

УДК 551.71:551.72:550.93(470.55/.57)

АРЕАЛ ПРОЯВЛЕНИЯ ВНУТРИВИЗЕЙСКОЙ ФАЗЫ ТЕКТОГЕНЕЗА В ВОСТОЧНОЙ ЗОНЕ ЮЖНОГО УРАЛА (ПО ДАННЫМ U–Pb ДАТИРОВАНИЯ ДЕТРИТОВЫХ ЦИРКОНОВ ИЗ СОЛНЕЧНОЙ ТОЛЩИ ВЕРХНЕГО ВИЗЕ)

**Александр Вениаминович Тевелев¹✉, Александра Андреевна Борисенко²,
Иван Дмитриевич Соболев³, Алексей Юрьевич Казанский⁴,
Наталья Витальевна Правикова⁵, Егор Владимирович Коптев⁶,
Екатерина Алексеевна Володина⁷, Василий Станиславович Червяковский⁸**

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; ООО НТПП «Геопоиск», Челябинск, Россия; atevelev@yandex.ru ✉

² Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова; Всероссийский научно-исследовательский институт минерального сырья имени М.В. Федоровского, Москва, Россия; borsanya@yandex.ru

³ Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва, Россия; sobolev_id@mail.ru

⁴ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова; Всероссийский научно-исследовательский институт минерального сырья имени М.В. Федоровского, Москва, Россия; kazansky_alex@mail.ru

⁵ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; npravikova@mail.ru

⁶ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; coptevegor@gmail.com

⁷ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; ООО НТПП «Геопоиск», Челябинск, Россия; ekaterina.volodina2015@yandex.ru

⁸ Институт геологии и геохимии им. академика А.Н. Заварицкого (ФГБУН ИГиГ УрО РАН); Екатеринбург, Россия; v.chervyakovskiy@mail.ru

Аннотация. Цель работы состояла в определении источников сноса для верхневизейской солнечной толщи (Южный Урал) с помощью U–Pb датирования детритовых цирконов. Для анализа выбраны 138 кристаллов циркона с дискордантностью в интервале $\pm 10\%$. Подавляющая часть кристаллов циркона имеет ордовикский и кембрийский возраст. Главный пик приходится на начало ордовикского периода (около 480 млн лет назад), а локальные пики — на начало позднего ордовика, середину кембрия и ранний кембрий. Снос терригенного материала происходил исключительно из Восточно-Уральской мегазоны.

Ключевые слова: Южный Урал, визейский век, детритовые цирконы, U–Pb (ЛА–ИСП–МС) датирование, саурская фаза

Для цитирования: Тевелев А.В., Борисенко А.А., Соболев И.Д., Казанский А.Ю., Правикова Н.В., Коптев Е.В., Володина Е.А., Червяковский В.С. Ареал проявления внутривизейской фазы тектогенеза в восточных зонах Южного Урала (по данным U–Pb датирования детритовых цирконов из солнечной толщи верхнего визе) // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2022. № 5. С. 47–56.

THE AREAS OF MANIFESTATION OF THE INTRAVISEAN OROGENY IN THE EASTERN ZONES OF THE SOUTHERN URALS (ACCORDING TO THE DETRITAL ZIRCONS U–Pb DATING DATA FROM THE SOLNECHNAYA FORMATION OF THE UPPER VISEAN)

**Alexander V. Tevelev¹✉, Alexandra A. Borisenko², Ivan D. Sobolev³,
Alexey Yu. Kazansky⁴, Natalia V. Pravikova⁵, Egor V. Koptev⁶, Ekaterina A. Volodina⁷,
Vasilii S. Chervyakovskiy⁸**

¹ Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; “Geopoisk” Ltd., Chelyabinsk, Russia; atevelev@yandex.ru ✉

² Lomonosov Moscow State University; Fedorovsky All-Russian scientific research Institute of mineral resourch, Moscow, Russia; borsanya@yandex.ru

³ Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry; (IGEM) RAS, Moscow, Russia; sobolev_id@mail.ru

⁴ Lomonosov Moscow State University; Fedorovsky All-Russian scientific research Institute of mineral resources, Moscow, Russia; kazansky_alex@mail.ru

⁵ Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; npravikova@mail.ru

⁶ Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; coptevegor@gmail.com

⁷ Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; “Geopoisk” Ltd., Chelyabinsk, Russia; ekaterina.volodina2015@yandex.ru

⁸ The Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry of the Ural Branch of RAS; Ekaterinburg, Russia; v.chervyakovskiy@mail.ru

Abstract. The aim of this work is to determine the provenance for the Upper Visean Solnechnay formation (The Southern Urals) using the U-Pb dating of detrital zircons. 138 zircon grains with discordance range of $\pm 10\%$ were selected for the analysis. The vast majority of the zircons yielded the Ordovician and Cambrian ages. The main peak corresponds to the beginning of the Ordovician period (circa 480 Ma), and the secondary peaks correspond to the beginning of the Late Ordovician, the middle Cambrian, and the early Cambrian. The clastic material was derived from the East Ural megazone exclusively.

Key words: Southern Urals, Visean, detrital zircons, U-Pb (LA-IC-MS) dating, Saurian orogeny

For citation: Tevelev A.V., Borisenko A.A., Sobolev I.D., Kazansky A.Yu., Pravikova N.V., Koptev E.V., Volodina E.A., Chervyakovskiy V.S. The areas of manifestation of the Intravisean orogeny in the Eastern Zones of the Southern Urals (According to the detrital zircons U-Pb dating data from the Solnechnaya Formation of the Upper Visean). *Moscow University Geol. Bull.* 2022; 5; 47–56. (In Russ.).

Введение. Современная структура Урала сформировалась в результате уральского орогенеза, который продолжался с середины московского века до конца перми [Наливкин, 1950; Пучков, 2000; Прудников и др., 2015]. Вместе с тем для восточных зон Уральского орогена существенную роль сыграла фаза тектогенеза, произошедшая в середине визейского века. Несмотря на локальность проявления, ее можно считать предтечей общеуральского орогенеза.

В структуре Восточного Урала традиционно выделяют две мегазоны [Пучков, 2000 и др.]: Магнитогорскую и Восточно-Уральскую, разделенные узкой шовной зоной (Уйско-Новооренбургской) (рис. 1).

Внутривизейская фаза тектогенеза фиксируется в пределах Восточно-Уральской мегазоны по структурному несогласию в основании терригенно-карбонатной солнечной толщи поздневизейского возраста и залегающей выше верхневизейско-серпуховской карбонатной биргильдинской свиты. В Магнитогорской мегазоне несогласие отчетливо не выражено и носит по большей части характер параллельного. Однако внутривизейская фаза тектогенеза косвенно проявлена и в этой мегазо-

не. В середине визейского века в Магнитогорской мегазоне завершился рифтинг, сопровождавшийся вулканизмом (контрастная субщелочная серия), и началось повсеместное карбонатное осадконакопление. Несогласие в основании верхневизейских толщ отмечали многие исследователи, проводившие крупномасштабное геологическое картирование еще в 1970-е гг., однако принципиального значения ему не придавали. Новые данные, полученные при проведении среднемасштабного геологического доизучения [Мосейчук и др., 2013; Тевелев и др., 2018], указывают на существенную роль внутривизейского тектогенеза в формировании структуры Восточного Урала.

Материалы и методы исследований. Цель работы состояла в определении источников сноса для солнечной толщи с помощью датирования детритовых цирконов. Аналитические данные о изотопном составе U-Pb системы получены с использованием масс-спектрометрии (МС) с индуктивно-связанной плазмой (ИСП) и лазерной абляцией (ЛА) проб (ЦКП УрО РАН «Геоаналитик», Екатеринбург). U-Pb датирование кристаллов циркона выполнено на квадрупольном ИСП-МС NexION 300S с приставкой для

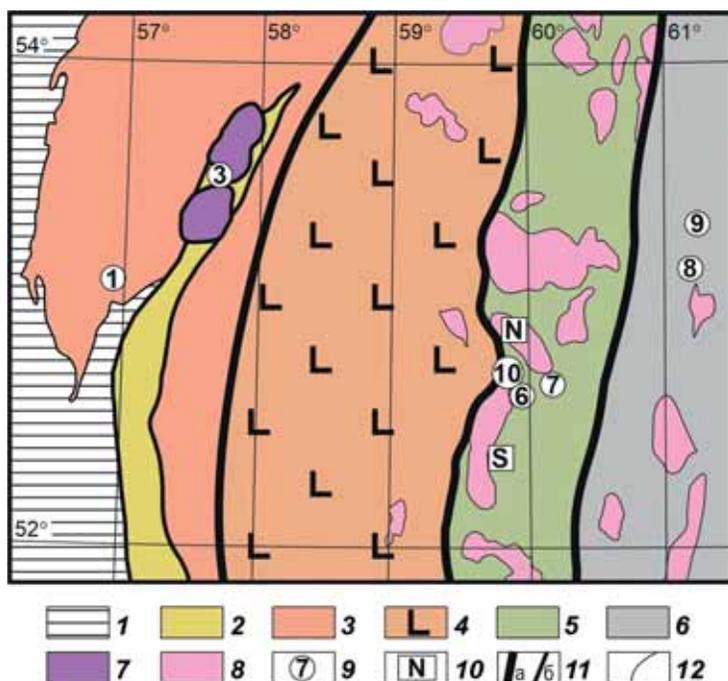


Рис. 1. Схема строения изученного района: 1–6 — структурные элементы Южного Урала: 1 — Предуральский краевой прогиб; 2 — Зилаирский прогиб, включающий Сакмарский и Кракинский аллохтоны; 3 — комплексы Башкирской мегазоны и зоны Уралтау; 4 — Магнитогорская мегазона; 5 — Восточно-Уральская мегазона; 6 — Зауральская мегазона; 7 — ультрамафитовые массивы Крака; 8 — гранитоидные массивы; 9 — точки отбора проб на детритовые цирконы (объяснения см. в тексте); 10 — места отбора проб на цирконы из гранитоидов и метаморфитов (N — Неплюевский массив, S — экзоконтат Суундукского массива); 11 — разрывы (a — главные, б — прочие); 12 — геологические границы

ЛА NWR 213 при диаметре кратера 25 мкм (аналитик В.С. Червяковский). Использованное оборудование размещено в помещении класса чистоты 7 ИСО. Процедура измерения изотопных отношений Pb/U и алгоритм расчета возраста изложены в [Зайцева, 2016]. Гистограммы и кривые плотности вероятности построены в программе Dezirteer 1.0.2 [Powerman et al., 2021].

Результаты исследований и их обсуждение.
Строение Восточно-Уральской мегазоны в середине визейского века. В преддверии внутривизейской фазы тектогенеза Восточно-Уральская мегазона имела отчетливо двухъярусное строение. Фундамент мегазоны был погружен на глубину не менее 2 км и представлял собой цепочку блоков, разделенных широтными разрывами. В строении фундамента принимали участие дислоцированные раннепалеозойские метаморфические и стратифицированные комплексы: гнейсы и кристаллические сланцы кусаканской толщи и углеродистые кварциты чулаксайской свиты раннего палеозоя (?), граувакки рымникской свиты нижнего ордовика, метааркозы маячной свиты нижнего–среднего ордовика, а также аповулканогенные кварц-эпидот-плагноклаз-роговообманковые кристаллосланцы слюдинской толщи предположительно нижнего ордовика. Эти породы были прорваны крупными массивами гранитоидов неплюевского комплекса (Суундукским, Неплюевским, Крыклинским), для которых доказан турнейско-ранневизейский возраст, и Астафьевским массивом предположительно раннекаменноугольного [Попов и др., 2003] или силурийского [Горожанин и др., 1999] возраста. На обеих окраинах мегазоны в позднефранское время сформировались вулканические пояса шошонит-абсарокитовой и шошонит-латит-риодацитово-формаций.

В строении чехла Восточно-Уральской мегазоны участвовали две формации — терригенная параллическая угленосная турне-ранневизейская (брединская свита и ее возрастные аналоги), а также средневизейская высокотитанистых натриевых базальтов (березняковский вулканический комплекс и его аналоги). Детальное изучение раннекаменноугольных вулкаников показало, что они имеют рифтогенную природу [Тевелев, Кошелева, 2002; Тевелев и др., 2005].

Строение Магнитогорской мегазоны в середине визейского века. В Магнитогорской мегазоне внутривизейская фаза проявлена только косвенно — приблизительно в середине визейского века здесь завершился рифтинг и связанный с ним вулканизм, началось повсеместное карбонатное осадконакопление (кизильская свита). Вероятно, кизильская свита залегает на вулканиках с параллельным несогласием. К середине визейского века разрез восточной части мегазоны был представлен девонскими островодужными и турне-ранневизейскими рифтогенными вулканиками с пачками известняков [Мосейчук и др., 2013].

Положение и состав солнечной толщи. Солнечная толща впервые была выделена В.М. Мосейчуком с коллегами [2013] при проведении региональных геологических исследований при подготовке к изданию Государственной геологической карты масштаба 1:200 000 территории листа N-40-XXX, где солнечная толща представлена субаркозовыми, аркозовыми, полимиктовыми, кварцевыми метапесчаниками, метагравелитами с прослоями метаконгломератов, графитсодержащих метаалевролитов, мраморизованных известняков, углистых мергелей. Солнечная толща имеет незначительное распространение в двух ареалах Восточно-Уральской мегазоны. На севере она выходит узкой полосой северо-восточного простирания (приблизительно 8×1 км) и перекрывает гранитоиды неплюевского комплекса Суундукского плутона. Перекрытие доказано детальными работами и данными бурения — базальные валунно-глыбовые конглобрекции солнечной толщи содержат гальку и глыбы плагногранитов неплюевского комплекса [Мосейчук и др., 2013].

Южнее солнечная толща образует несколько разноориентированных пологих складок длиной не более 6 км и шириной 0,5–2,0 км. С аркозовым контактом она налегает на гранитоиды Крыклинского массива того же неплюевского комплекса и согласно перекрыта биргильдинской толщей [Тевелев и др., 2018]. В контакте с Крыклинским массивом в подошве толщи прослеживается пачка базальных гравелитов и конгломератов мощностью 50–100 м с галькой кварцитов, гранитоидов, осколков кварца в кварцево-полевошпатовом песчаном цементе. По простиранию базального горизонта на юг конгломераты и гравелиты сменяются аркозовыми и полимиктовыми гравелистыми полосчатыми песчаниками, в которых полосы и линзочки тонкого материала чередуются с грубозернистыми. Мощность толщи составляет 200–800 м.

В пачке известняков в средней части разреза солнечной толщи, в керне скважины Т.И. Степановой определены фораминиферы *Archaeodiscus karreri* Brady и *Planoarchaeodiscus* (?) sp., которые распространены в отложениях верхов нижнего визе–низов верхнего визе, а Г.В. Лактионовой определен коралл *Aulophyllum fungites* (Flem.), указывающий на поздневизейско-серпуховский возраст. Эти определения, а также залегание под верхневизейскими слоями биргильдинской толщи указывают, что возраст солнечной толщи соответствует началу позднего визе, а точнее — жуковскому времени [Мосейчук и др., 2013].

Источники сноса. Для определения возможных источников сноса была составлена геологическая схема изученного района с элиминированными послераннекаменноугольными комплексами (рис. 2). Изученный локальный бассейн накопления солнечной толщи был расположен на западе Восточно-Уральской мегазоны, вблизи ее границы с Магнитогорской мегазоной. Таким образом, снос

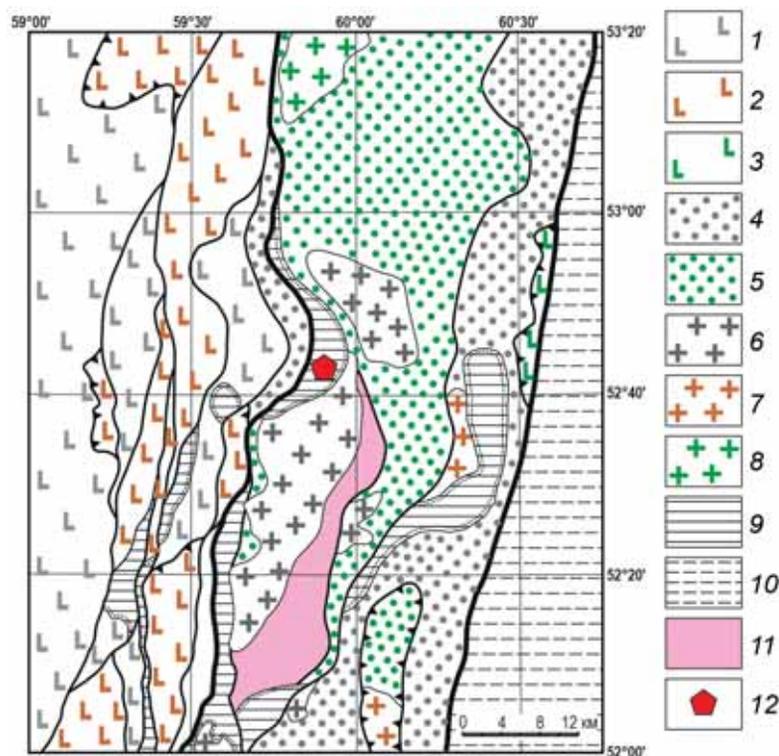


Рис. 2. Схема предполагаемого строения изученного района с элиминированными послераннекаменноугольными образованиями: 1–2 — вулканические комплексы Магнитогорской мегазоны: 1 — каменноугольные, 2 — девонские; 3 — ордовикские базальтоиды; 4, 5 — осадочные комплексы: 4 — каменноугольные, 5 — ордовикские; 6–8 — plutонические комплексы: 6 — раннекаменноугольные, 7 — девонские, 8 — силурийские (?); 9 — поздневизейско-серпуховский чехол; 10 — Зауральская мегазона; 11 — метаморфические комплексы; 12 — место отбора проб из солнечной толщи

терригенного материала, содержащего зерна циркона, мог происходить либо из Магнитогорской мегазоны, сложенной преимущественно девонскими и раннекаменноугольными магматическими породами, либо из Восточно-Уральской, в которой магматические породы имеют в основном силурийский, девонский и раннекаменноугольный возраст. Кроме того, не исключался привнос материала из более дальних источников. Исходя из этих соображений в солнечной толще ожидалось детритовые цирконы главным образом девонского и раннекаменноугольного возраста.

Плутонотипическим для неплюевского комплекса является Неплюевский интрузив. В нем выделяют четыре интрузивные фазы: 1-я фаза — габбро и диориты, 2-я фаза — кварцевые диориты и гранодиориты, 3-я фаза — адамеллиты, 4-я фаза — лейкограниты. Rb-Sr изохронный возраст пород Неплюевского плутона соответствует позднему турне-раннему визе (346–340 млн лет [Попов и др., 2003]). Данные о U-Pb изотопии по цирконам несколько отличаются от таковых, полученных Rb-Sr методом, и определяют изотопный возраст неплюевского комплекса в интервале 334–356 млн лет [Тевелев и др., 2021]. Поскольку массивы неплюевского комплекса перекрыты солнечной толщей, в конгломератах которой присутствует галька гранитоидов, в породах солнечной толщи ожидалось встретить большое количество «неплюевских» цирконов.

Пробы для анализа отбирали в районе дер. Новинка в небольших карьерах, вскрывающих песчаники солнечной толщи из точек, описанных ранее В.М. Мосейчуком с коллегами [2013]: проба № 6021-1 (рис. 3, а) — в северном карьере (52°41'16,18" с. ш.; 59°51'33,04" в. д.), проба № 6021-2 (рис. 3, б) — в юж-

ном карьере (52°41'12,52" с. ш.; 59°51'32,27" в. д.). Песчаники средне-крупнозернистые, субаркозовые, реже аркозовые и полимиктовые, изредка кварцевые, часто косослоистые. Подчиненно развиты конгломераты, графитсодержащие алевролиты. Судя по характеру разреза, перенос материала вряд ли был далеким.

Микроскопически породы пробы № 6021-1 представляют собой однородно буровато-серые с темно-бурыми и черными включениями олигомиктовые песчаники с равномернозернистой мелкозернистой литокристаллокластической (соотношение кластов 1:9) структурой и неотчетливо слоистой текстурой. Размер обломков колеблется от 0,3 до 0,7 мм. В матриксе преобладает средне-мелкозернистая фракция, присутствуют единичные литокласты размером 2–5 мм; сортировка плохая до умеренной, обломки плохо- до угловатоокатанных (рис. 4, а). Литокласты представлены песчаниками, гранитоидами, кристаллокласты — кварцем (85–90%), плагиоклазом и калиевым полевым шпатом (5–10%), мусковит-биотитом (2–3%), отмечены единичные мелкие зерна рудного минерала (по-видимому, магнетита; красно-бурая окраска цемента обусловлена его окислением), а также циркона, рутила, турмалина. Цемент поровый (20–30%), глинисто-карбонатный.

В пробе № 6021-2 песчаники представляют собой желтовато-серые неравномернозернистые литокристаллокластические породы с размером обломков от 0,05 до 2 мм и более. В матриксе преобладает мелкозернистая фракция, сортировка отсутствует, обломки угловатоокатанные или совсем неокатанные (рис. 4, б). Литокласты представлены лейкогранитами, алевролитами, кристаллокласты — кварцем (80–85%) с частично корродированными



Рис. 3. Точки отбора проб на детритовые цирконы: а — № 6021-1, б — № 6021-2. Красными прямоугольниками отмечены места отбора проб

гранями зерен, плагиоклазом и микроклином (10–15%), рудным минералом (2–3%), единичными зернами биотита, мусковита, циркона, рутила. Цемент поровый (15–25%), глинисто-кремневый, карбонатный.

В общей сложности проанализировано 210 зерен циркона из двух проб, впоследствии объединенных в одну выборку. Для построения гистограмм были выбраны 138 кристаллов циркона с дискордантностью в интервале $\pm 10\%$ (табл. 1 доступна по ссылке https://disk.yandex.ru/i/XPwaan_tMwJbw).

Результаты исследований и их обсуждение.

Результаты датирования оказались неожиданными. Во-первых, в выборке оказался только один кристалл циркона турнейского возраста, возможно, из гранитоидов неплюевского комплекса, а во-вторых, в выборке не оказалось ни одного девонского циркона. Подавляющая часть кристаллов с дискордантностью $\pm 10\%$ имеет ордовикский и кембрийский возраст (рис. 5), причем главный пик приходится на самое начало ордовикского периода (около 480 млн лет назад), а локальные пики — на начало позднего ордовика, середину кембрия и ранний кембрий (рис. 6).

В кембрийской популяции кристаллов циркона, включающей частично вендские, выделяются группы зерен с возрастом 490–560 млн лет и выраженными максимумами 492, 516, 532 млн лет. В небольшом количестве (12 шт.) присутствуют вендские цирконы (570–650 млн лет) с максимумами 564 и 572 млн лет. Кембрийские цирконы (37 зерен) представлены прозрачными медово-желтыми субидiomорфными кристаллами с довольно высокой степенью сохранности (существенно окатанных зерен около 2% от всего набора, зерна неокатанные или угловатоокатанные), которые условно можно разделить на две группы. Первая представлена более крупными, бипирамидально-призматическими, удлинёнными ($K_{удл} = 3 \div 5$) кристаллами длиной 80–180 мкм, с небольшими черными включениями. На катодолюминесцентных изображениях (рис. 7, а, б) эти цирконы характеризуются умеренным свечением с хорошо проявленной умеренно контрастной осцилляционной зональностью; судя по рисунку, ядра когенетичны периферийным зонам. Вторая группа представлена более темными кристаллами с четко выраженными инхеритными ядрами. Ясно видна осцилляционная зональность, которая в цен-

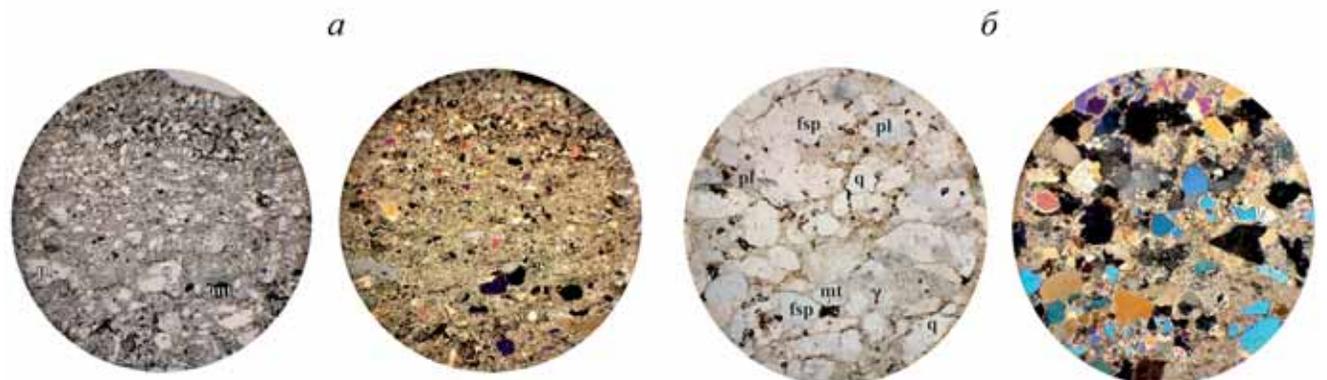


Рис. 4. Микрофотографии шлифов песчаников: а — № 6021-1, б — № 6021-2. Слева — без анализатора, справа — с анализатором; q — кварц, pl — плагиоклаз, fsp — калинариевый полевой шпат, mt — магнетит (поле зрения 1 мм)

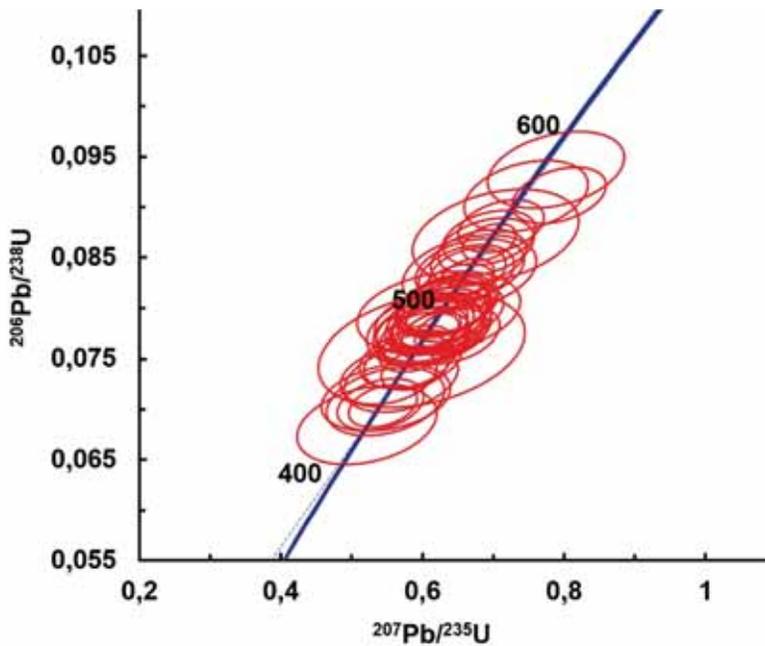


Рис. 5. U-Pb-диаграмма с конкордией для проанализированных детритовых цирконов из песчаников солнечной толщи (пробы № 6021-1 и № 6021-2) на интервале 420–580 млн лет; эллипсы фигуративных точек соответствуют погрешности 2 σ ; дискордантность $\pm 10\%$

тральных частях зерен часто переходит в лоскутную. В этих кристаллах существенно больше крупных зон метамиктного распада, тяготеющих к ядрам.

Цирконы ордовикской популяции (рис. 7, в) с возрастом 450–480 млн лет (49 шт.), с хорошо выраженными максимумами 460, 468, 476, 484 млн лет, представлены полупрозрачными светло-желтыми

угловато окатанными субидиоморфными бипирамидальными короткостолбчатыми ($K_{удл} = 2 \div 3$) кристаллами длиной 100–250 мкм, слегка трещиноватыми, с умеренным количеством черных включений. На катодоллюминесцентных изображениях ордовикские цирконы характеризуются умеренным свечением с умеренно контрастной грубой и тонкой

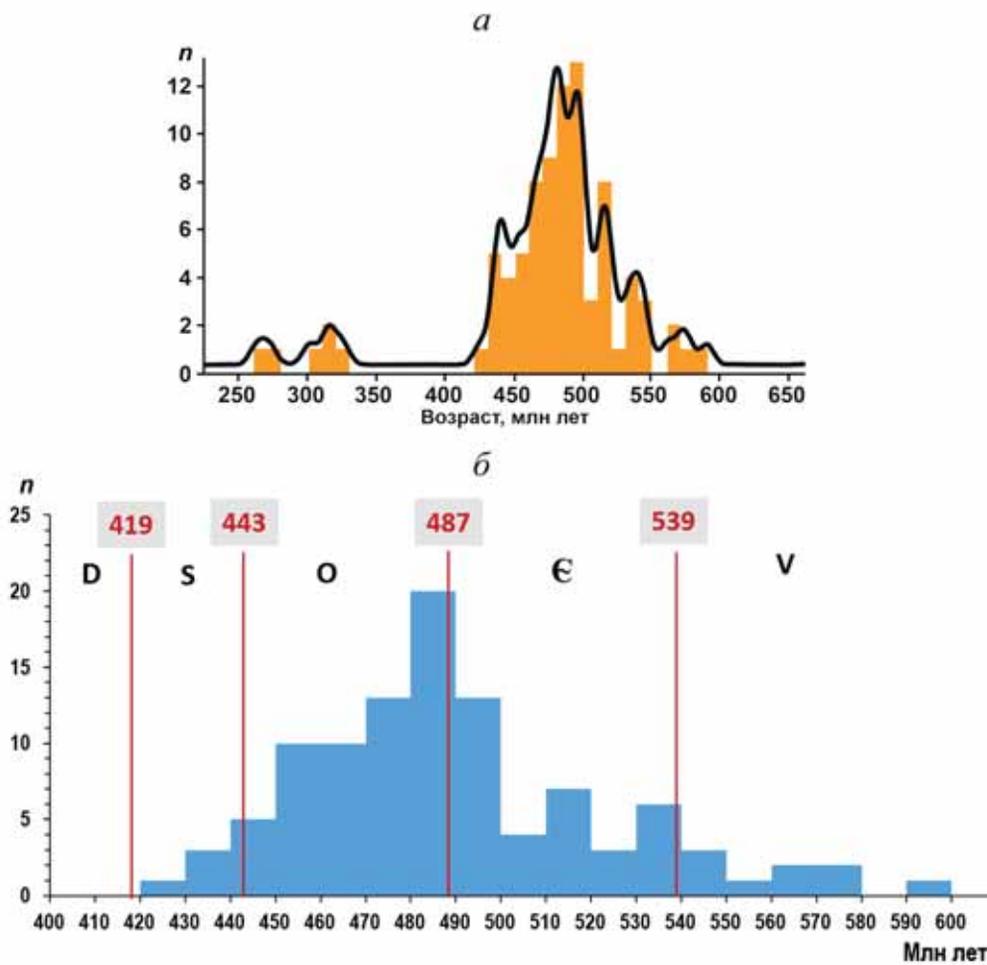


Рис. 6. Гистограммы и кривая плотности вероятности распределения значений возраста детритовых цирконов солнечной толщи: а — полные, б — выборка от 400 до 600 млн лет. Границы систем по [Geologic Time Scale, 2020], округлено до 1 млн лет

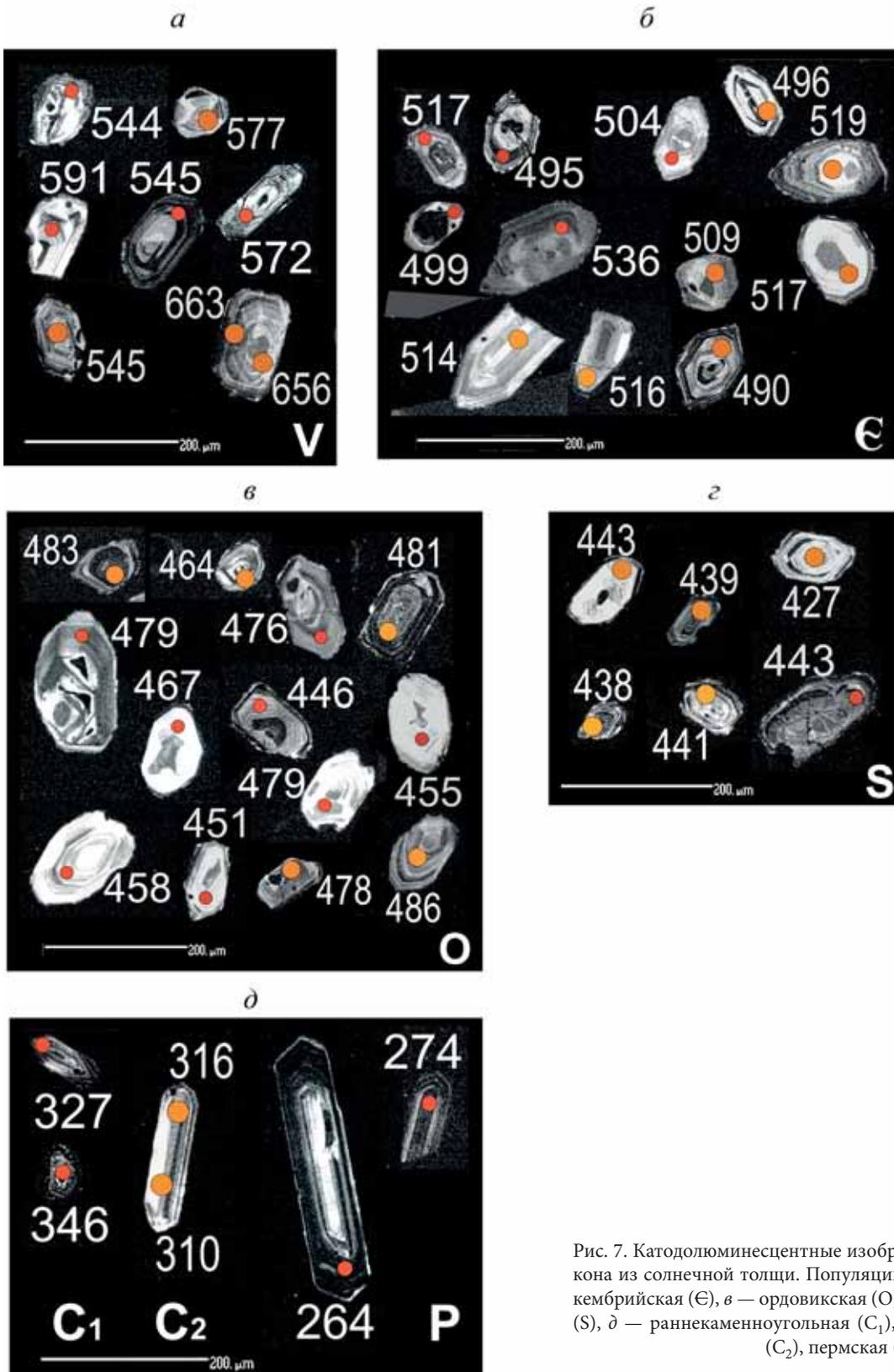


Рис. 7. Катодолуминесцентные изображения кристаллов циркона из солнечной толщи. Популяции: а — вендская (V), б — кембрийская (Є), в — ордовикская (O), г — позднесилурийская (S), д — раннекаменноугольная (C₁), среднекаменноугольная (C₂), пермская (P)

осцилляционной зональностью. У некоторых зерен центральные части имеют метамиктное строение. Но выделяется и несколько зерен, близких по облику к второй группе кембрийских цирконов.

Силурийские цирконы (8 шт.) также представлены индивидами двух групп размером 50–180 мкм. Наиболее распространены желтые субидiomорфные

короткостолбчатые цирконы (рис. 7, г). На катодолуминесцентных снимках они выглядят темно-серыми, почти черными, но при этом в них отчетливо выражена тонкая осцилляционная зональность. К ядрам цирконов часто приурочены черные, иногда амёбовидные зоны газово-жидких включений и зоны метамиктного распада.

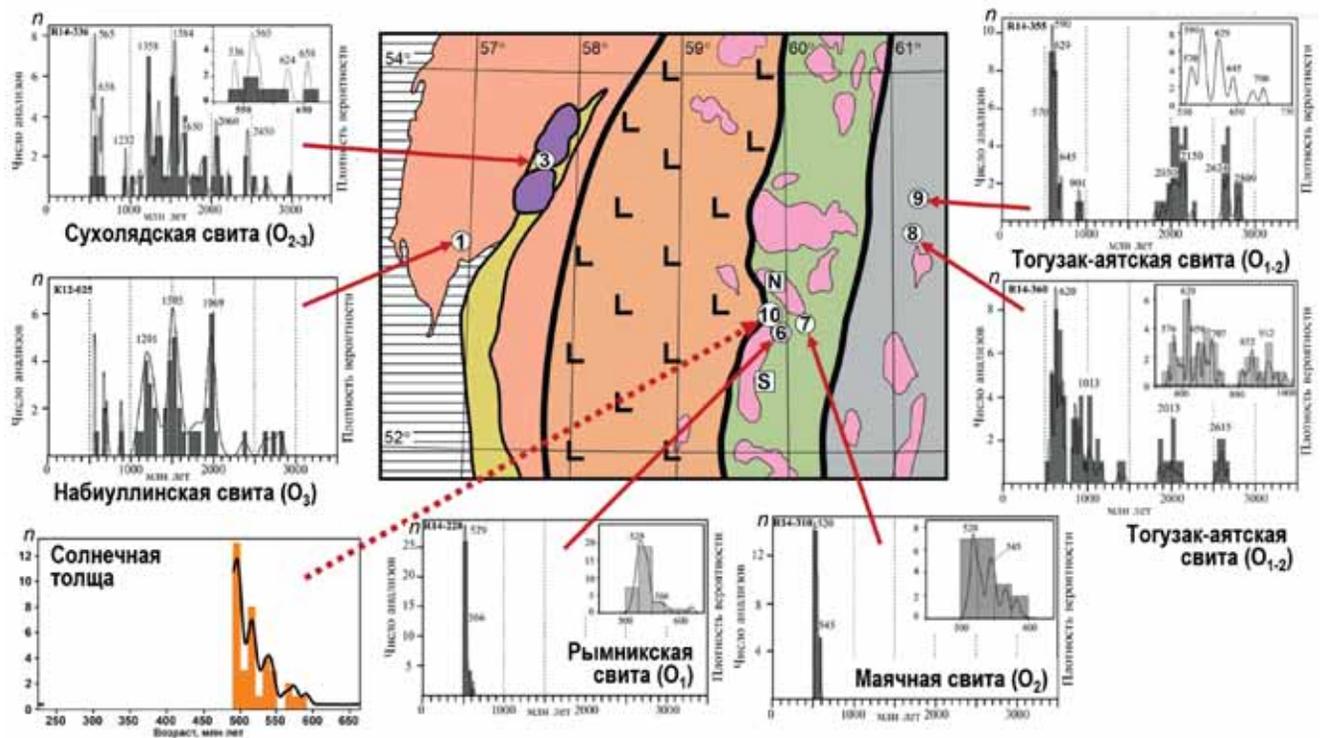


Рис. 8. Схема расположения точек отбора проб на детритовые цирконы и гистограммы распределения значений их возраста. Условные обозначения к геологической схеме см. на рис.1. Объяснения см. в тексте

Три зерна циркона раннекаменноугольного возраста — мелкие (40–50 мкм), темно-серые на катодолюминесцентных изображениях, со слабо выраженной осцилляционной зональностью (рис. 7, д).

Совершенно особый тип представляют среднекаменноугольные (5 шт.) и пермские (2 шт.) кристаллы циркона, которые по морфологии резко отличаются от остальных. Это крупные (до 500 мкм) длиннопризматические ($K_{удл} = 4 \div 7$) кристаллы хорошей огранки, без следов окатанности, с четкой осцилляционной зональностью (рис. 7, д). Они темно-серые, местами почти черные, возможно, высокоурановые, омоложенные. Появление в выборке этой популяции пока не имеет объяснения, возможно, это результат частичного засорения.

Бросается в глаза морфологическое сходство цирконов кембрийской (включая вендские), ордовикской и силурийской популяций. При этом отметим, что доказанных магматических комплексов этого возраста в пределах южной части Восточно-Уральской мегазоны нет. Поэтому источники сноса ордовикских и кембрийских цирконов приходится искать в других комплексах.

Анализ распределения значений возраста детритовых цирконов из верхневизейской солнечной толщи позволяет сделать важные выводы о источниках сноса, о характере и ареале проявления внутривизейского тектогенеза, а также существенно уточнить представления о каменноугольной геодинамике Южного Урала.

Выводы. 1. Источником ордовикских цирконов могут служить предположительно силурийские гранитоиды Астафьевского массива и островодужные метавулканыт слюдинской толщи [Мосейчук и др., 2013]. Еще раз подчеркнем, возраст этих образований принят в существенной степени условно. Кембрийские комплексы при региональных исследованиях в этом районе вообще не выделяются.

2. Другим источником детритовых цирконов солнечной толщи могут быть метаморфические комплексы обрамления Суундукского массива (точка «S» на рис. 8). По данным А.В. Рязанцева [2020], возраст цирконов из гранитогнейсов зеленодольского комплекса составляет 478 ± 5 млн лет, что соответствует главному пику гистограммы распределения, а возраст цирконов из биотит-кварц-полевошпатовых гнейсов кусаканской свиты — 529 ± 6 млн лет, что соответствует локальному пику гистограммы.

3. В качестве возможных источников кембрийско-вендской популяции детритовых цирконов солнечной толщи можно рассматривать терригенные породы рымникской и маячной свит ордовика (точки 6 и 7 на рис. 8). По данным А.В. Рязанцева с коллегами [2019], спектры распределения значений возраста детритовых цирконов из этих свит весьма близки к спектру распределения значений возраста цирконов из солнечной толщи >500 млн лет назад. Сходство проявляется также в том, что во всех этих спектрах отсутствуют довендские цирконы. Скорее всего, в солнечной толще эти зерна заново переотложены уже из ордовикских песчаников.

4. Предположение о дальних источниках сноса из Зауральской мегазоны вызывает некоторые вопросы. С одной стороны, в Денисовской офиолитовой зоне на границе палеозойского Урала и Казахстана U–Pb-методом по цирконам из гранитоидов выявлены значения возраста $482,6 \pm 3,6$ и $486,2 \pm 6,7$ млн лет [Рязанцев, 2019]. С другой стороны, среди детритовых цирконов из ордовикских песчаников Зауралья (точки 8 и 9 на рис. 8) существенную долю составляют цирконы раннепротерозойского и архейского возраста [Рязанцев и др., 2019], которые отсутствуют среди цирконов солнечной толщи.

5. Предположение о дальних источниках сноса из Западно-Уральской и Башкирской мегазон тоже не подтверждается, поскольку в ордовикских песчаниках сухоядской и набиуллинской свит (точки 3 и 1 на рис. 8) присутствует большое количество протерозойских и архейских зерен циркона [Рязанцев и др., 2019], которых нет в солнечной толще. Кроме того, при транспортировке такого терригенного материала через Магнитогорскую мегазону он непременно был бы обогащен детритовыми цирконами девонского и раннекаменноугольного возраста из островодужных и рифтогенных магматических комплексов.

6. Таким образом, в позднем визе снос в бассейн, расположенный в зоне сочленения Магнитогорской и Восточно-Уральской мегазон, происходил исключительно из Восточно-Уральской мегазоны, вероятно, с серии локальных поднятий в районе Суундукского массива. Сам массив при этом был вскрыт только частично, в северной части, поэтому цирконов турнейско-ранневизейского возраста в выборке практически нет.

7. Роль внутривизейской фазы в истории развития Восточного Урала состоит в наращивании мощности земной коры, главным образом за счет деформации допозневизейского чехла и фундамента [Тевелев, Правикова, 2006]. В условиях общей левосторонней транспрессии на отдельных участках формировались зоны активного воздымания, в пределах которых на поверхность постепенно выводились комплексы фундамента, вплоть до вскрытия ин-

трузивов неплюевского комплекса, т. е. за короткий срок было денудировано до 10 км формирующегося орогена. Однако никакие следы такого гигантского события нигде на Южном Урале не зафиксированы. Объем терригенного материала солнечной толщи и ее аналогов на несколько порядков меньше. В качестве механизма вывода гранитоидного массива на поверхность можно рассматривать эксгумацию в результате коллапса локального орогена, возникшего в фазу внутривизейского тектогенеза.

С точки зрения В.Н. Пучкова [2000], главным рубежом в развитии Южного Урала в это время была граница девона и карбона, когда, по его мнению, произошла смена направления падения зоны субдукции с восточного на западное. Следующим существенным рубежом В.Н. Пучков считает границу башкирского и московского веков — время отмирания субдукции и начала коллизии Восточно-Европейского и Казахстанского континентов. С нашей точки зрения, в раннем карбоне субдукции в пределах Южного Урала уже не было, на границе девона и карбона начался рифтинг [Салихов, Яркова, 1992; Тевелев и др., 2005]. Начало же коллизии, которая привела к прекращению рифтинга, скорее всего, приходится как раз на середину визейского века. Однако внутривизейская фаза тектогенеза фиксируется только в пределах Восточно-Уральской мегазоны. Коллизия, скорее всего, была косой, что отражается в крупных левосторонних сдвиговых деформациях по границам Восточно-Уральской мегазоны [Тевелев и др., 2005].

Финансирование. Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ (проект № 19-55-26009). Определение U–Pb возраста цирконов методом ЛА-ИСП-МС выполнено в ЦКП «Геоаналитик» УрО РАН в рамках темы № АААА-А18-118053090045-8 государственного задания ИГГ УрО РАН. Дооснащение и комплексное развитие ЦКП «Геоаналитик» УрО РАН осуществляется при финансовой поддержке Министерства науки и высшего образования РФ (соглашение № 075-15-2021-680).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Горожанин В.М., Мосейчук В.М., Сурин Т.Н. Новые данные о составе и возрасте гранитоидов Джабыкского и Астафьевского массивов // Ежегодник-1997 ИГ УНЦ РАН. Уфа, 1999. С. 191–196.

Зайцева М.В., Пупышев А.А., Шапова Ю.В., Вотьяков 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.

Мосейчук В.М., Яркова А.В., Михайлов И.Г. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 200 000. Серия Южно-Уральская. Лист N-40-XXX. Объясн. зап. М.: МФ ВСЕГЕИ, 2013. 236 с.

Наливкин В.Д. Фации и геологическая история Уфимского плато и Юрезано-Сылвенской депрессии // Тр. ВНИГРИ. Нов. сер. Вып. 47. Л.; М.: Гостоптехиздат, 1950. 127 с.

Попов В.С., Тевелев Ал. В., Беляцкий Б.В. и др. Изотопный Rb–Sr возраст Неплюевского плутона и близлежащих интрузивных тел (Южный Урал) // Докл. РАН. 2003. Т. 391, № 1. С. 89–94.

Прудников И.А., Зайцева Е.Л., Хотылев А.О. и др. Модели формирования азымской и абдрезяковской свит Уфимского амфитеатра в свете новых литологических и стратиграфических данных // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2015. Т. 90, вып. 4. С. 3–30.

Пучков В.Н. Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. Уфа: ГИЛЕМ, 2000. 146 с.

Рязанцев А.В. Ордовикский габбро-тоналит-трондьемитовый комплекс и ассоциирующие эффузивы в сутуре на границе палеозойского Урала и Казахстана // Докл. РАН. Науки о Земле. 2019. Т. 485, № 2. С. 202–206.

Рязанцев А.В. Раннепалеозойский возраст протолитов гнейсов и гранито-гнейсов на востоке Южного Урала: ре-

зультаты U–Th–Pb (SIMS)-геохронологических исследований // Докл. РАН. Науки о Земле. 2020. Т. 494, № 2. С. 3–8.

Рязанцев А.В., Кузнецов Н.Б., Дегтярев К.Е. и др. Реконструкция венд-кембрийской активной континентальной окраины на Южном Урале по результатам изучения детритовых цирконов из ордовикских терригенных пород // Геотектоника. 2019. № 4. С. 43–59.

Салихов Д.Н., Яркова А.В. Нижнекаменноугольный вулканизм Магнитогорского мегантиклинория. Уфа: УНЦ РАН, 1992. 142 с.

Тевелев Ал.В., Кашина Л.В., Кошелева И.А. и др. Стратиграфическое положение и условия формирования карбонатной толщи нижнего карбона Южного Урала // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2012. Т. 87, вып. 3. С. 32–42.

Тевелев Ал.В., Кошелева И.А. Геологическое строение и история развития Южного Урала (Восточно-Уральское поднятие и Зауралье) // Тр. лаборатории складчатых поясов. М.: Изд-во Моск. ун-та, 2002. 123 с.

Тевелев Ал.В., Кошелева И.А., Буриштейн Е.Ф. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 200 000. 2-е изд. Серия Южно-Уральская. Лист N-41-XIX (Варна). Объясн. зап. М.: Московский филиал ФГБУ «ВСЕГЕИ», 2018. 236 с.

Тевелев Ал.В., Кошелева И.А., Тевелев Арк.В. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:200 000. Изд. 2-е. Серия Южно-Уральская. Лист N-40-XXXVI (Кваркено). Объясн. зап. М.: Московский филиал ФГБУ «ВСЕГЕИ», 2018. 226 с.

Тевелев Ал.В., Правикова Н.В. Судетский тектогенез на Южном Урале: масштабы и роль в формировании структуры Восточно-Уральской мегазоны // Области активного тектогенеза в современной и древней истории Земли: Мат-лы XXXIX Тект. совещ. Т. 2. М.: ГЕОС, 2006. С. 290–294.

Тевелев А.В., Соболев И.Д., Борисенко А.А. и др. Начальный этап раннекаменноугольного рифтинга на Южном Урале: первые результаты U–Pb датирования циркона из гранитоидов неплюевского комплекса // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2021. № 6. С. 40–48.

Тевелев Ал.В., Тихомиров П.Л., Дегтярев К.Е. и др. Геодинамические обстановки формирования каменноугольных вулканических комплексов Южного Урала и Зауралья // Очерки по региональной тектонике. Т. 1. Южный Урал. М.: Наука, 2005. С. 213–247. (Тр. ГИН РАН; вып. 561).

Тевелев Ал.В., Фокин П.А., Кошелева И.А. Строение и условия образования каменной толщи нижнего карбона Уйской шовной зоны, Южный Урал // Бюлл. МОИП. Отд. геол., 2013. Т. 88, вып. 6. С. 42–53.

Geologic Time Scale 2020 by Gradstein F.M., Ogg J.G., Schmitz M.B. and Ogg G.M. (2020, published by Elsevier). URL: <https://timescalefoundation.org> (дата обращения: 01.01.2022–30.04.2022).

Powerman V.I., Buyantuev M.D., Ivanov A.V. A review of detrital zircon data treatment, and launch of a new tool “Dezirteer” along with the suggested universal workflow // Chem. Geology. 2021. Vol. 583. P. 1–17.

Статья поступила в редакцию 04.06.2022,
одобрена после рецензирования 08.06.2022,
принята к публикации 22.11.2022