только девонские, но и более древние породы (в особенности силурийские), а среди обломочного материала в хромитоносных песчаниках присутствуют метабазиты и серпентиниты. Мы не исключаем участие девонских магматических пород Магнитогорской островной дуги, а также осадочно-метаморфических комплексов зоны Уралтау, однако их роль в поставке как минимум рудного материала не могла быть значимой. Роль осадочных и метаморфических комплексов БМА, вопреки нашим ранним представлениям, не столь существенна. Полученные данные свидетельствуют о дистальном происхождении Сабантуйской палеороссыпи, что подчёркивает её уникальность.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена за счёт госбюджетных тем ИГГ УрО РАН (№ 123011800009-9) и ИГ УФИЦ РАН (№ FMRS-2022-0012).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Рахимов И. Р.* Свидетельство о регистрации базы данных RU20222622457 “Реестр хромитовых палеороссыпей Южного Предуралья”.
2. *Rakhimov I. R., Saveliev D. E., Rassomakhin M. A., Samigullin A. A.* Chromian Spinels from Kazanian-Stage Placers in the Southern Pre-Urals, Bashkiria, Russia: Morphological and Chemical Features and Evidence for Provenance // *Minerals*. 2022. V. 12. P. 849.
3. *Rakhimov I. R., Pushkarev E. V., Gottman I. A.* Chromite Paleoplacer in the Permian Sediments at the East Edge of the East European Platform: Composition and Potential Sources // *Minerals*. 2021. V. 11. № 7. P. 691.
4. *Белова А. А., Рязанцев А. В., Разумовский А. А., Дегтярев К. Е.* Раннедевонские надсубдукционные офиолиты в структуре Южного Урала // *Геотектоника*. 2010. № 4. С. 39–64.
5. *Пучков В. Н.* Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении). Уфа: ИГ УНЦ РАН, 2010. 279 с.
6. *Краснобаев А. А., Русин А. И., Русин И. А., Бушарина С. В.* Цирконы, цирконовая геохронология и вопросы петрогенезиса лерцолитовых массивов Южного Урала // *Геохимия*. 2011. № 5. С. 506–522.
7. *Краснобаев А. А., Русин А. И., Анфилов В. Н., Вализер П. М., Бушарина С. В., Медведева Е. В.* Цирконология лерцолитов Нуралинского массива // *ДАН*. 2017. Т. 474. № 5. С. 593–598.
8. *Пушкарев Е. В., Бирюзова А. П., Готтман И. А., Юдин Д. С., Травин А. В., Костицын Ю. А.* Геотектонический пазл Хабарнинского мафитультамафитового аллохтона на Южном Урале: хронология сборки / *Тектоника и геодинамика Земной коры и мантии: фундаментальные проблемы-2023. Материалы LIV Тектонического совещания*. Т. 2. М.: ГЕОС, 2023. С. 132–136.
9. *Зайцева М. В., Пупышев А. А., Щапова Ю. В., Вотяков С. Л.* U–Pb датирование цирконов с помощью квадрупольного масс-спектрометра с индуктивно-связанной плазмой NexION 300S и приставки для лазерной абляции NWR 213 // *Аналитика и контроль*. 2016. Т. 20. № 4. С. 294–306.
10. *Маслов А. В., Мизенс Г. А., Бадида Л. В., Крупенин М. Т., Вовна Г. М., Киселёв В. И., Ронкин Ю. Л.* Литогеохимия терригенных ассоциаций южных впадин Предуральяского прогиба. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2015. 308 с.
11. *Краснобаев А. А., Вализер П. М.* Цирконы и цирконовая геохронология габбро Нуралинского массива (Южный Урал) // *Литосфера*. 2018. № 4. С. 574–584.
12. *Пушкарев Е. В., Рязанцев А. В., Третьяков А. А., Белова А. А., Готтман И. А.* Гранатовые ультрамафиты и мафиты в зоне Главного Уральского разлома на Южном Урале: петрология, возраст и проблема образования // *Литосфера*. 2010. № 5. С. 101–133.
13. *Scarrow J. H., Savelieva G. N., Glodny J., Montero P., Pertsev A. N. et al.* The Mindyak Paleozoic lherzolite ophiolite, Southern Urals: geochemistry and geochronology // *Ophioliti*. 1999. V. 24. № 2. P. 241–248.
14. *Косарев А. М., Пучков В. Н., Серавкин И. Б.* Петролого-геохимические особенности раннедевонско-эйфельских островодужных вулканитов Магнитогорской зоны в геодинамическом контексте // *Литосфера*. 2005. № 4. С. 22–41.
15. *Косарев А. М., Пучков В. Н., Серавкин И. Б.* Петролого-геохимические особенности среднедевонско-раннекаменноугольных островодужных и коллизионных вулканитов Магнитогорской зоны

- в геодинамическом контексте // Литосфера. 2006. № 1. С. 3–21.
16. Косарев А. М., Пучков В. Н., Ронкин Ю. Л., Серавкин И. Б., Холоднов В. В., Грабежев А. И. Новые данные о возрасте и геодинамической позиции медно-порфировых проявлений зоны Главного Уральского разлома на Южном Урале // ДАН. 2014. Т. 459. № 1. С. 62–66.
 17. Рахимов И. Р. Детритовые клинопироксен и амфибол из хромитоносных песчаников казанского яруса в Южном Предуралье как индикаторы источника хромшпинелидов // Вестник ВГУ. Серия: Геология. 2022. № 3. С. 41–51.
 18. Вализер П. М., Краснобаев А. А., Русин А. И. Жадеит-гроссуляровый эклогит Максютковского комплекса, Южный Урал // Литосфера. 2013. № 4. С. 50–61.
 19. Голионко Б. Г., Рязанцев А. В., Дегтярев К. Е., Каныгина Н. А., Кузнецов Н. Б., Шешуков В. С., Дубенский А. С., Гареев Б. И. Палеозойский возраст метатерригенных толщ максютковского метаморфического комплекса на Южном Урале по результатам U–Pb-датирования зёрен обломочного циркона // ДАН. Науки о Земле. 2020. Т. 493. № 2. С. 11–17.
 20. Hoskin P. W. O., Schaltegger U. The Composition of zircon and igneous and metamorphic petrogenesis // Zircon: Reviews in mineralogy & geochemistry. 2003. V. 53. P. 27–62.

U-Pb AGE OF DETRITAL ZIRCONS FROM THE MIDDLE PERMIAN SABANTUY CHROMITE PALEOPLACER (SOUTHERN PRE-URALS)

I. R. Rakhimov^{a,b,#}, E. V. Pushkarev¹, V. S. Chervyakovskiy¹, S.A. Dyakova²

Presented by Academician of the RAS K.E. Degtyarev December 25, 2023.

^a*Institute of Geology and Geochemistry, Ural Branch of the Russian Academy of Sciences, Yekaterinburg, Russian Federation*

^b*Institute of Geology, Ufa Federal Research Center, Russian Academy of Sciences, Ufa, Russian Federation*

[#]*E-mail: rigel92@mail.ru*

The first U-Pb dating of detrital zircon from chromite sandstones of the Middle Permian Sabantuy paleoplacer, localized in the Southern Pre-Urals, has been obtained. The distribution of U-Pb dates is unimodal with a peak at 420–400 Ma. Two-thirds of all ages are Devonian, and more than half of them correspond to the Early Devonian, during which supra-subduction ophiolitic and accompanying high-pressure metamorphic complexes were formed in the Southern Urals, and ultramafic-mafic magmatism was occurred. These spatially combined geological bodies exposed in the melange zone of the Main Uralian Fault or tectonically moved to the west of it as a ophiolite allochthons, are the main sources of detrital chromite and zircon in the Sabantuy paleoplacer.

Keywords: Southern Pre-Urals, chromite paleoplacer, detrital zircon, U-Pb age, provenance