

ПРИРОДА ПУЧЕЖ-КАТУНКСКОЙ ИМПАКТНОЙ СТРУКТУРЫ (ЦЕНТРАЛЬНАЯ ЧАСТЬ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ): РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗУЧЕНИЯ U–Th–Pb ИЗОТОПНОЙ СИСТЕМЫ ЗЕРЕН ДЕТРИТОВОГО ЦИРКОНА ИЗ ЭКСПЛОЗИВНЫХ БРЕКЧИЙ¹

© 2023 г. С. Ю. Колодяжный¹, Н. Б. Кузнецов¹, Т. В. Романюк^{2, *},
А. В. Страшко¹, Е. А. Шалаева¹, А. С. Новикова¹,
А. С. Дубенский¹, К. Г. Ерофеева¹, В. С. Шешуков¹

¹Геологический институт РАН,
Пыжевский пер., д. 7, 119017 Москва, Россия
²Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН,
Б. Грузинская ул., д. 10, 123242 Москва, Россия

*e-mail: t.romanyuk@mail.ru

Поступила в редакцию 21.04.2023 г.

После доработки 16.07.2023 г.

Принята к публикации 22.08.2023 г.

Пучеж-Катунский кратер расположен в центральной части Восточно-Европейской платформы, имеет диаметр ~80 км и морфологически выражен центральным поднятием фундамента (Воротилловский выступ) и окаймляющей его кольцевой депрессией, на периферии которой расположена кольцевая терраса. Кратер заполнен различными коптогенными (эксплозивными) образованиями – брекчиями различных типов, телами зювитов и тагамитов. Представлены результаты изучения U–Th–Pb изотопной системы зерен детритового циркона из пестроцветных eksploзивных пучежских брекчий северо-западной части кольцевой террасы (три пробы). Средневзвешенное значение трех наиболее молодых U–Pb датировок детритового циркона из всех изученных проб – 258 ± 7 млн лет, что соответствует поздней перми. Эта датировка принята нами за нижнюю возрастную границу пучежских брекчий. Проведено сопоставление наборов возрастов зерен детритового циркона из изученных нами проб и из (i) кристаллических пород Воротилловского выступа и зювитов кольцевой депрессии и (ii) верхнепермских–нижнетриасовых песчаников опорного разреза Жуков овраг (Московская синеклиза). Отсутствие среди детритового циркона из пучежских брекчий зерен, по параметрам U–Th–Pb изотопной системы сопоставимых с параметрами циркона из пород Воротилловского выступа и зювитов, указывает на локальный характер Пучеж-Катунской eksploзии, ударно-термальное воздействие которой не повлияло на детритовый циркон в породах краевой части кольцевой террасы кратера. Высокое сходство наборов возрастов зерен детритового циркона из линзы переотложенных песчаников пучежских брекчий и верхнепермских пород разреза Жуков овраг указывает на то, что пучежские брекчии сформированы преимущественно за счет переработки верхнепермских–нижнетриасовых толщ, подстилающих eksploзивные образования. Палеоороген Урала мы рассматриваем в качестве главного источника сноса обломочного материала для отложений центральных областей Восточно-Европейской платформы в стратиграфическом интервале близком к рубежу перми и триаса.

Ключевые слова: Пучеж-Катунский кратер, eksploзивные пучежские брекчии, детритовый циркон, U–Th–Pb возраст, пермь, триас, источники сноса обломочного материала, эпипалеозойский Уральский ороген, Владимир-Вятская зона

DOI: 10.31857/S0016853X23050041, **EDN:** UZXOSR

ВВЕДЕНИЕ

Глобальные катастрофические события в истории Земли могут быть связаны с крупными эндогенными, экзогенными и астрофизическими

событиями. Падение крупных космических тел (астероидов и метеоритов) приводит при определенных условиях к сильным импактно-эксплозивным явлениям, оказывающим влияние на ход тектоно-магматических преобразований в земной коре, которые проявлены в изменении условий осадконакопления и атмосферы Земли, а также – исчезновению существующих и появлению

¹ Дополнительная информация для этой статьи доступна по doi 10.31857/S0016853X23050041 для авторизованных пользователей.

новых биоценозов [5, 16, 32]. Произошедшее в регионе Мексиканского залива на рубеже мезозоя и кайнозоя (65.5 млн лет) падение Чиксулубского астероида привело к формированию кратера диаметром 180 км и выбросам в атмосферу огромных взрывных масс — это событие привело к одному из крупнейших массовых вымираний в биосфере Земли [32, 34, 42, 49, 56]. Иридиевые катастрофические слои, связанные с осаждением пылеватых частиц этой эксплозии, имеют планетарное распространение и маркируют границу мезозоя и кайнозоя [37].

Пучеж-Катунский кратер (астроблема), расположенный в центральной части Восточно-Европейской платформы, имеет диаметр ~80 км (рис. 1).

По расчетным энергетическим параметрам этот кратер был образован падением крупного метеоритного тела диаметром до 3 км [5], вполне соизмеримым с астероидом Чиксулуб.

Хотя Пучеж-Катунский кратер рассматривают как одну из наиболее обоснованных геолого-геофизическими методами и хорошо сохранившихся на Земле астроблем, в ряде работ был предложен сценарий эндогенно-взрывного и вулкано-тектонического происхождения Пучеж-Катунской структуры, интерпретируемой как полистадийное образование, сформированное в результате взаимодействия ряда тектонических, вулканических и взрывных явлений (сопоставляемое в некоторых интерпретациях с трубкой взрыва), а его формирование было растянутым во времени эндогенным верхнекоровым событием, которое не приводило к мгновенным выбросам в атмосферу значимых объемов разрушенных горных пород и сопровождающим их биосферным катастрофам [3, 14, 15, 18, 29].

Структурно-вещественные преобразования горных пород, проявленные в окрестностях Пучеж-Катунского кратера, рассматривались в качестве древних оползней, гляциодислокаций, как проявления диапиризма, инъекционных или гравитационных тектонических процессов [5, 6].

Время образования Пучеж-Катунской импактной структуры на основании палинологических исследований оценено как байосский век средней юры (168–171 млн лет) [5]. Однако никаких локальных и глобальных вымираний этого времени не отмечено и соответствующие катастрофические слои неизвестны [54].

Изотопно-геохронологические датировки импактитов рассматриваемой структуры несколько противоречивы и допускают варианты ее формирования в широком возрастном диапазоне между 183 ± 3 и 200 ± 3 млн лет [5, 43, 54].

Была предложена версия, в соответствии с которой Пучеж-Катунская астроблема имеет более древний возраст, соответствующий рубежу триа-

са и юры, к которому приурочены значимые события в смене биоценозов [54].

Определение времени проявления Пучеж-Катунского события, поиск надрегиональных катастрофических слоев, маркирующих границы значимых изменений в тектоносфере, и уточнение любых характеристик, физических параметров и особенностей строения Пучеж-Катунской структуры представляют несомненный интерес для выяснения ее генетической природы.

В геологических исследованиях все чаще находят применение методы локального анализа вещества. Одним из таких методов является метод U–Pb изотопного датирования зерен детритового циркона, извлеченных из обломочных (песков, песчаников и песчаного матрикса конгломератов) и метаобломочных (парагнейсов, сланцев и параамфиболитов) пород. На основе исследований этим методом были выявлены первичные источники обломочного материала для изученных песчаных пород, получены данные по возрасту, стратиграфической привязке изученных осадочных и метаморфических комплексов, не имеющих палеонтологических датировок [11, 13, 19, 23].

В настоящей работе представлены результаты изучения U–Th–Pb изотопной системы зерен детритового циркона из взрывных брекчий северо-западной периферической части Пучеж-Катунского кратера.

Целью статьи, наряду с определением первичных источников обломочного материала красноватых терригенных образований, слагающих взрывные брекчии, и реконструкцией путей его транспортировки, является уточнение возраста Пучеж-Катунской импактной структуры, выявление степени влияния импактного события на изотопные отношения в исследуемых зернах циркона; определение степени вовлеченности материала, в результате взрыва выброшенного из центральной части кратера в взрывные брекчии.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

Пучеж-Катунская субизометричная в плане структура локализована в пределах протяженной Владимир-Вятской зоны тектонических нарушений [10]. Эта зона проявлена на всех структурных этапах Восточно-Европейской платформы (ВЕП) и хорошо выражена в магнитных и гравиметрических аномалиях [10, 15].

Владимир-Вятская зона тектонически граничит на юго-востоке со Среднерусским коллизионно-орогенным поясом, который является структурным элементом Лапландско-Среднерусско-Южноприбалтийского палеопротерозойского коллизионного орогена, разделяющего Фенноскандию, Волго-Уралию и Сарматия — сегменты фундамента Во-

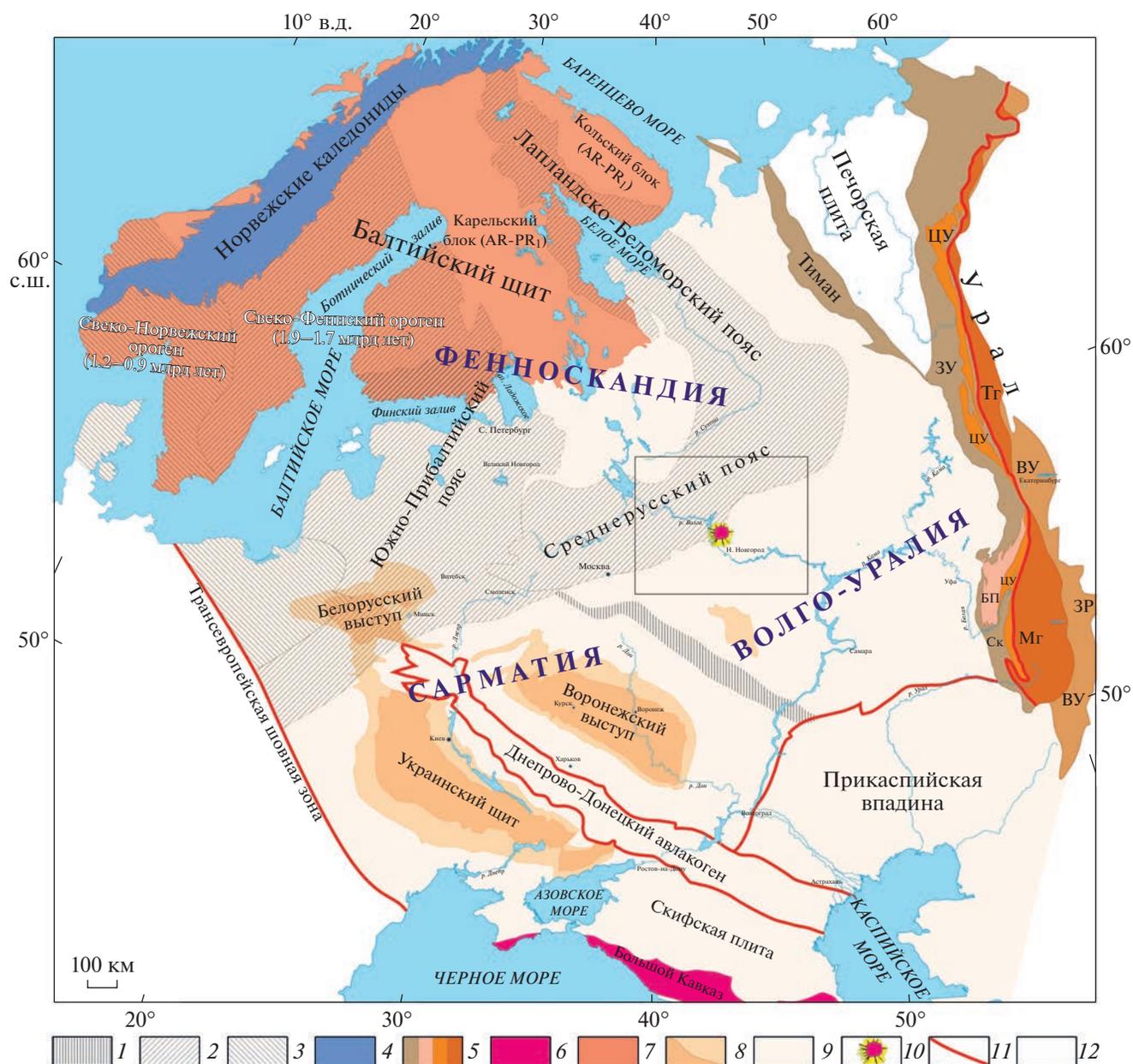


Рис. 1. Тектоническая схема Восточно-Европейской платформы (по данным [4, 9, 38], с изменениями и дополнениями). Показан (квадрат тонкой линией) регион исследования. Зоны Уральского орогенного пояса: Ск – Сакмарская; ЗУ – Западно-Уральская; Мг – Магнитогорская; Тг – Тагильская; ВУ – Восточно-Уральская; ЗР – Зауральская; БП – Башкирское поднятие (антиклинорий). 1–6 – орогенные пояса: 1 – Рязано-Саратовский (шовная зона), 2 – Свекофенский и Лапландско-Беломорско-Среднерусско-Южно-Прибалтийский, 3 – Свеко-Норвежский, 4 – Норвежских каледонид, 5 – Уральский, 6 – Большого Кавказа; 7 – щиты (выступы фундамента на поверхность); 8 – погребенные выступы фундамента; 9 – область развития платформенного чехла; 10 – Пучеж-Катунский кратер; 11 – крупнейшие разрывные нарушения 12 – прочие образования в обрамлении Восточно-Европейской платформы

сточно-Европейской платформы [4] (см. рис. 1, рис. 2).

В строении кровли кристаллического фундамента и перекрывающих его комплексов плитного чехла Владимир-Вятская зона является границей между Московской синеклизой и Волго-Уральской антеклизой. Рассматриваемая зона нарушений

представлена системой разрывов высокого порядка, проникающих из комплексов фундамента в толщи плитного чехла и образующих пояс северо-восточного простирания шириной от 15 до 60 км [10]. На уровне современного эрозионного среза в строении Владимир-Вятской зоны нами дешифрирована система линеаментов, образующих структурный рисунок закономерного

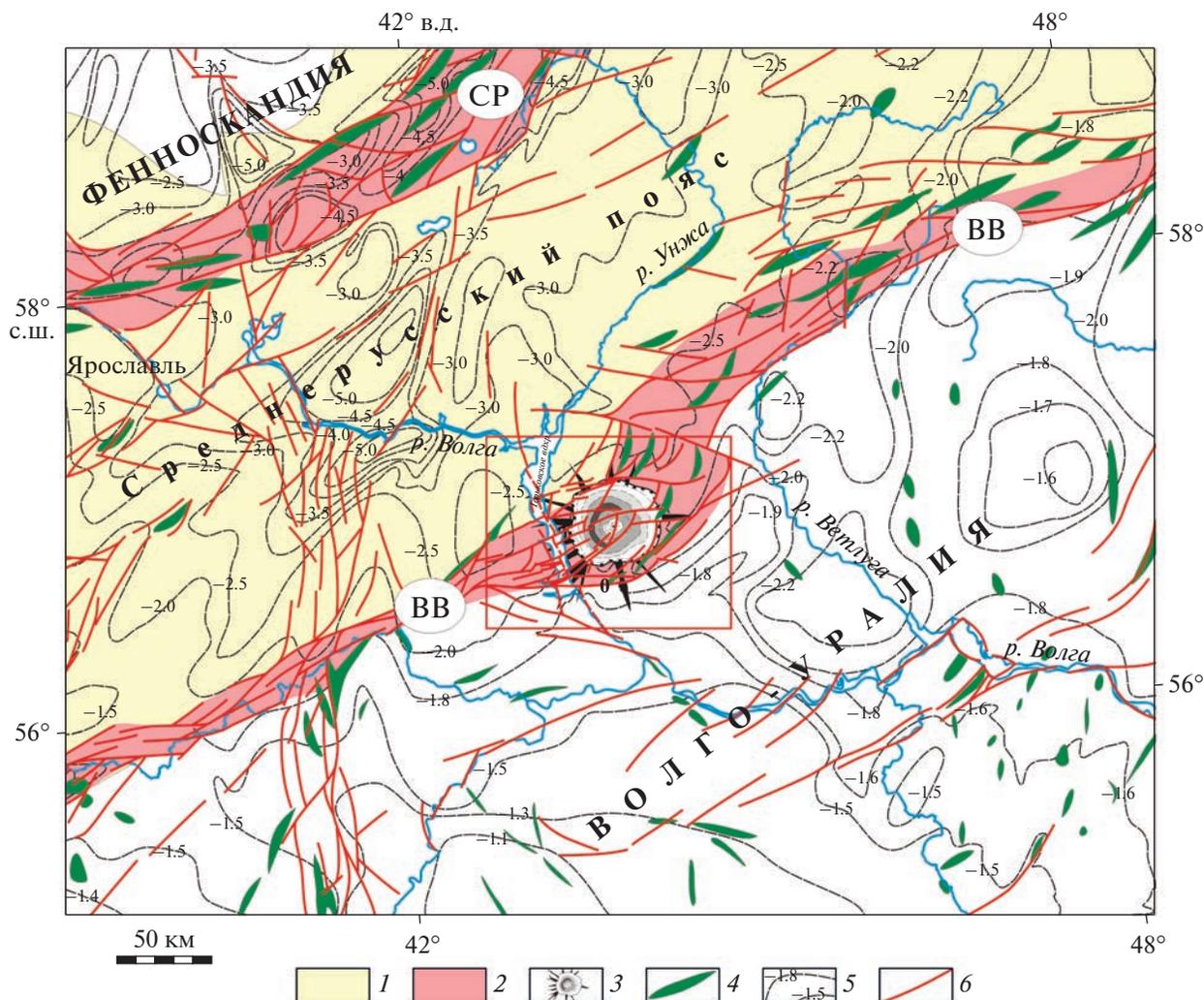


Рис. 2. Схема тектонического районирования центральной части Восточно-Европейской платформы. Показано (квадрат линией красным) положение Пучеж-Катунского кратера. Зоны дислокаций: СР – Среднерусская, ВВ – Владимир-Вятская. 1 – Среднерусский палеопротерозойский коллизионно-орогенный пояс; 2 – зоны тектонических нарушений на современной поверхности; 3 – Пучеж-Катунский кратер; 4 – тектонические валы осадочного чехла; 5 – изогипсы кровли фундамента; 6 – линейменты и разрывы, выраженные на поверхности

сочетания продольных и диагональных сдвигов (см. рис. 2).

Плитный чехол Восточно-Европейской платформы в пределах Владимир-Вятской зоны осложнен системами складок и тектонических валов, ориентированных продольно и диагонально к простиранию зоны. Пространственное сочетание структур Владимир-Вятской зоны, а также результаты тектонофизических исследований характеризуют ее как крупное нарушение сдвигового типа [10]. В центральном сегменте Владимир-Вятской зоны расположен сигмоидальный планарный изгиб (сдвиговый дуплекс), в котором расположен Пучеж-Катунский кратер (см. рис. 2).

Встроении Пучеж-Катунского кратера обособлено центральное поднятие – Воротиловский вы-

ступ – и окаймляющая его кольцевая депрессия, во внешней периферии которой расположена обширная кольцевая терраса [1, 2, 5–7, 10, 14, 17, 18, 30] (рис. 3, а; рис. 4).

Ассоциации пород, распространенные в районе кратера, образуют цокольный, коптогенный (эксплозивный) комплекс, а также заполняющие кратер и перекрывающие его комплексы осадочных пород (см. рис. 3, б, в, г).

Цоколь Пучеж-Катунского кратера слагают породы, испытавшие импактное воздействие. Это сложно дислоцированные архейские образования фундамента Восточно-Европейской платформы и перекрывающие их верхнедокембрийско-фанерозойские толщи чехла, охватывающие

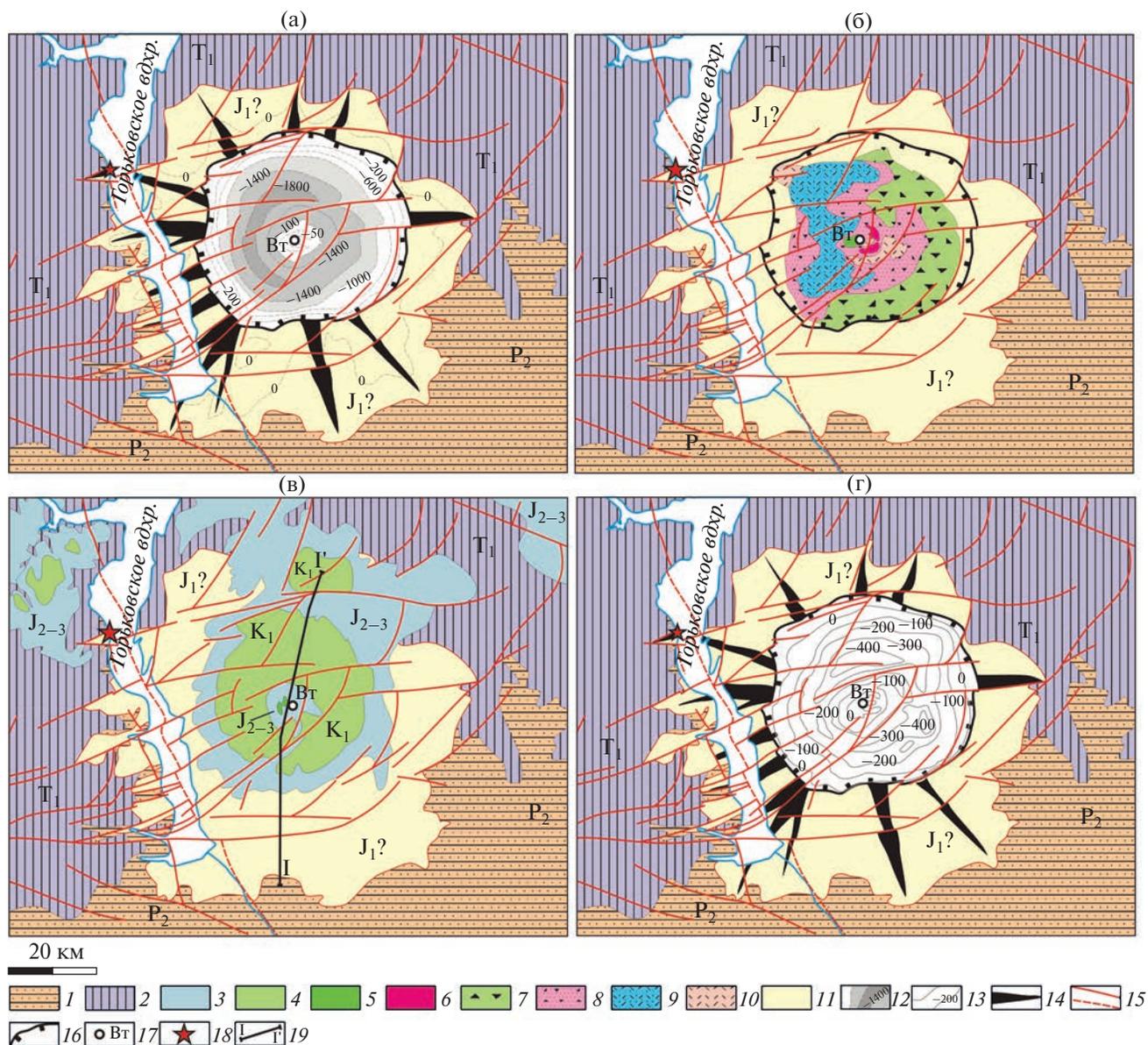


Рис. 3. Строение Пучеж-Катунской структуры (на основе [5, 10], с изменениями и дополнениями).

(а)–(б) – структурные схемы строения комплекса: (а) – цокольного (кровля), (б) – коптогенного; (в) – геолого-структурная схема со снятым кайнозойским чехлом; I–I' – линия разреза. (г) – структурная схема подошвы заполняющего комплекса.

1–5 – цокольный, заполняющий и перекрывающий комплексы: 1 – верхней перми, 2 – нижнего триаса, 3 – средней и верхней юры, 4 – нижнего мела; 5 – верхнего венда; 6 – архейского фундамента; 7–11 – коптогенный комплекс: 7 – мегаблоковые брекчии, 8 – щебенчато-глыбовые полимиктовые брекчии, 9 – копто-кластиты, 10 – зювиты, 11 – щебенчато-глыбовые пестроцветные брекчии; 12 – изогипсы кровли цокольного комплекса; 13 – изогипсы кровли заполняющего комплекса; 14 – грабенообразные трогии; 15 – разрывы; 16 – внешний контур кольцевого желоба; 17 – Воротиловская скважина (центр Воротиловского выступа); 18 – местоположение точки опробования ПК-19

стратиграфический диапазон от верхнего венда до нижнего триаса.

По результатам бурения комплексы чехла Восточно-Европейской платформы, слагающие в районе Воротиловской скважины цоколь Пучеж-Катунского кратера, представлены верхневендскими аргиллитами, терригенно-карбонатными породами среднего и верхнего девона, каменноугольными

карбонатными породами, сульфатно-карбонатными породами нижней перми, преимущественно терригенными красноцветными образованиями верхней перми и нижнего триаса [5].

Выше залегают мезозойские толщи, с несогласием перекрывающие цоколь Пучеж-Катунского кратера, и заполняющие его эксплозивные образования. На современной дневной поверх-

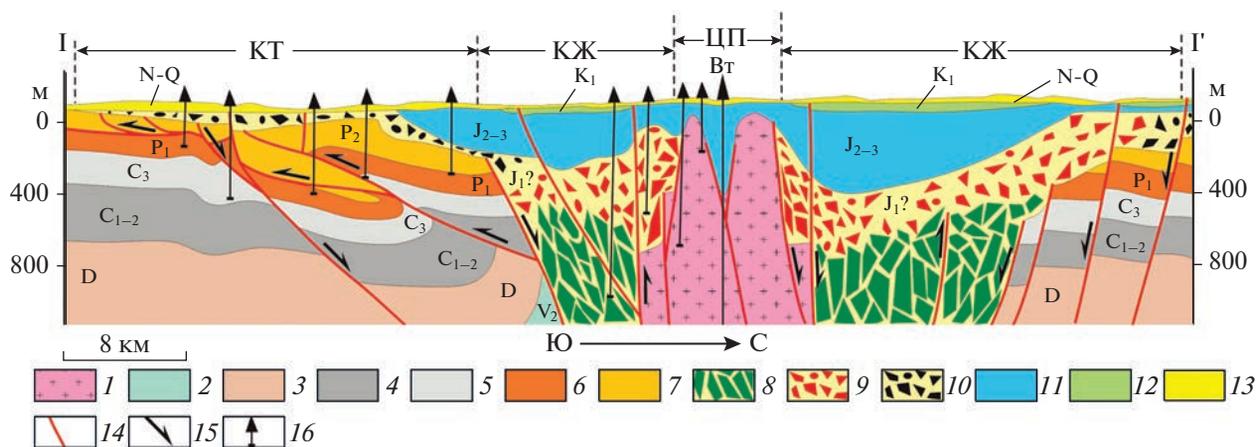


Рис. 4. Геолого-структурный разрез Пучеж-Катунского кратера по линии I–I' (на основе [1, 2, 5, 10], с изменениями и дополнениями).

Обозначено: Вт – Воротиловская скважина (центр Воротиловского выступа), КТ – Кольцевая терраса, КЖ – кольцевой желоб, ЦП – центральное поднятие.

1 – архейский фундамент; 2–7 – отложения плитного чехла (цокольный комплекс): 2 – верхнего венда, 3 – девона, 4 – нижнего-среднего карбона, 5 – верхнего карбона, 6 – нижней перми, 7 – верхней перми; 8–10 – эксплозивные (коптогенные) образования нижней юры (?); 8 – мегаблоковые брекчии, 9 – полимиктовые брекчии и зювиты, 10 – пестроцветные брекчии (пучежская толща); 11–13 – отложения (заполняющий и перекрывающий комплексы): 11 – средней-верхней юры, 12 – нижнего мела, 13 – неогена и квартера; 14 – разломы; 15 – направления смещений по разломам; 16 – скважины

ности из-под толщ, перекрывающих Пучеж-Катунский кратер, экспонированы красноцветные преимущественно терригенные толщи верхней перми и нижнего триаса, слагающие верхнюю часть разреза цокольного комплекса (см. рис. 3). Общая мощность осадочных пород чехла Восточно-Европейской платформы в обрамлении кратера составляет 1.8–2.5 км.

Эксплозивные образования раннеюрского (?) возраста, слагают основную часть разреза кольцевой депрессии и прилегающую к ней кольцевую террасу (см. рис. 3, б). Пост-импактные толщи озерных отложений средней-верхней юры и нижнего мела заполняют остаточную депрессию Пучеж-Катунского кратера (см. рис. 3, в). Значительную часть территории перекрывает маломощный покров неогеновых и четвертичных аллювиальных, ледниковых (моренных и флювиогляциальных) отложений.

Согласно результатам бурения [5] Пучеж-Катунский кратер пронизывает венд–палеозойские и нижнетриасовые толщи чехла Восточно-Европейской платформы и достигает архейские комплексы фундамента. В центральной части кратера установлены значительные импактные преобразования пород цокольного комплекса [17].

Воротиловский выступ амплитудой ~2 км архейского фундамента Восточно-Европейской платформы прорывает толщи чехла, почти достигая современной эрозионной поверхности (см. рис. 3, а, б; рис. 4). На склонах выступа расположены уступы, имеющие значительную (сотни метров) амплитуду. Вокруг сложенных породами фундамента

уступов развиты облекающие их мощные (сотни метров) шлейфы мегаблоковых и щебенчато-глыбовых брекчий, обломочный материал которых представлен кристаллическими породами, характерными для фундамента (см. рис. 4).

Кольцевой желоб, обрамляющий Воротиловский выступ, имеет диаметр 40–45 км и глубину до 1.9 км (см. рис. 3, а). Желоб заполнен комплексом импактитов – полимиктовыми брекчиями различного типа, телами зювитов и тагамитов, возникшими в процессе образования кратера за счет деструкции и ударного плавления пород нижней части разреза цокольного комплекса (см. рис. 3, б). В основании разреза коптогенных образований преобладают мегаблоковые брекчии, образованные пластинами и блоками размером в сотни метров, сложенными породами венда и палеозоя. Оценки размеров этих блоков в поперечнике составляют от 0.8 до 1.5 км [5] (см. рис. 4).

По материалам бурения [5] в этих образованиях установлено сложное совмещение и надвижение пластин разновозрастных комплексов пород, отмечены повторения разрезов и их опрокинутые последовательности. Эти нарушения рассматриваются как широкая зона складчато-надвиговых дислокаций, обрамляющая Воротиловский выступ [1, 2, 6, 18].

Мегаблоковые брекчии кольцевой депрессии перекрыты щебенчато-глыбовыми полимиктовыми брекчиями, местами – зювитами и коптокластитамы мощностью до 400 м (см. рис. 3, б). Вдоль внешней периферии кольцевой депрессии развита зона ступенчатых сбросов и расположен-

ная на удалении от центра кратера кольцевая терраса (см. рис. 3, а; см. рис. 4).

В пределах кольцевой террасы широко распространены пестроцветные щебенчато-глыбовые брекчии, которые здесь были выделены в качестве пучежской толщи (свиты), сложенной в основном из обломков пермских и триасовых красноцветных обломочных и глинистых пород, реже – каменноугольных известняков (см. рис. 3, б). Эти образования предположительно являются отложениями радиальных эксплозивных грязекаменных потоков, эродировавших поверхность внешней кольцевой террасы Пучеж-Катунского кратера. Внешняя граница кольцевой террасы соответствует контурам распространения пестроцветных брекчий, относимых к пучежской толще.

В северной части Пучеж-Катунской структуры цоколь террасы сложен преимущественно толщами нижнего триаса, в юго-западной и южной частях он сложен толщами верхней перми.

В центре Пучеж-Катунского кратера импактные образования перекрыты толщей байосского яруса средней юры (мощность до 340 м), сложенной осадками пост-импактного озера, расположенного в кратере. Выше залегают толщи верхней юры, нижнего мела и кайнозоя (общая мощность достигает 162 м) [5] (см. рис. 3, в).

Куполообразный подъем юрских толщ в области распространения нижнего мела в центре Пучеж-Катунской структуры – это признак проявления процессов воздымания и подновления Воротиловского выступа фундамента, произошедшего в конце мезозоя или в кайнозое. Кроме того, на возобновление воздымания Воротиловского выступа указывает сложный характер подошвы комплекса, заполняющего остаточную депрессию (см. рис. 3, в, г).

Материалы сейсмического профилирования указывают на то, что в палеозойских толщах цокольного комплекса проявлен ряд кольцевых валов и сопряженных с ними взбросов, затухающих по мере удаления от центра Пучеж-Катунской структуры [5]. Помимо концентрических нарушений поверхность кольцевой террасы осложнена системой радиальных желобов, для которых характерно резкое увеличение мощности импактных брекчий (см. рис. 3, а). Глубина этих радиальных желобов достигает 180 м при ширине 1–6 км и протяженности 10–30 км [10].

Оценки времени формирования Пучеж-Катунской структуры варьируют от раннего триаса до средней юры [5, 43, 54]. Известны калий-аргоновые датировки 5-ти проб тагамитов и импактного стекла в диапазоне от 183 ± 3 до 200 ± 3 млн лет, что охватывает промежуток времени от плинсбахского века ранней юры до байосского века средней юры [5].

Результаты $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования, выполненные методом ступенчатого нагревания 5-ти проб импактных стекол, показали наиболее вероятный интервал времени формирования Пучеж-Катунской структуры в интервале 192–196 млн лет (синемюрский век ранней юры) [43]. При этом не исключено, что засорение импактных расплавов ксеногенным материалом архейских пород обусловило удревление изотопного возраста этих импактитов. Палинологическое изучение коптогенных полимиктовых брекчий, перекрывающих их с несогласием озерных отложений (узольская свита), а также подстилающих коптокластитов брекчированных пород венда и девона, выявило исключительно байосские споро-пыльцевые комплексы [5]. На этом основании наиболее вероятным временем импактного события и, соответственно, возраст импактитов Пучеж-Катунской структуры, был принят байосский век средней юры.

ИСХОДНЫЕ МАТЕРИАЛЫ

Отбор проб

Главные структурные элементы кольцевой террасы обрамления Пучеж-Катунского кратера представлены концентрическими (с концентром в кратере) нарушениями, а также системой радиальных грабенообразных трогов, образующих радиально-лучистую структуру (см. рис. 3, а). В краевых частях кольцевой террасы брекчии Пучеж-Катунского кратера (далее – пучежские брекчии) часто залегают со структурным несогласием в виде маломощного покрова на сложно дислоцированных образованиях верхней перми и нижнего триаса. В пределах троговых структур мощность пучежских брекчий существенно возрастает до 180 м. Складчато-разрывные структуры комплекса пермско-триасовых пород образуют полистадийный структурный ансамбль, ранние парагенезы которого не связаны с формированием Пучеж-Катунского кратера [10].

Нами изучены аллогенные пестроцветные брекчии пучежской толщи, которая практически полностью слагает обширную кольцевую террасу в обрамлении Пучеж-Катунского кратера. Участок опробования расположен в краевой части северо-западного сегмента кольцевой террасы Пучеж-Катунского кратера, на правом берегу р. Волга в районе Горьковского водохранилища, на расстоянии 300 м севернее поселка Юшково (см. рис. 3). На этом участке, в периферической части поля выходов пучежских брекчий, залегают преимущественно образования нижнего триаса. Среди них расположены локальные выходы верхнепермских пород в виде небольших складчатых блоков, которые можно наблюдать только в прибрежных уступах Горьковского водохранилища.

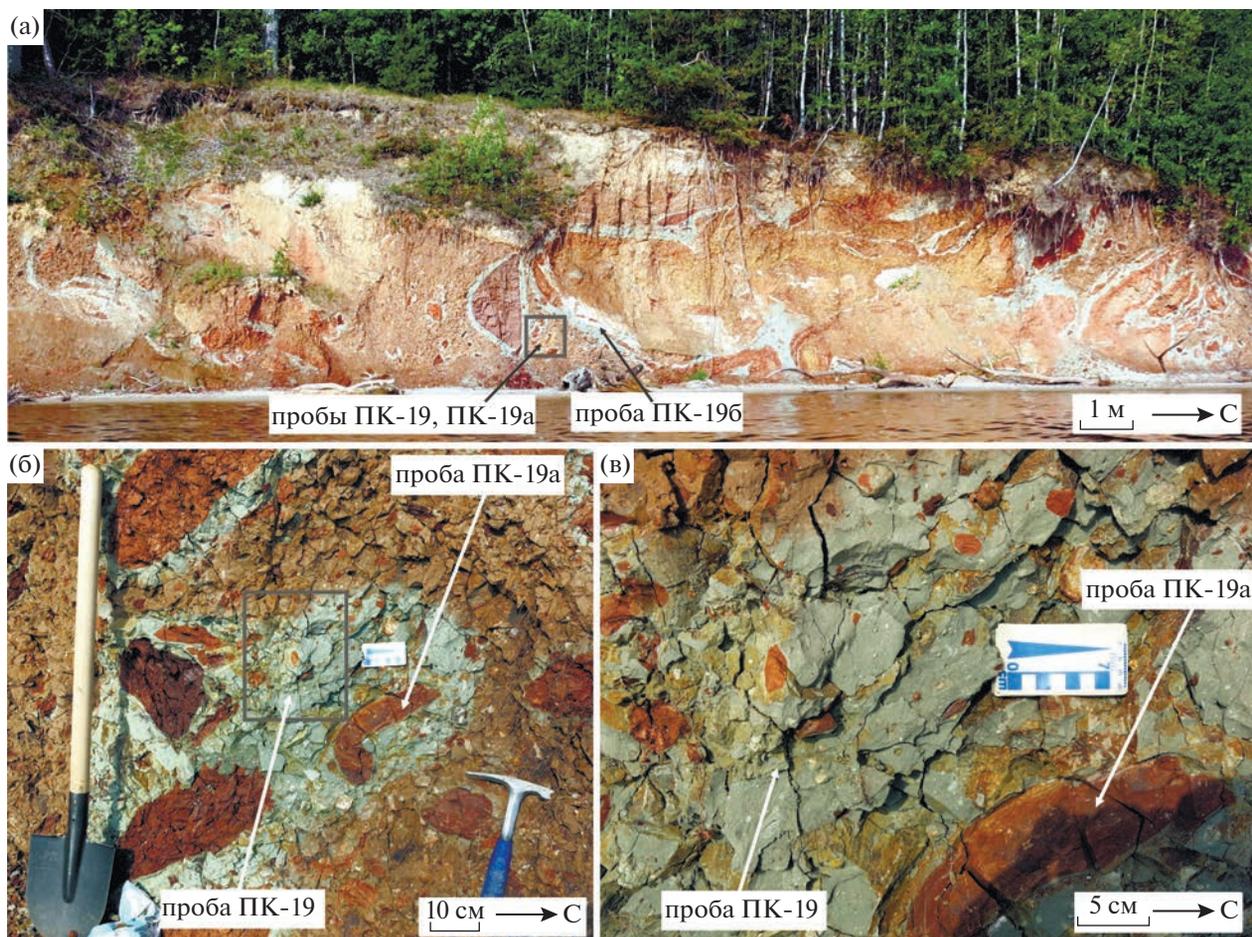


Рис. 5. Фотографии пестроцветных брекчий пучежской толщи, включающей крупные глыбы красноцветных пород, окаймленных реакционной рубашкой (оглеение) светло-голубовато-серого цвета. (а) – общий вид обнажения и места отбора проб ПК-19, ПК-19а и ПК-196; (б) – цементирующий матрикс брекчий (проба ПК-19) и обломок красноцветного песчаника (проба ПК-19а); (в) – увеличенный фрагмент фотографии (см. фрагмент (б)).

В обнажении ПК-19, расположенном в точке с координатами $57^{\circ}07'17.01''$ с.ш., $43^{\circ}02'51.45''$ в.д., экспонированы пестроцветные брекчии пучежской толщи, состоящей из разноразмерных обломков и глыб верхнепермских, нижнетриасовых, реже каменноугольных пород, помещенных в красноцветный матрикс (рис. 5).

В матриксе брекчий беспорядочно расположены разноразмерные (от 0.5 см до 10 м и более) угловатые, часто с трапециевидными очертаниями сечений, эллипсоидальные, плитообразные и линзовидные обломки, глыбы и пластины. Во внутреннем строении некоторых глыб можно видеть фрагменты замковых частей складок и слои с более ранними деформационными структурами. Кроме того, в этом обнажении нами встречены обломки брекчий, представляющие собой примеры структур типа “брекчия в брекчии”. Некоторые обломки обладают признаками наложенных импактных деформаций – эти обломки смяты и расплющены, а также образуют структуры вращения.

Глыбы и обломки в брекчиях представлены пестроцветными породами, среди которых преобладают бурые и красно-коричневые разности – песчаники и алевролиты, аргиллиты, глины и мергели. Реже распространены обломки, сложенные светло-серыми известняками и зеленовато-серыми песчаниками. Глыбы и обломки, сложенные красноцветными породами, часто окружены реакционной рубашкой (восстановительные реакции и переход трехвалентного железа в двухвалентное – оглеение) голубовато-серого цвета (см. рис. 5).

Петрографическая характеристика проб

В обнажении ПК-19 из различных литологических составляющих пучежских брекчий были отобраны пробы ПК-19, ПК-19а, ПК-196, весом 1–1.2 кг каждая (см. рис. 5, а–в):

– ПК-19 (песчано-алеврит-глинистый матрикс брекчий);

– ПК-19а (обломок красноцветных аркозовых песчаников);

– ПК-19б (линза олигомиктовых слабо сцементированных песчаников).

Проба ПК-19. Проба представляет песчано-алеврит-глинистую породу, которая состоит из мелких (0.2–0.01 мм) угловатых обломков, заключенных в глинисто-карбонатную (с примесью гипса) и глинисто-гидрослюдистую пелитоморфную массу (рис. 6а, б).

Обломки составляют 30–40% объема породы, матрикс – 60–70%. Порода имеет алевритовую структуру и беспорядочную, локально комковатую и флюидальную текстуру. Обломки представлены кварцем, микроклином, слюдой, микрокварцитами, карбонатными включениями и рудными компонентами.

Проба ПК-19а. Проба представлена аркозовым тонкозернистым песчаником (см. рис. 6, в–е). Преобладающий размер обломков 0.1–0.12 мм, максимальный – 0.25 мм (не более 5% обломков), минимальный – 0.05 мм. Порода имеет псаммитовую структуру и беспорядочную текстуру. Обломочные зерна плохо окатаны (единично – полуокатаны), плотно упакованы и составляют до 90% (локально – 75%) объема породы. Цемент гидрослюдистый, сгустковый (10–25% объема породы), подвержен начальной стадии катагенетических преобразований. Преобладает поровый, локально – базальный тип цементации.

Обломки представлены кварцем (83%), рудным компонентом (10%), плагиоклазом (<2%), кластолитами (в основном микрокварцитами, 4%), акцессорными минералами (преимущественно циркон, <1%). Включения зерен акцессорного циркона отличаются хорошей сохранностью и часто – высокой концентрацией.

Проба ПК-19б. Проба представляет мелкозернистый олигомиктовый слабо сцементированный песчаник (песок), состоящий преимущественно из обломков кварца (90%), полевых шпатов и слюд (10%). Обломки плохо и средне окатаны, слабо сцементированы в некоторых комковатых объемах глинистым веществом, легко рассыпаются даже при слабом механическом воздействии.

МЕТОДИКА

Технология выделения зерен детритового циркона

Отобранные для выделения зерен детритового циркона пробы были дезинтегрированы вручную в чугунной ступке. Измельченный материал пропущен через одноразовое капроновое сито с диаметром ячеек 0.25 мм, затем отмучен в проточной водопроводной воде и после просушивания разделен в тяжелой жидкости ГПС-В.

Полученная фракция тяжелых (с удельным весом >2.95 г/см³) минералов была подвергнута магнитной сепарации. Из немагнитной части фракции тяжелых минералов зерна детритового циркона были выбраны вручную и имплантированы в эпоксидную шашку $\varnothing = 1''$, которая была сошлифована до середины типичного размера зерна и отполирована.

Анализ зерен циркона. Все имплантированные в эпоксидные шашки зерна детритового циркона были исследованы с помощью оптического микроскопа Olympus BX-43 (Olympus Corporation, Japan) с камерой Lumenera INFINITY ANALYZE (Lumenera Corporation, Canada) и выборочно в катодных лучах на электронном микроскопе TESCAN VEGA3 LMN с системой энергодисперсионного микроанализа AztecLive Lite Ultim Max 40 (TESCAN, Czechoslovakia). Все зерна – слабо-, средне- и сильно-окатанные кристаллы, неокатанных (сохранились острые вершины) или полностью окатанных (до фактически сферической формы) зерен не зафиксировано (рис. 7).

Редкие зерна сохранили форму правильно оформленных кристаллов, большинство зерен детритового циркона это – части таких кристаллов или зерна, изначально имеющие очень сложное строение, вплоть до бесформенных образований.

Большинство зерен содержат многочисленные включения разной природы. Иногда включения имеют игольчатую форму и наиболее вероятно представляют собой кристаллы апатита. В некоторых зернах можно идентифицировать древние ядра.

U–Pb ДАТИРОВАНИЕ ЗЕРЕН ДЕТРИТОВОГО ЦИРКОНА

U–Th–Pb изотопное датирование циркона методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой с лазерной абляцией (LA-ICP-MS) выполнено в Центре коллективного пользования лаборатории химико-аналитических исследований ГИН РАН (г. Москва, Россия). Для лазерного отбора пробы использована система лазерной абляции NWR-213 (Electro Scientific Industries, USA), совмещенная с магнитосекторным ICP масс-спектрометром высокого разрешения Element-2 (Thermo Fisher Scientific, USA).

Непосредственно перед измерением шашки с цирконами промывали в ультразвуковой ванне в 5%-ном растворе HNO₃, затем споласкивали в дистиллированной воде и сушили на воздухе. Перенос испаренного лазером вещества осуществлялся потоком гелия с последующим подмешиванием к нему газифицированного аргона. Для снижения уровня газового фона и повышения стабильности аналитического сигнала применялась

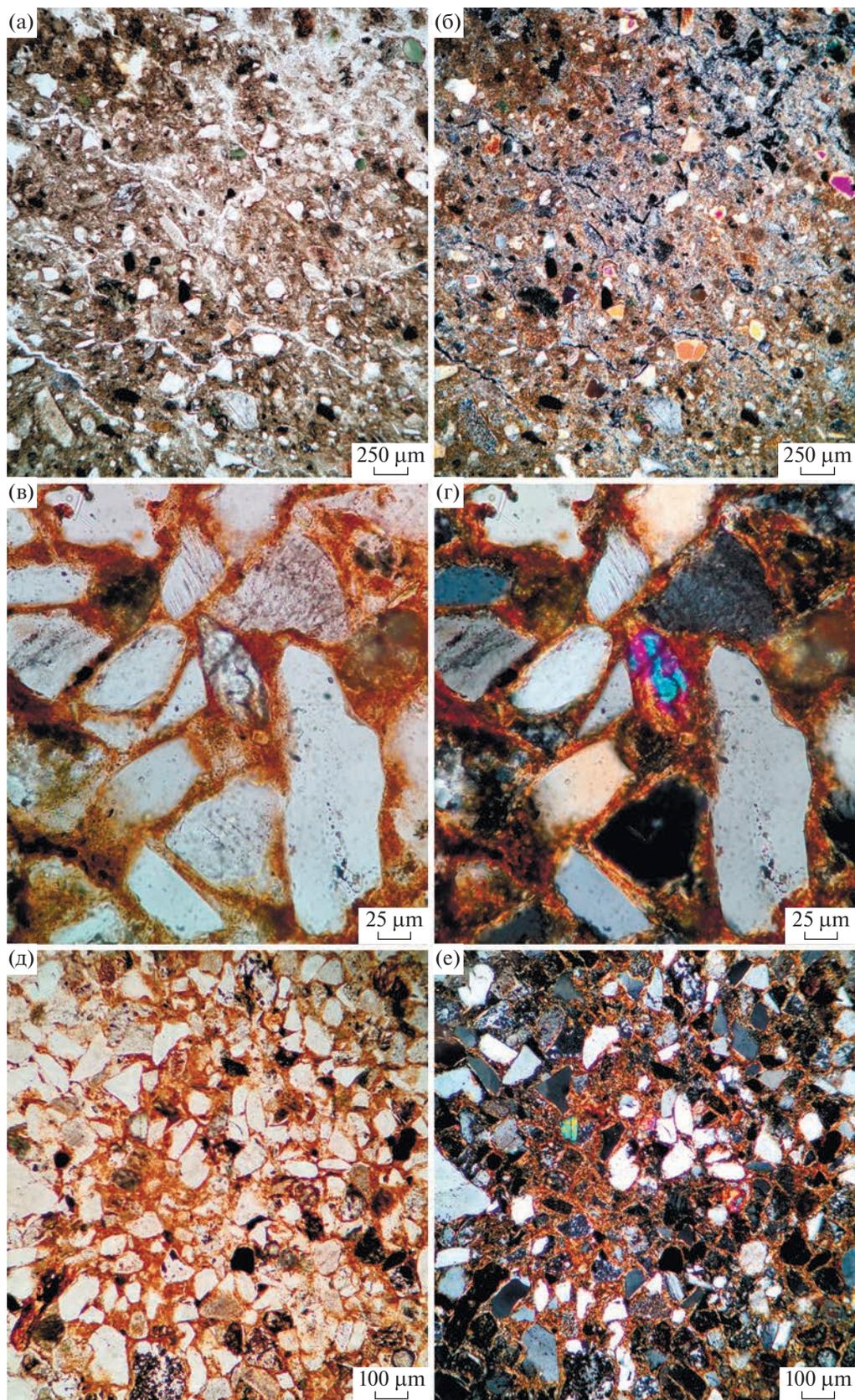


Рис. 6. Микрофотографии шлифов проб, отобранных в пестроцветных брекчиях (пучежская толща). (а)–(б) – проба ПК-19 – песчано-алеврит-глинистый матрикс брекчий; (в)–(е) – проба ПК-19а – обломок аркозовых красноцветных песчаников. Николи: слева – параллельные, справа – скрещенные.

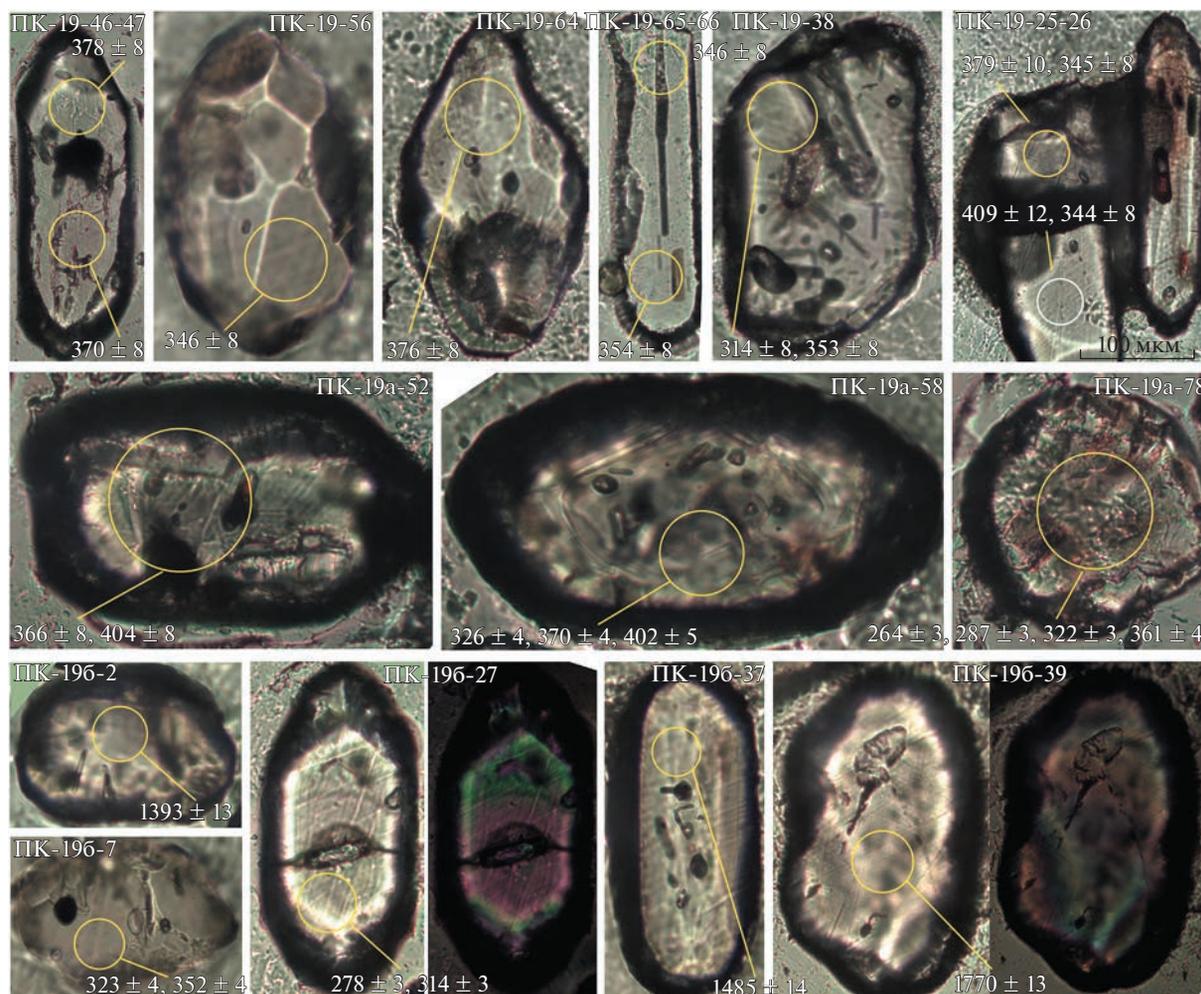


Рис. 7. Оптические изображения зерен детритового циркона из проб ПК-19, ПК-19а и ПК-196. Обозначено: номер анализа (суффикс в обозначении пробы); кратер лазерной абляции (кружок $\varnothing = 25$ мкм); возраст (млн лет).

тонкая фильтрация и перемешивание газовых потоков. При проведении изотопного анализа были использованы следующие операционные параметры.

Характеристика проведенных процедур на масс-спектрометре Element-2:

- измеряемые массы – 206, 207, 208, 232 и 238;
- время сканирования пика (sampling time) – 3, 4, 2, 2, 2 мс соответственно;
- доля ширины массового пика (mass window) – 8%;
- количество сканирований в массовом пике (samples per peak) – 50;
- количество сканов 800;
- время измерения фонового сигнала 15 с;
- время абляции 30 с;
- мощность RF-генератора 1100 Вт;
- расход подмешиваемого газа (Ar) 0.910 л/мин.

Параметры лазерного (NWR-213) пробоотбора:

- диаметр пятна 25 мк;
- частота 5 Гц;
- плотность излучения 3–5 Дж/см²;
- расход газа-носителя (He) – 0.900 л/мин.

Настройка масс-спектрометра состояла в достижении максимальной чувствительности измерения (по сигналу U^+) и минимального уровня оксидов (по отношению UO^+/U^+) путем варьирования некоторых операционных параметров (скорость потоков газа, мощность генератора, положение горелки масс-спектрометра и т.д.).

Калибровка всех изотопных измерений проведена по внешнему стандарту с использованием циркона GJ-1 [35, 47]. Качество всех выполненных анализов было оценено путем последовательного измерения неизвестных образцов и контрольных стандартов циркона 91 500 [61–63] и Plešovice [58].

Для циркона GJ-1, 91500 и Plešovice в ходе измерений получены средневзвешенные оценки возраста ($\pm 2\sigma$) 600.4 ± 2.4 ($n = 95$), 1066 ± 12 ($n = 22$) и 337 ± 3 ($n = 22$) млн лет. Эти значения в пределах ошибки измерения соответствуют аттестованным по изотопному отношению $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ средневзвешенными значениями возраста ($\pm 2\sigma$) 601.9 ± 0.4 , 1063.5 ± 0.4 и 337.2 ± 0.1 млн лет, полученными методом CA-ID-TIMS [44].

Обработка первичных аналитических данных выполнена с помощью программ GLITTER [39], Isoplot/Ex [53, 65] и IsoplotR/Ex [59, 66]. Для коррекции на обычный свинец использована программа ComPbCorr [64], теоретические основы коррекции и формулы изложены в [33]. Нарушениям изотопной U–Th–Pb системы зерен циркона даны оценки, исходя из измеренных содержаний изотопов свинца ^{206}Pb , ^{207}Pb и ^{208}Pb в цирконе и известных соотношений изотопов свинца, которые в программе ComPbCorr [64] приняты как $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 18.7$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.628$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 38.63$.

Для характеристики степени дискордантности анализов нами использованы величины D1 и D2, которые рассчитаны по формулам:

$$D1 = 100\% \times \left[\frac{\text{возраст}(^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U})}{\text{возраст}(^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U})} - 1 \right] \quad (1)$$

и

$$D2 = 100\% \times \left[\frac{\text{возраст}(^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb})}{\text{возраст}(^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U})} - 1 \right] \quad (2)$$

Для построения гистограммы и кривой плотности вероятности (КПВ) были использованы результаты анализов (кондиционные датировки), удовлетворяющие следующим условиям:

- $-5\% < D1$ и $D2 < 10\%$;
- аналитическая ошибка измерений обеспечивает точность оценки возраста < 50 млн лет;
- поправка на общий свинец меняет возраст < 20 млн лет.

Для датировок древнее 1 млрд лет, возраст рассчитан по изотопному отношению $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, для датировок моложе 1 млрд лет – по изотопному отношению $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ [36].

РЕЗУЛЬТАТЫ U–Pb ИЗОТОПНОГО ДАТИРОВАНИЯ

Для U–Pb изотопного датирования по результатам анализа оптических изображений зерен детритового циркона в них были намечены участки диаметром ~ 25 мкм, свободные от минеральных и других включений, трещин, дефектов и метамиктных зон. В более чем 10% зерен таких областей наметить не удалось.

Анализы выполнены для 197 зерен детритового циркона из проб ПК-19, ПК-19а и ПК-19б в следующих количествах (Приложение 1: Табл. S1):

- 71 зерно (ПК-19);
- 80 зерен (ПК-19а);
- 46 зерен (ПК-19б).

Используемая нами для обработки первичных аналитических данных программа GLITTER [39] дает возможность видеть развертку по времени (аналитический сигнал) количества поступающих на детекторы ионов ^{207}Pb , ^{206}Pb , ^{208}Pb , ^{238}U и ^{232}Th по мере проникновения луча лазера внутрь исследуемого зерна циркона, т.е. по мере испарения вещества из все более и более глубоких частей зерна. Разные части аналитического сигнала соответствуют разным частям зерна циркона (рис. 8).

Одной из задач нашего исследования было обнаружение возможных нарушений в U–Th–Pb изотопной системе изученных зерен детритового циркона или их частей в результате импактного воздействия.

U–Pb изотопно-геохронологическое изучение циркона из пород, слагающих Воротиловский выступ фундамента в центре Пучеж-Катунского кратера, показало частичную потерю радиогенного свинца в значительной части изученных зерен циркона, произошедшую под воздействием импактного события [17] (рис. 9, а).

Поэтому при анализе аналитического сигнала изученных нами зерен детритового циркона из проб ПК-19, ПК-19а и ПК-19б мы проводили выделение возможных кайм и ядер или разнородных частей в зернах. Для восьми зерен детритового циркона замеры были выполнены в двух точках.

Для большинства U–Pb-изотопных анализов зерен детритового циркона из проб ПК-19, ПК-19а и ПК-19б характерна очень высокая вариабельность аналитической записи.

Запись аналитического сигнала состоит из отдельных фрагментов, для которых характерны заметные, а иногда сильные, различия. Это свидетельствует об изотопной неоднородности изученных частей зерен и существовании разнородных фрагментов в этих зернах и/или наличии микроскопических включений.

Во многих случаях мы получили два, иногда три, а в единичных случаях – даже четыре оценки возраста в одном зерне детритового циркона по различным частям аналитической записи (см. рис. 8). При этом большинство аналитических замеров показали почти идеальный уровень конкордантности полученных возрастных оценок (см. рис. 9, б–е).

Анализ 71-го зерна циркона (проба ПК-19). Проба ПК-19 охарактеризована изотопным анализом 71-го зерна детритового циркона. В 11-ти

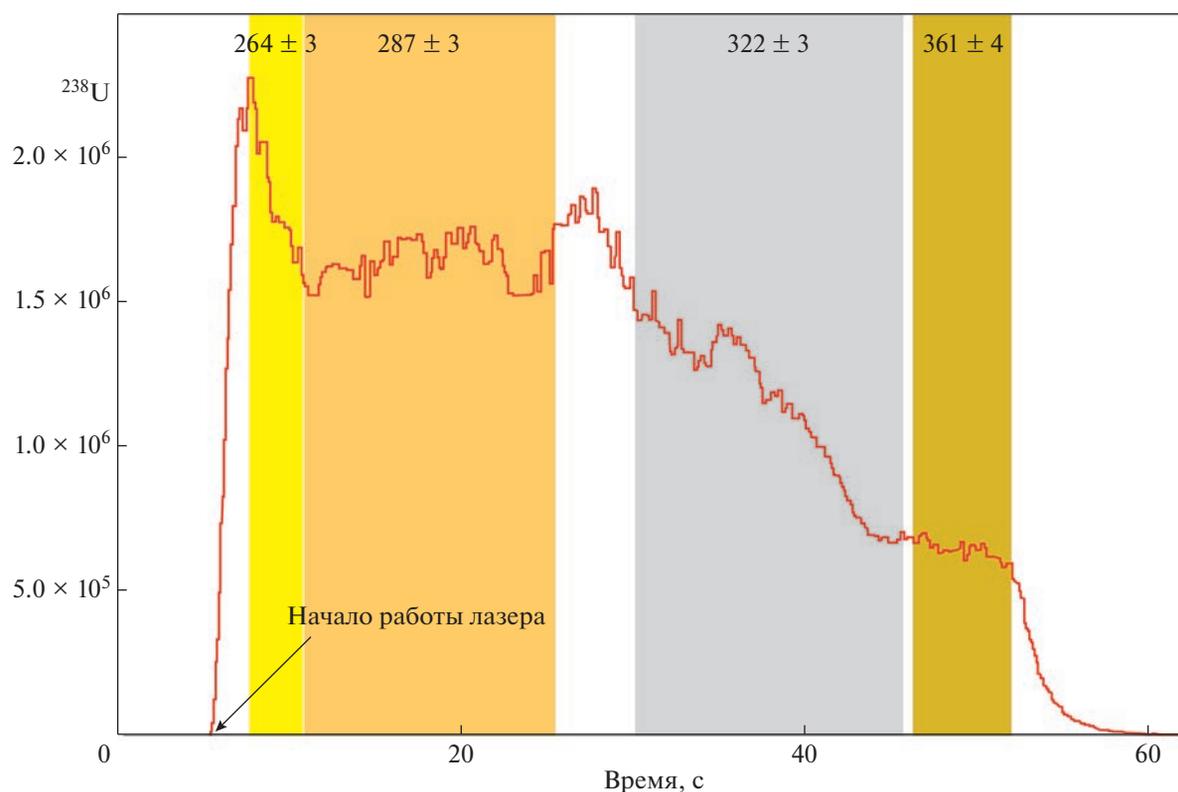


Рис. 8. Развертка по времени аналитического сигнала на счетчике числа изотопа ^{238}U масс-спектрометра при анализе зерна № а78 в пробе ПК-19а с разметкой цветными фонами частей записи, соответствующих оценкам возраста: 264 ± 3 , 287 ± 3 , 322 ± 3 и 361 ± 4 млн лет.

случаях аналитический сигнал позволил получить две оценки возраста для каймы и ядра, — всего получено 82 значения возраста (см. рис. 9, б, в, д).

Из 82-х вычисленных значений возраста 5 датировок оказались некондиционными, — остальные 77 значений были использованы для построения КПВ, на которой проявлены пики 255, 282, 316, 344, 360, 382, 428, 468 млн лет (рис. 10, а).

Зерна циркона из рассматриваемой пробы имеют широкий диапазон возрастов — от 253 до 2710 млн лет, при этом значимый частотный пик формирует только палеозойская (урало-герцинская) популяция (88%) с максимумом 344 млн лет.

Остальные возрасты образуют на КПВ низкое плато в пределах мезопротерозойской части временной (возрастной) шкалы (1026–1684 млн лет (10%)) и только одно зерно циркона имеет архейский возраст (2710 млн лет) (см. рис. 10, а).

Содержания U варьируют от 20 до 902 г/т, Th — от 24 до 1016 г/т, величины отношения Th/U — от 0.42 до 2.35.

Анализ 81-го зерна циркона (проба ПК-19а). Из пробы ПК-19а изучено 81 зерно детритового циркона. Во многих случаях нам удалось получить по два, иногда — по три, в двух случаях — четыре значения возраста по одному аналитическому

сигналу, — всего получено 136 значений возраста (см. рис. 9, б, е).

Для ядра зерна № а60 получены очень низкие содержания U = 1.8 г/т и Th = 0.07 г/т, которые дали аномально низкую величину Th/U = 0.04. Эта датировка составила 414 ± 22 млн лет, при D1 = -0.5%, D2 = -2.9%, но из-за большой аналитической ошибки она исключена из дальнейшего рассмотрения.

Для анализа № а26 получены содержания U = 28 г/т и Th = 492 г/т, которые обусловили аномально высокое значение Th/U = 17.7 (см. рис. 9, ж). Возрастная оценка для этой датировки сильно дискордантная (D1 = 73.1%, D2 = 344.2%) и по этой причине также исключена из дальнейшего рассмотрения.

Всего 129 датировок кондиционны и использованы для построения КПВ, на которой проявлены пики — 267, 290, 321, 345, 364, 382 и 446 млн лет (см. рис. 10, б). Датировки распределены в возрастном диапазоне от 264 до 1971 млн лет, в пределах которого статистически значимые частотные пики во многом аналогичны таковым для пробы ПК-19 (см. рис. 10 а, б).

Доминируют палеозойские датировки (96%), образующие главный частотный пик с максимумом

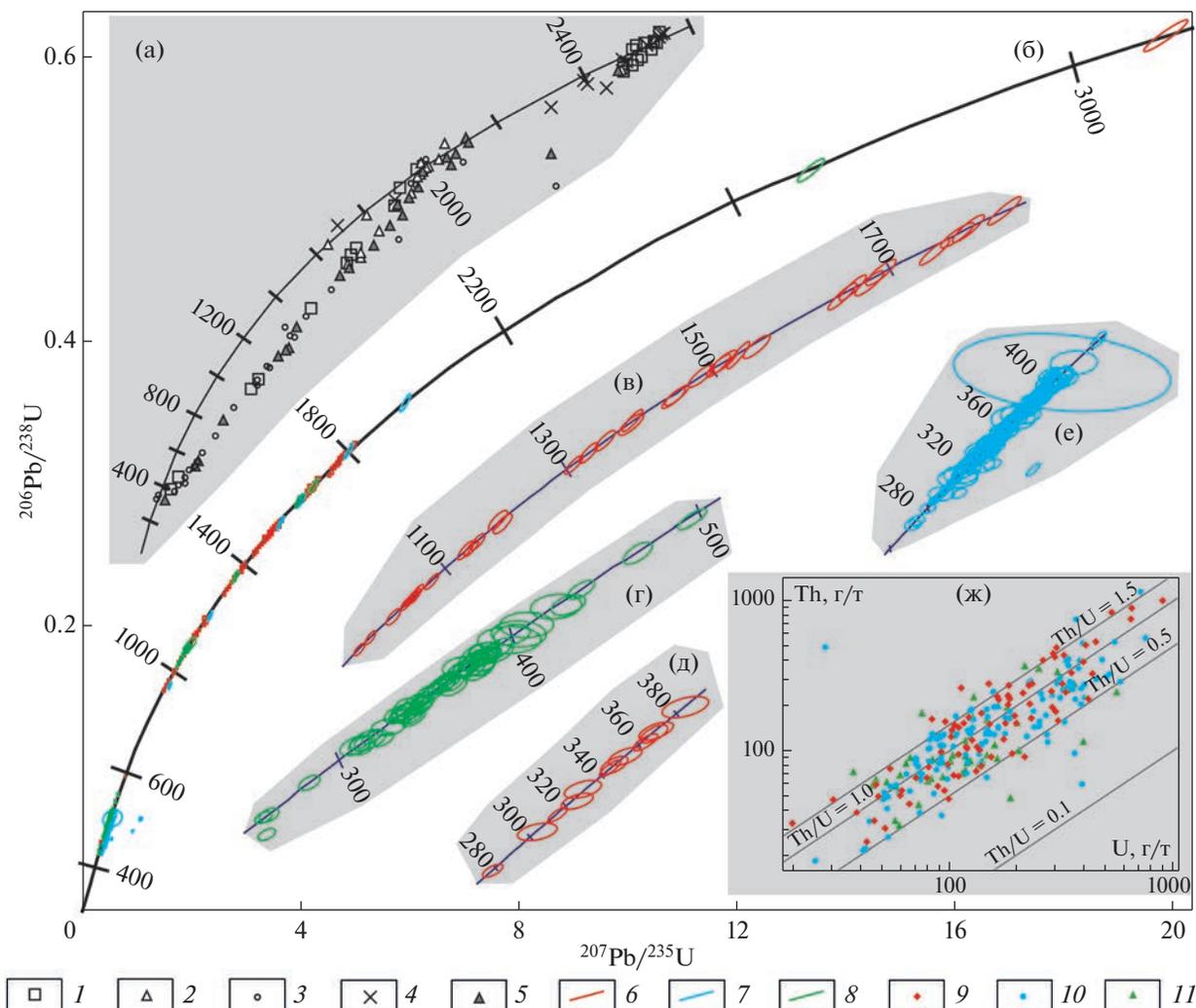


Рис. 9. Диаграммы U–Th–Pb изотопной системы зерен циркона проб ПК-19, ПК-19а и ПК-19б из Пучеж-Катунского кратера.

(а) – сводная диаграмма с конкордией для всех изученных зерен циркона из пород Воротиловского выступа, (по [17]); (б)–(ж) – результаты изучения зерен детритового циркона из эксплозивных брекчий северо-западной периферической части Пучеж-Катунского кратера; (б) – линия конкордии и эллипсы 95% доверительного интервала измерений ($\pm 1\sigma$) для U–Pb датировок, (в)–(е) – увеличенный фрагмент (б); (ж) – диаграмма вариаций содержаний U и Th в изученных зернах детритового циркона (анализ № 19а-60 (U = 1.8 г/г, Th = 0.07 г/г, Th/U = 0.04) на диаграмме не показан). 1 – слабо-ударно-метаморфизованные плагиогнейсы и амфиболиты, расположенные >3500 м; 2 – умеренно ударно-метаморфизованные гнейсы и граниты, расположенные >3500 м; 3 – интенсивно ударно-метаморфизованные гнейсы из части аутигенной брекчий, расположенной над кровлей цокольного комплекса; 4 – долериты; 5 – зювиты; 6–8 – эллипсы измерений (пробы): 6 – ПК-19б, 7 – ПК-19а, 8 – ПК-19б; 9–11 – содержания U и Th (пробы): 9 – ПК-19, 10 – ПК-19а, 11 – ПК-19б

364 млн лет, остальные 6 датировок рассеяны в широком интервале возрастов (см. рис. 10, б).

За исключением анализа по ядру зерна № а60, содержание U варьирует от 25 до 902 г/г, Th от 18 до 1164 г/г, Th/U от 0.15 до 2.03 (см. рис. 9, ж).

Более 1/3 всех анализов (50 анализов) показали Th/U > 1, из них семь анализов Th/U > 1.5.

Анализ 46-и зерен циркона (проба ПК-19б). Из пробы ПК-19б проанализировано 46 зерен детритового циркона, для которых получено 49 значе-

ний возраста (см. рис. 9, б, г). Для 5-ти из этих зерен нами вычислено по два значения возраста – для кайм и ядер. Только одно измерение № а49 оказалось сильно дискордантным, с большой аналитической ошибкой (возраст 4752 ± 40 млн лет, D1 = 18.5%, D2 = -6.7%), – это измерение исключено из дальнейшей рассматривания. Остальные 48 датировок оказались кондиционными и использованы для построения КПВ (см. рис. 10, в). Полученные датировки распределены в возрастном диапазоне от 278 до 3085 млн лет, образуя значимые

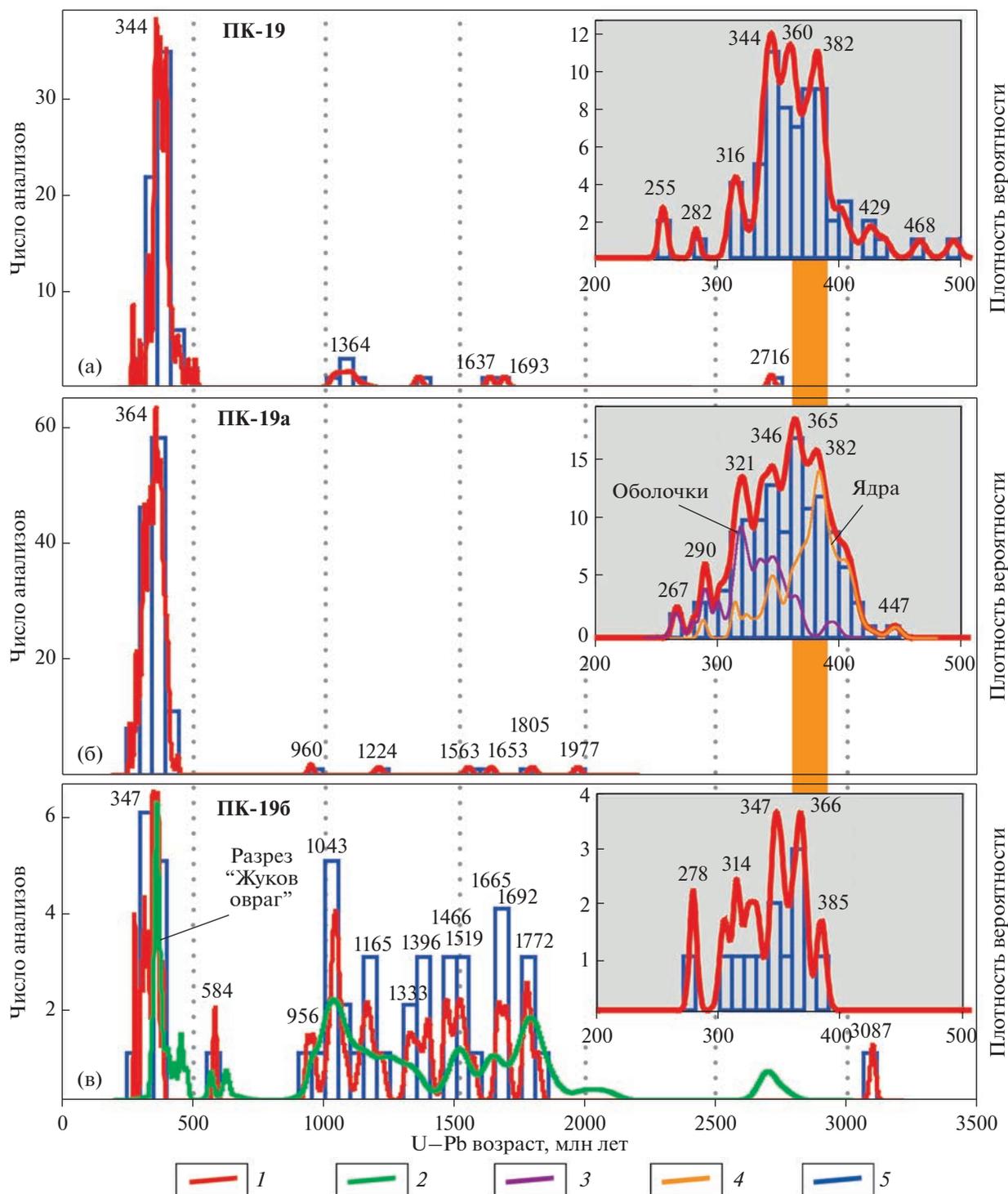


Рис. 10. Гистограммы и КПВ распределения U–Pb изотопных возрастов зерен детритового циркона из проб ПК-19, ПК-19а, ПК-19б и верхнепермских песчаников Московской синеклизы, разрез Жуков овраг (по данным [31]).

На врезках показан палеозойский интервал возрастов.

(а) – КПВ-проба ПК-19; (б) – КПВ-проба ПК-19а; на врезке дополнительно показаны КПВ возрастов для ядер (линия оранжевым) и оболочек (линия фиолетовым); (в) – КПВ-проба ПК-19б и верхнепермские песчаники Московской синеклизы, разрез Жуков овраг;

1–4: КПВ для: 1 – пробы ПК-19, ПК-19а и ПК-19б, 2 – верхнепермских песчаников Московской синеклизы, разрез Жуков овраг, 3 – ядер зерен циркона из пробы ПК-19а, 4 – оболочек зерен циркона из пробы ПК-19а; 5 – гистограммы для проб ПК-19, ПК-19а и ПК-19б

пики на гистограмме и КПВ в интервалах возрастов во многом аналогичных таковым, полученных для проб ПК-19 и ПК-19а (см. рис. 10).

Количественное распределение датировок по возрастным интервалам относительно равномерное. Палеозойская популяция, образующая на КПВ частотный пик 347 млн лет, представлена 12-ю датировками. В пределах этой популяции отмечены второстепенные пики имеющие значения — 278, 314, 347, 367, 385 млн лет.

Для неопротерозойского (3 датировки, 583, 936, 958 млн лет) и мезопротерозойского (24 датировки) интервалов возрастной шкалы выявлен ярко выраженный пик со значением 1043 млн лет. По количеству датировок этот пик сопоставим с палеозойскими пиками, выявленными для пробы ПК-196. Остальные экстремумы на КПВ для мезопротерозойской генерации (пики 1165, 1333, 1396, 1466, 1519 млн лет), поддержанные 3–4 датировками, образуют относительно ровное плато. Группа позднепалеопротерозойских датировок представлена 8-ю значениями с частотными пиками 1665, 1692, 1772 млн лет. Только один анализ № а59 показал архейское значение возраста — 3085 ± 10 млн лет ($D1 = 0.03\%$, $D2 = -0.03\%$).

Содержание U варьирует от 37 до 562 г/т, Th — от 31 до 368 г/т, величина Th/U варьирует от 0.26 до 2.28. Для 20-ти анализов получены величины Th/U > 1, из них для 4-х анализов — Th/U > 1.5.

Вариации величин Th/U в зернах детритового циркона

Для анализов зерен детритового циркона из всех трех проб (за исключением ядра зерна № 60 из пробы ПК-19а) содержание U варьирует от 20 до 903 г/т, Th — от 18 до 1164 г/т, а величина Th/U варьирует от 0.15 до 17.7 (см. рис. 9, ж).

Очевидных различий между пробами ПК-19, ПК-19а и ПК-196 по содержаниям U и Th в зернах циркона не зафиксировано, как и закономерностей на диаграммах Th/U vs U—Pb возраст циркона (см. рис. 9, ж).

В 51% анализов зафиксированы величины Th/U от 0.5 до 1.0, которые обычно считаются статистически присущими магматогенному циркону из кремнекислых и средних пород [45, 50, 55] (см. рис. 9, ж).

Одновременно присутствует значительное количество зерен циркона (40%) с более высокими отношениями Th/U > 1, при этом 8% превышают 1.5. Такие значения часто фиксируют в цирконе из меланократовых (мафических) пород и/или пород, которые сформированы в обстановках метаморфизма высоких температур, низких и средних давлений [48, 52, 60].

Один анализ показал значение Th/U < 0.1. Такие низкие значения Th/U считают статистиче-

ски свойственными метаморфогенным кристаллам циркона.

Было показано, что в цирконе из эклогитов часто фиксируют пониженные (<0.1) величины Th/U, а также пониженные абсолютные содержания Th (3 г/т и ниже) и U (100 г/т и ниже), вместе с другими особенностями содержания редкоземельных элементов [57]. При этом пониженные (<0.1) величины Th/U редко, но фиксируют в цирконе из магматических пород, например, в очень редких (экзотических) породных комплексах ультра низкотемпературных гранитоидов [40].

Таким образом, полученные содержания U и Th в изученных зернах циркона из проб ПК-19, ПК-19а и ПК-196 могут означать, что среди первичных источников их родительских пород широкое распространение имели меланократовые (мафические) породы и/или метаморфические породы высоких температур, низких и средних давлений.

Интерпретация возрастов ядер и оболочек зерен циркона

При изучении зерен детритового циркона из всех трех проб был сделан акцент на определение возрастов для разных частей исследуемых зерен как за счет пробоотбора из разных частей зерен циркона, так и за счет интерпретации разных частей полученного аналитического сигнала (см. рис. 7, см. рис. 8).

Если разные элементы строения изучаемой брекчии были совместно подвержены единовременному внешнему термальному воздействию, которое могло вызвать формирование оболочек одного и того же возраста у зерен детритового циркона, то в этом случае можно ожидать относительно узкий интервал возрастов этих оболочек и мономодальное распределение их датировок на КПВ. Частотный максимум датировок оболочек должен соответствовать возрасту термального события, при этом датировки ядер в изученных зернах циркона могут быть самыми разными.

Полученные нами наборы возрастов, которые интерпретированы как возрасты оболочек, распределены в широком возрастном диапазоне и не образуют мономодального распределения в соответствующих КПВ.

Для наиболее статистически представительного набора возрастов оболочек по пробе ПК-19а, наряду с главным пиком ~321 млн лет, также проявлены второстепенные (~346 млн лет, примерно 2/3 от главного пика) и слабые пики (см. рис. 10, б (врезка)).

Интерпретации единовременного внешнего воздействия на брекчии также не соответствуют несколько анализов, по аналитическому сигналу которых удалось получить более двух возрастов.

По аналитическому сигналу № а78 из пробы ПК-19а нами было вычислено четыре значения возраста, значимо различающиеся с учетом ошибки измерения — 264 ± 3 , 287 ± 3 , 322 ± 3 и 361 ± 4 млн лет, все с хорошей степенью конкордантности (см. рис. 8).

Если значение 361 млн лет интерпретировать как возраст ядра, а возраст 322 млн лет (соответствующий главному пику на КПВ для оболочек) как возраст оболочки, то тогда более молодые возрасты 264 и 287 млн лет должны быть проинтерпретированы как возрасты еще более молодых оболочек. Это подразумевает более сложную историю этого зерна циркона, чем единовременное внешнее воздействие.

Ни в одном случае, когда были получены древние докембрийские датировки (суммарно по всем трем пробам: неопротерозой — 4, мезопротерозой — 32, палеопротерозой — 13, архей — 2 датировки), не удалось получить второго возрастного значения.

Таким образом, особенности распределения возрастов оболочек и ядер, зафиксированные в зернах детритового циркона из брекчий Пучеж-Катунского кратера, мы объясняем не воздействием импактного события, а происхождением зерен детритового циркона из родительских пород, которые были сформированы в длительно функционирующей почти на протяжении всего палеозоя магматической системе.

В этой системе были проявлены неоднократные магматические активизации, в ходе которых, наряду с генерацией первичных зерен циркона, происходило обрастание более древних зерен без существенного нарушения их U—Pb изотопных систем более молодыми оболочками. Это обычные процессы в магматических камерах длительно существующих вулканических дуг. В частности, такие магматические системы функционировали в палеозойских вулканических дугах, впоследствии вовлеченных в строение эпипалеозойского Уральского орогена.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Возможные источники зерен циркона пестроцветных брекчий пучежской толщи

Пучеж-Катунский кратер вскрывает архейские комплексы кристаллического фундамента, что может вести к предположению об участии этих образований в масштабных эксплозивных выбросах, а в некоторых зернах детритового циркона — о нарушении первичных U—Pb изотопных соотношений в результате сильного импактно-теплового и механо-физического воздействия.

На основе U—Pb изотопно-геохронологического изучения 159-ти зерен циркона из 13-ти образцов амфиболитов и гнейсов различного состава, слагающих Воротиловский выступ фундамента,

и прорывающих эти метаморфические образования даек долеритов, а также зювитов (1 образец), было определено, что импактное событие привело к разным степеням нарушения U—Th—Pb изотопной системы в древних кристаллах циркона, обусловленным частичной потерей радиогенного свинца, и выявлено три возрастные группы зерен циркона [17]:

— 1-ая группа — кристаллы циркона со значениями $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возраста 2492–2556 млн лет и низкой 1–3% дискордантностью составляют 22% изученной совокупности, для кристаллов циркона этой группы характерны выдержанные высокие значения Th/U в среднем ~1.18;

— 2-ая группа — кристаллы циркона со значениями $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возраста 1945–2025 млн лет и относительно низкой <10% (обычно 1–4%) дискордантностью составляют 45% изученной совокупности и преобладают в большинстве проб, включая зювит, величины Th/U в кристаллах циркона этой группы варьируют в широком диапазоне 0.01–0.83, но всегда меньше 1 (в среднем 0.30);

— 3-я группа — кристаллы циркона, для которых получены оценки возраста с высокой дискордантностью >10%, составляют 33% изученной совокупности кристаллов, отобранных из интенсивно импактно-метаморфизованных пород — величины Th/U в кристаллах циркона этой группы также варьируют в широком диапазоне 0.03–1.09 (в среднем 0.44).

Ни в одной из изученных нами проб из пучежских брекчий не выявлен циркон с возрастными и Th/U параметрами, соответствующими параметрам циркона 1-ой группы из плагиогнейсов, амфиболитов и долеритов Воротиловского выступа фундамента (см. рис. 9, а, б).

Возрастной интервал 2-ой группы 1.945–2.025 млрд лет, в пределы которого попадает 45% возрастов изученной совокупности кристаллов циркона из пород Воротиловского выступа фундамента, в изученных нами пробах представлен по-разному. В песчано-алеврит-глинистой связующей массе (матрикс) пестроцветных пучежских брекчий пробы ПК-19, а также в олигомиктовых песках (песчаниках) пробы ПК-19б, слагающих в этих брекчиях одну из линз, датировки детритового циркона, попадающие в этот диапазон, отсутствуют (см. рис. 10, а, в). В пробе ПК-19а, отобранной из обломка красноцветного песчаника в пестроцветных пучежских брекчиях, только одна датировка детритового циркона с возрастом 1.977 млрд лет попала в возрастной интервал 1.945–2.025 млрд лет (см. рис. 10, б).

В породах кристаллического фундамента и зювитах Пучеж-Катунской структуры кристаллы циркона 3-ей группы с высоким уровнем дискор-

дантности и признаками планарных внутрикристаллических деформаций составляют 33%.

Однако высокий уровень конкордантности подавляющего большинства полученных датировок зерен детритового циркона из проб ПК-19, ПК-19а и ПК-19б свидетельствует о том, что в исследованных зернах отсутствуют признаки массового интенсивного импактного воздействия на U—Th—Pb изотопную систему (см. рис. 9, б—е).

Таким образом, зерна циркона с возрастными параметрами и заметной степенью дискордантности, характерные для раннедокембрийских метаморфических и магматических комплексов Воротиловского выступа фундамента Восточно-Европейской платформы, а также развитых здесь зювитов, охарактеризованных в [17], среди зерен детритового циркона группы проб ПК-19 не зафиксированы. Это позволяет полагать, что эксплозивный выброс из Пучеж-Катункского кратера, в центре которого экспонирован выступ кристаллического фундамента, имел локальный характер и на расстоянии 40 км от эпицентра взрыва цирконовые метки кристаллических комплексов Воротиловского выступа не обнаружены.

Более того, зерна детритового циркона изученных проб из эксплозивных брекчий не несут признаков массовой нарушенности U—Pb изотопной системы. Это может означать, что импактно-термальное воздействие эксплозии, связанной с Пучеж-Катункским кратером, было проявлено локально только в его центральной части и практически не повлияло на первичные изотопные соотношения в зернах циркона, обнаруженных в краевой части кольцевой террасы Пучеж-Катункского кратера.

При анализе гистограммы и КПВ, характеризующих количественное распределение датировок детритового циркона по возрастным интервалам, выявлен резко преобладающий пик палеозойских (уральско—герцинских) датировок в пробах ПК-19 (матрикс брекчий) и ПК-19а (обломок песчаника в брекчиях) (см. рис. 10 а, б). По отношению к этому пику все остальные группы датировок детритового циркона существенно более слабо представлены.

В пробе ПК-19б (линза песков/песчаников в брекчиях) этот пик также присутствует, но он в значительной степени нивелирован по отношению к другим модам распределения зерен детритового циркона по возрастным группам.

По нашему мнению, рассматриваемая линза песков, охарактеризованная пробой ПК-19б, образовалась в результате многократного перемиыва вмещающих пород, обусловившего выравнивание количественных соотношений возрастных популяций зерен детритового циркона. В результате этого перемиыва и переотложения резко дифференцированные распределения зерен детритово-

го циркона, зафиксированные в пробах ПК-19 и ПК-19а, приобрели сглаженный вид, обусловленный выравниванием количественных соотношений зерен детритового циркона различного возраста.

Особенности залегания рассматриваемых песков в линзовидной полости брекчий позволяют полагать, что эти пески, возможно, были сформированы в результате циркуляции флюидов/подземных вод и представляют собой разновидность флюидизатов.

Палеозойский пик (уральский провенанс-сигнал) во всех изученных пробах ПК-19 указывает на местоположение главной питающей провинции в области эпипалеозойского Уральского орогена.

Ранее было отмечено, что резко доминирующий уральский сигнал в датировках зерен детритового циркона характерен для нижнетриасовых песчаников Московской синеклизы (опорный разрез Жуков овраг) [31]. При этом в верхнепермских песчаниках этого же разреза, помимо уральской, была выявлена существенная по количеству популяция мезопротерозойских зерен детритового циркона. Это указывает на принципиальное изменение путей транспортировки терригенного материала в Московский бассейн на рубеже перми и триаса [31]. В позднепермское время, наряду с поступлением материала из Уральского орогена (палеозойская популяция зерен детритового циркона), значительная часть материала поступала также со стороны Фенноскандии (мезопротерозойская популяция зерен детритового циркона).

По полученным нами данным в брекчиях Пучеж-Катункского кратера почти отсутствуют архейские зерна, но в Фенноскандии архейские комплексы широко развиты наряду с мезопротерозойскими и палеопротерозойскими.

В позднепермско—раннетриасовое время Уральское герцинское горное сооружение тектонически доминировало в области Восточно-Европейской платформы, а Свеко-Норвежский ороген Фенноскандии к тому времени был эродирован (рис. 11).

Такая палеогеографическая обстановка указывает на направление основного седиментационного потока в Московскую синеклизу со стороны Уральского края Восточно-Европейской платформы, а не со стороны Фенноскандии.

При этом имеющиеся данные о характере распределения возрастов зерен детритового циркона в обломочных породах из толщ, участвующих в строении реликтов Уральского герцинского горного сооружения (терригенные отложения ашинской серии), однозначно указывают на то, что эти толщи определенно могли быть вторичным источником мезопротерозойской популяции зерен детритового циркона.



Рис. 11. Палеогеографическая обстановка в пределах Восточно-Европейской платформы на временном рубеже поздней перми и раннего триаса.

1 – орогены; 2 – области накопления преимущественно красноцветных конгломератов, песчано-глинистых аллювиальных, дельтовых и озерных отложений; 3 – области, в которых позднепермско-раннетриасовые толщи не накапливались или не сохранились; 4 – транс-европейская сутурная зона (ТСЗ); 5 – пути миграции обломочного материала; 6 – Пучеж-Катунский кратер

Было показано, что в песчаниках ашинской серии, распространенной в северных районах южного сегмента Западно-Уральской мегазоны, зерна детритового циркона с мезопротерозойскими возрастными составляющими составляют 70% и более от общего количества изученных зерен [11–13].

Это подтверждает, что обломочный материал, снос которого с Уральского герцинского горного

сооружения произошел в поздней перми, мог содержать одновременно уральский провенанс-сигнал (палеозойские зерна детритового циркона с возрастными 340–360 млн лет) и ашинский провенанс-сигнал (зерна детритового циркона с мезопротерозойскими возрастными).

При этом уральский провенанс-сигнал несет продукты эрозии кристаллических комплексов,

Таблица 1. Результаты сопоставления наборов U–Pb возрастов детритового циркона из эксплозивных брекчий кольцевой террасы Пучеж-Катунского кратера и разреза Жуков овраг (по [31]) с использованием теста Колмогорова–Смирнова (по [40, 67]).

Проба		Взаимные <i>P</i> -коэффициенты, рассчитанные с учетом ошибок измерений				
		ПК-19	ПК-19а	ПК-19б	Жуков овраг	
					<i>P</i> ₃	<i>T</i> ₁
ПК-19			0.414	0.000	0.000	0.002
ПК-19а		0.414		0.000	0.000	0.000
ПК-19б		0.000	0.000		0.636	0.001
Жуков овраг	<i>P</i> ₃	0.000	0.000	0.636		0.000
	<i>T</i> ₁	0.002	0.000	0.001	0.000	

Примечание. Выделены (жирный шрифт) значения *P* > 0.05.

реликты которых в настоящее время представлены в строении Восточно-Уральской мегазоны (Присакмаро-Вознесенская, Тагильская и Магнитогорская зоны, Восточно-Уральское поднятие) и более восточных тектонических единиц, а также краевых аллохтонов (Сакмарская зона и аллохтонная зона Крака [21, 22, 24–28]).

Ашинский провенанс-сигнал привносился материалом, рециклированным из песчаников поздненевендской (поздневендско–кембрийской) ашинской серии Башкирского поднятия (север южного сегмента Западно-Уральской мегазоны) и их вещественных и стратиграфических аналогов (сылвицкая серия) среднеуральского сегмента Западно-Уральской мегазоны (см. рис. 1, см. рис. 11).

Смена характера распределений возрастов зерен детритового циркона в раннетриасовых песчаниках разреза Жуков овраг, по сравнению с характером распределений возрастов зерен детритового циркона в верхнепермских песчаниках данного разреза [31], может быть обусловлена незначительными изменениями положения истоков водотоков, берущих начало на участках, расположенных в пределах Уральского герцинского горного сооружения, с различным геологическим строением.

Для сравнения наборов возрастов детритового циркона из пород верхней перми (проба 11) и нижнего триаса (проба 56) опорного разреза Жуков овраг Московской синеклизы [31] и проб ПК-19, ПК-19а и ПК-19б из пучежских брекчий нами использован тест Колмогорова–Смирнова [40]. Применение этого теста показало формальное высокое сходство между пробами ПК-19 и ПК-19а и отличие от пробы ПК-19б, при этом верхнепермский набор возрастов разреза Жуков овраг (проба 11 по [31]), показал высокое сходство с пробой ПК-19б (табл. 1).

Формальное сходство КПВ проб ПК-19 и ПК-19а и КПВ для нижнетриасовых песчаников разреза Жуков овраг (проба 56 по [31]) позволяет полагать, что в северо-западной части Пучеж-Катунского кратера формирование эксплозивных брекчий происходило в основном за счет разрушения пород нижнего триаса.

Высокое сходство в тесте Колмогорова-Смирнова пробы ПК-19б (линза переотложенных песчаников/песков) с верхнепермскими породами разреза Жуков овраг (проба 11 по [31]) указывает на то, что обе разновидности этих пород сформированы в результате высокой степени смешения и усреднения обломочного материала седиментационных потоков, содержащих уральский и ашинский провенанс-сигналы.

На основе приведенных данных мы полагаем, что комбинация палеозойского (уральского) и мезопротерозойского (ашинского) провенанс-сигналов указывает на то, что красноцветные обломочные породы верхней перми и нижнего триаса разреза Жуков овраг, а также исследованного нами северо-западного периферического района Пучеж-Катунского кратера, сложены продуктами эрозии разновозрастных вещественных комплексов Уральского герцинского орогена.

Возраст пестроцветных брекчий пучежской толщи

Нижняя возрастная граница формирования пестроцветных брекчий пучежской толщи определена наличием в них обломков аргиллитов и глини индского яруса нижнего триаса (251–247.7 млн лет), верхняя возрастная граница определена налеганием на эти эксплозивные образования озерных отложений среднеюрского байосс–батского возраста (узольская и ковернинская свиты).

Ранее было сделано допущение [5], что за время от раннего триаса до средней юры образования цокольного комплекса Пучеж-Катункской структуры испытали денудацию. В результате этого были размыты породы оленекского яруса, а в южной части Пучеж-Катункского кратера — и индские породы нижнего триаса. Из этого следовало, что формирование Пучеж-Катункской астроблемы произошло значительно позже триаса — после завершения денудационных процессов. Однако в этом допущении не учтена возможность проявления син-позднегерцинских (ранний триас) складчатых деформаций в пределах Владимир-Вятской зоны сдвига и связанных с ними быстрых тектоно-эрозионных процессов, предшествовавших импактному событию [10].

Наиболее молодые U—Pb датировки детритового циркона из всех изученных проб (ПК-19, ПК-19а и ПК-19б) — 253 ± 3 , 256 ± 3 и 264 ± 3 млн лет. Средневзвешенное значение этих датировок составляет 258 ± 7 млн лет, что соответствует поздней перми. Эта оценка возраста может быть принята, как нижняя возрастная граница пучежских брекчий.

K—Ag датировки тагамитов и импактного стекла коптогенного комплекса Пучеж-Катункской структуры соответствуют интервалу времени 183—200 млн лет [5].

Современные результаты $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ анализа показали более узкий вероятный интервал времени формирования Пучеж-Катункской структуры в диапазоне 192—196 млн лет (синемюрский век ранней юры) [43].

На основании предположения о вероятном засорении импактных расплавов материалом архейских пород, а кроме того на основании сведений о широком распространении байосских споропыльцевых комплексов в щебенчато-глыбовых брекчиях, брекчированных породах венда и девона, а также в отложениях, перекрывающих коптогенные образования и слагающих остаточную озерную котловину, был принят байосский возраст Пучеж-Катункской структуры. Однако отсутствие надрегиональных катастрофических слоев и массовых вымираний флоры и фауны, соответствующих байосскому времени, ставит под сомнение эту датировку [54].

В результате изучения аллогенных брекчий пучежской толщи мы выявили, что среди них распространены линзовидные включения олигомиктовых песков и слабо сцементированных песчаников (флюидизатов), которые были сформированы в результате активной деятельности флюидов и грунтовых вод, проникавших в толщу коптокластитов вдоль полостей дезинтеграции. Эти процессы происходили после эксплозивного события.

Мы полагаем, что попадание байосских споропыльцевых комплексов в аллогенные брекчии и подстилающие брекчированные толщи девона и венда произошло в результате циркуляции грунтовых вод в процессе проседания кратера и уплотнения дезинтегрированных коптокластитов. Активная циркуляция вод, сообщавшихся с байосским озером, в подстилающих коптогенных породах привела к прониканию миоспор и широкому распространению соответствующего споропыльцевого комплекса в цокольные образования Пучеж-Катункского кратера.

Палинологические материалы для нижних горизонтов озерных отложений постимпактного кратерного озера (узольская и ковернинская свиты), ранее были датированы байосом—батом. Анализ новых образцов и результаты пересмотра ранее выявленных споропыльцевых комплексов позволил рассматривать время формирования узольской и ковернинской свит в интервале от позднесинемюрского до раннеплинсбахского веков ранней юры [43].

При этом были обнаружены не только пресноводные, но и морские полиноформы (*Mendicodinium* spp., морские акритархи *Michrhystridium stellatum*, *Michrhystridium intromittum* and *Leiosphaeridia* sp.). Определения возраста этого палинокомплекса соответствуют результатам $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ анализов, показывающих возраст импактных расплавов как 192—196 млн лет (синемюрский век ранней юры) [43].

Формирование Пучеж-Катункской структуры

На основании материалов бурения Воротиловской скважины, пробуренной до глубины 5374 м, и других картировочных скважин [5, 30] были установлены следующие признаки импактного генезиса Пучеж-Катункской структуры:

- морфологическое сходство Пучеж-Катункского кратера с типичными метеоритными ударными воронками на поверхности Луны и Земли;

- многочисленные проявления импактного метаморфизма (стекла плавления, гипербарические модификации кремнезема и углерода (алмазы), конусы разрушения, планарные деформации и диаплектовые изменения минералов, жилы тагамитов, зоны псевдотахилитов), возникающие при импульсных нагрузках свыше 80—100 кБар;

- развитие специфичных по текстурно-структурным особенностям и химическому составу пород (зювитов и тагамитов);

- формирование комплексов пород, не имеющих стратиграфических аналогов в пределах всей Восточно-Европейской платформы;

- затухание с глубиной процессов преобразования пород;

– отсутствие ксенолитов глубинных пород, что свидетельствует о приповерхностном характере взрыва.

Размер Пучеж-Катункского метеорита достигал 3 км в диаметре.

Максимальные оценки ударного воздействия 45–50 ГПа отмечаются в верхней части ствола Воротиловской скважины и постепенно снижаются к забою скважины (5374 м) до 15–20 ГПа [5].

Результаты нашего изучения U–Th–Pb системы зерен детритового циркона пестроцветных брекчий Пучеж-Катункской структуры позволяют предполагать, что импактное событие, обусловившее формирование этой структуры, сопровождалось незначительным по объему и дистанции разбросом эксплозивного материала. Ударно-термальные преобразования в области Пучеж-Катункского кратера также не распространялись дальше его кольцевой воронки. Пока не выявлен тип этого эксплозивного события, оставившего крупный кратер, но не вызвавшего, ни значительного объемного выброса вещества, ни надрегионального распространения катастрофических слоев и связанных с ними массовых вымираний организмов.

Для Пучеж-Катункской астроблемы предполагается угол соударения с поверхностью Земли 45° [5]. Именно такие средние углы падения метеоритов (метеорит Чиксулуб – 60°) являются наиболее экологически опасными из-за больших объемов твердых выбросов в атмосферу. Менее катастрофические, близкие к касательной углы падения космических тел оставляют после себя удлиненные асимметричные воронки. Пучеж-Катункский кратер почти идеально симметричен.

Субвертикально падающие тела, обладающие сверхкосмической скоростью, способны вызывать глубоко проникающий в земную кору эффект кумулятивного взрыва без значимых выбросов вещества в атмосферу. Но в случае Пучеж-Катункской структуры взрыв был приповерхностным и на глубине 5.3 км его энергетические параметры снижаются почти в три раза, следов металлического вещества в области Пучеж-Катункского кратера не обнаружено.

Известно, что импактные образования Пучеж-Катункского кратера рассматривали и как возможные эксплозивные алмазоносные базальтоиды субвулканического комплекса, среди которых присутствуют покровная (переотложенные брекчий), трубчатая (брекчиево-жерловая) и жильная фации. Эти эндогенно-эксплозивные и вулканотектонические модели формирования Пучеж-Катункской структуры, сопоставляемой с трубкой взрыва, получили развитие в работах [3, 14, 15, 18].

В соответствие с этими моделями включения стекла в зювитах и брекчиях, а также жилы тагамитов были интерпретированы как результат плавления гранито-гнейсовых пород под воздействием флюидно-газового взрыва. Предполагается, что выброшенные взрывом породы были отброшены обратно в кратер и сформировали переотложенные (аллогенные) брекчии с повышенным содержанием стекла, которые залегают в пределах кольцевого желоба в непосредственной близости к трубчатым диатремам [15].

В работе [29] Пучеж-Катункская структура описана как многофазное образование, формирование которого произошло в интервале от поздней перми до средней юры. Серьезными доводами в пользу этих представлений являются приуроченность Пучеж-Катункской структуры к протяженной зоне тектонических нарушений и длительный период ее развития [1, 2, 7, 8, 10, 15]. Некоторые исследователи рассматривают возможность приповерхностного флюидно-газового (плазменного) взрыва, связанного с дегазацией подкорового вещества в результате верхнекорových деструктивных процессов [7, 15].

Мощность такого взрыва могла быть велика, а его связь с напряженным сегментом тектонической зоны, в пределах которого локализовались флюидно-газовые скопления (углеводороды (?)) на границе фундамента и экранирующего чехла, закономерна.

Условия транспрессии и быстрой разрядки сжимающихся напряжений в зоне сдвига могли сопровождаться адиабатическим сжатием флюидно-газовой смеси, переходу ее в состояние адиабатического горения и детонации.

Подземный характер такой эндогенной, но приповерхностной эксплозии, в случае Пучеж-Катункской структуры, мог привести к локализованному поглощению энергии взрыва верхними слоями земной коры и, как следствие, – отсутствию значительных выбросов вещества в атмосферу, способствующих глобальным катастрофическим событиям.

ВЫВОДЫ

Полученные нами результаты изучения U–Th–Pb изотопных систем зерен детритового циркона из эксплозивных пестроцветных брекчий Пучеж-Катункской импактной структуры позволяют сделать следующие выводы.

1. Средневзвешенное значение трех наиболее молодых U–Pb изотопных датировок детритового циркона из связующего матрикса пучежских брекчий составляет 258 ± 7 млн лет, что соответствует поздней перми; мы приняли эту оценку возраста за нижнюю возрастную границу пучежских эксплозивных брекчий.

2. С учетом широкого распространения в пределах Пучеж-Катункской структуры признаков активной циркуляции флюидов (флюидизаты)

и грунтовых вод, мы предполагаем, что споропыльцевой комплекс байосского возраста (168–171 млн лет), имеющий широкое распространение почти по всему разрезу Пучеж-Катунского кратера, является аллогенным и не может быть использован для датирования рассматриваемой астроблемы. По имеющимся геологическим и геохронологическим данным, время формирования Пучеж-Катунского кратера – это интервал от позднего триаса до ранней юры включительно.

3. Разновозрастные и испытавшие неравномерную потерю радиогенного свинца, т.е. в разной степени дискордантные, кристаллы циркона, выявленные в породах Воротиловского выступа и зювитах кольцевой депрессии, среди зерен детритового циркона из пестроцветных брекчий кольцевой террасы Пучеж-Катунского кратера не зафиксированы. Эксплозивный выброс из Пучеж-Катунского кратера, в центре которого экспонирован Воротиловский выступ кристаллического фундамента, имел локальный характер.

4. Отсутствие признаков массовой нарушения U–Th–Pb изотопной системы в зернах детритового циркона из пестроцветных брекчий, также указывает на локальный характер ударно-термального воздействия эксплозии, практически не повлиявшей на детритовый циркон в породах краевой части кольцевой террасы Пучеж-Катунского кратера.

5. Для зерен детритового циркона из всех проанализированных проб заметных валовых различий по содержаниям U и Th и величинам Th/U в анализах не установлено. В 51% анализов зафиксированы величины Th/U от 0.5 до 1.0, которые статистически присущи магматогенному циркону из кремнекислых и средних пород. Одновременно присутствует существенное количество зерен циркона (40%) с более высокими отношениями Th/U > 1, а 8% превышают 1.5. Полученные нами данные по содержанию U и Th в изученных зернах циркона подтверждают, что среди первичных источников их родительских пород широкое распространение имели меланократовые (мафические) породы, а также метаморфические породы, сформировавшиеся под воздействием высоких температур, низких и средних давлений.

6. Сопоставление наборов возрастов зерен детритового циркона из песчаников опорного разреза Жуков овраг (Московская синеклиза) и изученных нами проб (ПК-19, ПК-19а и ПК-19б) из пестроцветных брекчий пучежской толщи показали, что основная масса пучежских брекчий сформирована за счет переработки пород верхней перми и нижнего триаса, подстилающих эксплозивные образования, без значительного перемещения с другими комплексами пород.

7. Палеоороген Уралид мы рассматриваем в качестве главного источника сноса для отложе-

ний центральных областей Восточно-Европейской платформы в стратиграфическом интервале близком к рубежу перми и триаса. Отложения формировались в результате высокой степени смешения и усреднения обломочного материала седиментационных потоков, содержащих уральский и ашинский провенанс-сигналы.

Благодарности. Авторы благодарны анонимным рецензентам за полезные комментарии и признательны редактору за тщательное редактирование.

Финансирование. Исследования выполнены в соответствии с планами по темам Гос. заданий ГИН РАН и ИФЗ РАН.

Конфликт интересов. Авторы заявляют, что не имеют конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Валеев Р.Н.* Авлакогены Восточно-Европейской платформы. – Под ред. М.Д. Мирзоевой – М.: Недра, 1978. 152 с.
2. *Валеев Р.Н.* Тектоника Вятско-Камского между-речья. – Под ред. М.Д. Мирзоевой – М.: Недра, 1968. 117 с. (Тр. ГИ Мин.геол. СССР, г. Казань. Вып. 12).
3. *Варданыц Л.А.* Трубка взрыва в центральной части Русской платформы // Изв. АН АрмССР. 1961. Т. 14. № 2. С. 57–62.
4. Глубинное строение, эволюция и полезные ископаемые раннедокембрийского фундамента Восточно-Европейской платформы. – Т.2 – Интерпретация материалов по опорному профилю 1-ЕВ, профилям 4В и ТАТСЕЙС. – Под ред. А.Ф. Морозова – М.: ГЕОКАРТ–ГЕОС, 2010. 400 с.
5. Глубокое бурение в Пучеж-Катунской импактной структуре. – Ред. В.Л. Масайтис, Л.А. Певзнер – СПб: ВСЕГЕИ, 1999. 392 с.
6. *Горецкий Г.И.* К познанию природы Пучежско-Балахнинских дислокаций (о проявлениях инъективной тектоники на Русской платформе) // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1962. Т. 37. № 5. С. 80–110.
7. Государственная геологическая карта Российской Федерации. – М-б 1 : 1000000 (н.с.). – Лист О-38 (39). – Киров. – Объяснительная записка. – Гл. ред. В.П. Кириков – СПб: ВСЕГЕИ, 1999. 331 с.
8. *Кириков И.Г., Кочергина В.А., Хайдарова Д.А. и др.* Государственная геологическая карта Российской Федерации. – М-б 1 : 200000. – Изд. 2-е. – Серия Средневолжская. – Лист О-38-XXVI (Пучеж). – Объяснительная записка. – М.: ВСЕГЕИ (Московск. филиал), 2021. 121с.
9. *Колодяжный С.Ю.* Долгоживущие структурные ансамбли Восточно-Европейской платформы. – Ст. 1. – Тектоника фундамента // Изв. ВУЗов. Сер. Геология и разведка. 2018. № 2. С. 5–13.
10. *Колодяжный С.Ю.* Структурные парагенезы Владимирско-Вятской зоны дислокаций и положение Пучеж-Катунского кратера (Восточно-Европейская платформа) // Геотектоника. 2014. № 2. С. 23–41.

11. Кузнецов Н.Б., Романюк Т.В. Пери-Гондванские блоки в структуре южного и юго-восточного обрамления Восточно-Европейской платформы // Геотектоника. 2021. № 4. С. 3–40.
12. Кузнецов Н.Б., Романюк Т.В., Шаццло А.В., Голованова И.В., Данукалов К.Н., Меерт Дж. Возраст детритных цирконов из ашинской серии Южного Урала – подтверждение пространственной сопряженности Уральского края Балтики и Квинслендского края Австралии в Родинии (“Australia Upside Down conception”) // Литосфера. 2012б. № 4. С. 59–77.
13. Кузнецов Н.Б., Романюк Т.В., Шаццло А.В., Орлов С.Ю., Голованова И.В., Данукалов К.Н., Ипатьева И.С. Первые результаты массового U/Pb-изотопного датирования (LA-ICP-MS) детритных цирконов из ашинской серии Южного Урала – палеогеографический и палеотектонический аспекты // ДАН. 2012а. Т. 447. № 1. С. 73–79.
14. Маракушев А.А., Богатырев О.С., Феногенов А.Н., Панях Н.А. Формирование Пучеж-Катунской кольцевой структуры на Русской платформе // ДАН. 1993. Т. 328. № 3. С. 361–365.
15. Маракушев А.А., Панях Н.А. Формирование алмазоносных взрывных кольцевых структур // Пространство и Время. 2011. № 2 (4). С. 118–124.
16. Масайтис В.Л., Данилин А.Н., Мащак М.С., Райхлин А.И., Селивановская Т.В., Шаденков Е.М. Геология астроблем. – Под ред. В.Г. Чиркова – Л.: Недра, 1980. 231 с.
17. Наумов М.В., Ларионов А.Н., Масайтис В. Л., Мащак М.С., Богданова С.В., Пресняков С.Л., Лепехина Е.Н. Изотопное датирование ударно-метаморфизованных пород фундамента центральной части Восточно-Европейской платформы (разрез Воротиловской глубокой скважины) // Региональная геология и металлогения. 2015. № 62. С. 79–90.
18. Нечитайло С.К., Веселовская М.М., Скворцова Е.Н. Материалы по геологии Городецко-Ковернинской тектонической зоны. – М.: Гостоптехиздат, 1959. 128 с.
19. Никишин А.М., Романюк Т.В., Московский Д.В., Кузнецов Н.Б., Колесникова А.А., Дубенский А.С., Шешуков В.С., Ляпунов С.М. Верхнетриасовые толщи Горного Крыма: первые результаты U–Pb датирования детритовых цирконов // Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология. 2020. № 2. С. 18–33.
20. Песков Е.Г. Пояса взрывных структур (“астроблем”) // Геотектоника. 1992. № 5. С. 20–26.
21. Пучков В.Н. Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении). – Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2010. 280 с.
22. Пучков В.Н. Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. – Уфа: Даурия, 2000. 146 с.
23. Романюк Т.В., Кузнецов Н.Б., Рудько С.В., Колесникова А.А., Московский Д.В., Дубенский А.С., Шешуков В.С., Ляпунов С.М. Изотопно-геохимические характеристики каменноугольно-триасового магматизма в Причерноморье по результатам изучения зерен детритового циркона из юрских грубообломочных толщ Горного Крыма // Геодинамика и тектонофизика. 2020. Т. 11. № 3. С. 453–473. <https://doi.org/10.5800/GT-2020-11-3-0486>
24. Руженцев С.В. Краевые офиолитовые аллохтоны (тектоническая природа и структурное положение). – М.: Наука, 1976. 283 с. (Тр. ГИН АН СССР. 1976. Вып. 283).
25. Рязанцев А.В., Белова А.А., Разумовский А.А., Кузнецов Н.Б. Геодинамические обстановки формирования ордовикских и девонских дайковых комплексов офиолитовых разрезов Южного Урала и Мугоджар // Геотектоника. 2012. № 2. С. 65–96.
26. Рязанцев А.В., Борисенко Д.В., Дубинина С.В., Калинина Е.А., Кузнецов Н.Б., Матеева Е.А., Аристов В.А. Общая структура Сакмарской зоны Южного Урала в районе Медногорских колчеданных месторождений. – В кн.: *Очерки по региональной тектонике Урала, Казахстана и Тянь-Шаня.* – Под ред. С.В. Руженцева, К.Е. Дегтярева – М.: Наука, 2005. Т. 1. С. 84–134.
27. Рязанцев А.В., Дубинина С.В., Кузнецов Н.Б., Белова А.А. Ордовикские комплексы конвергентной окраины в аллохтонах Южного Урала // Геотектоника. 2008. № 5. С. 49–78.
28. Рязанцев А.В., Разумовский А.А., Кузнецов Н.Б., Калинина Е.А., Дубинина С.В., Аристов В.А. Геодинамическая природа серпентинитовых меланжей на Южном Урале // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2007. Т. 82. Вып. 1. С. 32–47.
29. Туманов Р.Р. Новые данные о строении Городецко-Ковернинской тектонической зоны. – Мат-лы по геологии востока Русской платформы. – Казань: КазГУ, 1973. Вып. 5. С. 112–125.
30. Фирсов Л.В. О метеоритном происхождении Пучеж-Катунского кратера // Геотектоника. 1965. № 2. С. 106–118.
31. Чистякова А.В., Веселовский Р.В., Семенова Д.В., Ковач В.П., Адамская Е.В., Фетисова А.М. Стратиграфическая корреляция пермо-триасовых разрезов Московской синеклизы: первые результаты U–Pb-датирования обломочного циркона // ДАН. Науки о Земле. 2020. Т. 492. № 1. С. 23–28. <https://doi.org/10.31857/S2686739720050060>
32. Alvarez L.W., Alvarez W., Asaro F., Michel H.V. Extraterrestrial cause for the Cretaceous–Tertiary extinction // Science. 1980. Vol. 208. P. 1095–1108.
33. Andersen T. Correction of common lead in U–Pb analysis that do not report ²⁰⁴Pb // Chem. Geol. 2002. Vol. 192. P. 59–79.
34. Bralower T.J., Paull C.K., Leckie R.M. The Cretaceous–Tertiary boundary cocktail: Chicxulub impact triggers margin collapse and extensive sediment gravity flows // Geology. 1998. Vol. 26. P. 331–334. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1998\)026<0331:TCTVCC>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1998)026<0331:TCTVCC>2.3.CO;2)
35. Elhoul S., Belousova E.A., Griffin W.L., Pearson N.J., O’Reily S.Y. Trace element and isotopic composition of GJ-red zircon standard by laser ablation // Geochim. Cosmochim. Acta. 2006. V. 70. № 18. P. A158.
36. Gehrels G. Detrital zircon U–Pb geochronology: Current methods and new opportunities. – In: *Tectonics of Sedimentary Basins: Recent Advances.* – Ed. by C. Bus-

- by, A. Azor, (Wiley-Blackwell Publ. NY. USA. 2012). P. 47–62.
37. Goderis S., Sato H., Ferrière L., Schmitz B., Burney D., Kaskes P., Vellekoop J., Wittmann A., Schulz T., Cheronozhkin S.M., Claeys P., de Graaff S.J., Déhais T., de Winter N.J., Elfman M., Feignon J.-G., Ishikawa A., Koeberl C., Kristiansson P., Neal C.R., Owens J.D., Schmieder M., Sinnesael M., Vanhaecke F., Van Malderen S.J.M., Bralower T.J., Gulick S.P.S., Kring D.A., Lowery C.M., Morgan J.V., Smit J., Whalen M.T., IODP-ICDP Expedition 364 Scientists. Globally distributed iridium layer preserved within the Chicxulub impact structure // *Science Advances*. 2021. <https://doi.org/10.1126/sciadv.abe3647>
 38. Gorbatshev R., Bogdanova S. *Frontiers in the Baltic shield* // *Precambrian Research*. 1993. Vol. 64. P. 3–21. [https://doi.org/10.1016/0301-9268\(93\)90066-B](https://doi.org/10.1016/0301-9268(93)90066-B)
 39. Griffin W.L., Powell W.J., Pearson N.J., O'Reilly S.Y. GLITTER: Data reduction software for laser ablation ICP-MS. – In: *Laser Ablation ICP-MS in the Earth Sciences: Current Practices and Outstanding Issues*. – Ed. by P.J. Sylvester, (Mineral. Assoc. Can. Short Course. 2008. Vol. 40). P. 308–311.
 40. Gwynn J., Gehrels G.E. Comparison of detrital zircon age distributions in the K–S test. – (Univ. of Arizona, Tucson, Arizona Laser Chron. Center, 2010), 16 p.
 41. Harrison T.M., Watson E.B., Aikman A.B. Temperature spectra of zircon crystallization in plutonic rocks // *Geology*. 2007. Vol. 7. № 35. P. 635–638.
 42. Hildebrand A.R., Penfield G.T., Kring D.A., Pilkington M., Zanoguera A.C., Jacobsen S.B., Boynton W.V. Chicxulub Crater: A possible Cretaceous/Tertiary boundary impact crater on the Yucatán Peninsula, Mexico // *Geology*. 1991. Vol. 19. № 9. P. 867–871. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1991\)019<0867:CCAPCT>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1991)019<0867:CCAPCT>2.3.CO;2)
 43. Holm-Alwmark S., Alwmark C., Ferrière L., Lindstrom S., Meier M.M.M., Schersten A., Herrmann M., Masaitis V.L., Mashchak M.S., Naumov M.V., Jourdan F. An Early Jurassic age for the Puchezh-Katunki impact structure (Russia) based on $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ data and palynology // *Meteoritics and Planet. Sci.* 2019. Vol. 54. P. 1764–1780.
 44. Horstwood M.S.A., Kosler J., Gehrels G., Jackson S.E., McLean N.M., Paton Ch., Pearson N.J., Sircombe K., Sylvester P., Vermeesch P., Bowring J.F., Condon D.J., Schoene B. Community-derived standards for LA-ICP-MS U–(Th–)Pb geochronology – uncertainty propagation, age interpretation and data reporting // *Geostand. Geoanal. Res.* 2016. Vol. 40. № 1. P. 311–332.
 45. Hoskin P.W.O., Schaltegger U. The composition of zircon and igneous and metamorphic petrogenesis // *Rev. Mineral. Geochem.* 2003. Vol. 53. P. 26–62.
 46. International chronostratigraphic chart. – Ed. by K.M. Cohen, D.A.T. Harper, P.L. Gibbard, N. Car, (Int. Commis. Stratigraph., February 2022). URL: www.stratigraphy.org (Accessed February 17, 2022).
 47. Jackson S.E., Pearson N.J., Griffin W.L., Belousova E.A. The application of laser ablation-inductively coupled plasma-mass spectrometry to in situ U–Pb zircon geochronology // *Chem. Geol.* 2004. Vol. 211. P. 47–69.
 48. Kaczmarek M.A., Müntener O., Rubatto D. Trace element chemistry and U–Pb dating of zircons from oceanic gabbros and their relationship with whole rock composition (Lanzo, Italian Alps) // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2008. Vol. 155. № 3. P. 295–312.
 49. Kevin O. Pope, Kevin H. Baines, Adriana C. Ocampo, Boris A. Ivanov. Energy, volatile production, and climatic effects of the Chicxulub Cretaceous/Tertiary impact // *J. Geophys. Res.* 1997. Vol. 102. № E9. P. 21 645–21 664. <https://doi.org/10.1029/97JE01743>
 50. Kirkland C.L., Smithies R.H., Taylor R.J.M., Evans N., McDonald B. Zircon Th/U ratios in magmatic environs // *Lithos*. 2015. Vol. 212–215. P. 397–414. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2014.11.021>
 51. Kuznetsov N.B., Meert J.G., Romanyuk T.V. Ages of the detrital zircons (U/Pb, La-ICP-MS) from Latest Neoproterozoic–Middle Cambrian (?) Asha group and Early Devonian Takaty formation, the south–western Urals: A testing of an Australia–Baltica connection within the Rodinia // *Precambrian Research*. 2014. Vol. 244. P. 288–305. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2013.09.011>
 52. Linnemann U., Ouzegane K., Drareni A., Hofmann M., Becker S., Gartner A., Sagawe A. Sands of West Gondwana: An archive of secular magmatism and plate interactions – a case study from the Cambro–Ordovician section of the Tassili Ouan Ahaggar (Algerian Sahara) using U–Pb–LA-ICP-MS detrital zircon ages // *Lithos*. 2011. Vol. 123. P. 188–203. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2011.01.010>
 53. Ludwig K.R. User's manual for Isoplot 3.75. A geochronological toolkit for Microsoft Excel. – Berkeley Geochron. Center. Spec. Publ. 2012. № 5. 75 p.
 54. Palfi J. Did the Puchezh-Katunki impact trigger an extinction? – In: *Cratering in Marine Environments and on Ice*. – Ed. by H. Dypvik, M. Burchell, P. Claeys, (Springer, Berlin–NY. 2004), pp. 135–148. https://doi.org/10.1007/978-3-662-06423-8_8
 55. Rubatto D. Zircon: The metamorphic mineral // *Rev. Mineral. Geochemi.* 2017. Vol. 83. № 1. P. 261–295. <https://doi.org/10.2138/rmg.2017.83.09>
 56. Schulte P., Alegret L., Arenillas I., Jlosé A. Arz, Barton P.J., Bown P.R., Bralower T.J., Christeson G.L., Claeys P., Willumsen P.S. The Chicxulub asteroid impact and mass extinction at the Cretaceous/Paleogene boundary // *Science*. 2010. Vol. 327. P. 1214–1218.
 57. Skublov S.G., Berezin A.V., Berezhnaya N.G. General relations in the trace-element composition of zircons from eclogites with implications for the age of eclogites in the Belomorian mobile belt // *Petrology*. 2012. Vol. 20. № 5. P. 427–449.
 58. Sláma J., Košler J., Condon D.J., Crowley J.L., Gerdes A., Hanchar J.M., Horstwood M.S.A., 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. Vol. 249. P. 1–35.
 59. Vermeesch P. Isoplot-R: A free and open toolbox for geochronology // *Geosci. Frontiers*. 2018. Vol. 9. P. 1479–1493. <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2018.04.001>

60. Wanless V.D., Perfit M.R., Ridley W.I., and et al. Volatile abundances and oxygen isotopes in basaltic to dacitic lavas on mid-ocean ridges: the role of assimilation at spreading centers // *Chem. Geol.* 2011. Vol. 287. P. 54–65.
61. Wiedenbeck M., Allen P., Corfu F., Griffin W.L., Meier M., Oberli F., Vonquadt A., Roddick J.C., Spiegel W. Three natural zircon standards for U–Th–Pb, Lu–Hf, trace-element and REE analyses // *Geostand. Newsletters.* 1995. Vol. 19. P. 1–23.
62. Wiedenbeck M., Hanchar J.M., Peck W.H., Sylvester P., Valley J., Whitehouse M., Kronz A., Morishita Y., Nasdala L., Fiebig J., Franchi I., Girard J.P., Greenwood R.C., Hinton R., Kita N., Mason P.R.D., Norman M., Ogasawara M., Piccoli R., Rhede D., Satoh H., Schulz-Dobrick B., Skar O., Spicuzza M.J., Terada K., Tindle A., Togashi S., Vennemann T., Xie Q., Zheng Y.F. Further characterization of the 91500 zircon crystal // *Geo-stand. Geoanal. Res.* 2004. Vol. 28. P. 9–39.
63. Yuan H.-L., Gao S., Dai M.-N., Zong C.-L., Gunther D., Fontaine G.H., Liu X.-M., Diwu C.-R. Simultaneous determinations of U–Pb age, Hf isotopes and trace element compositions of zircon by excimer laser-ablation quadrupole and multiple-collector ICP-MS // *Chem. Geol.* 2008. Vol. 247. P. 100–118.
64. ComPbCorr, <http://gemoc.mq.edu.au/comPbcorrect/practical.htm> (Accessed April, 2023).
65. Isoplot/Ex, <https://www.bgc.org/isoplot> (Accessed April, 2023).
66. IsoplotR/Ex, <https://www.ucl.ac.uk/~ucfbpve/isoplotr/home/> (Accessed April, 2023).
67. K–S Test (2010) (Excel-Based Tools), <https://drive.google.com/file/d/0B9ezu34P5h8eLWpNYldGMWp3dEU/view?resourcekey=0-Z-cda1AkFcarwiwDf-JLfQ> (Accessed April, 2023).

The Nature of the Puchezh-Katunki Impact Structure (the Central Part of the East European Platform): Results of the U–Th–Pb Isotope System Study of Detrital Zircons from Explosive Breccias

S. Yu. Kolodyazhny^a, N. B. Kuznetsov^a, T. V. Romanyuk^{b, *}, A. V. Strashko^a, E. A. Shalaeva^a,
A. S. Novikova^a, A. S. Dubenskiy^a, K. G. Erofeeva^a, V. S. Sheshukov^a

^a*Geological Institute, Russian Academy of Sciences, bld. 7, Pyzhevsky per., 119107 Moscow, Russia*

^b*Schmidt Institute of Physics of the Earth, Russian Academy of Science, bld. 10, str. B., Gruzinskaya, 123242 Moscow, Russia*

^{*}*e-mail: t.romanyuk@mail.ru*

The Puchezh-Katunki crater is located in the central part of the East European Platform in the area of the Gorky Reservoir, has a diameter of ~80 km and is morphologically expressed by the central uplift of the basement (Vorotilov knoll) and the ring depression surrounding it, on the periphery of which there is a ring terrace. The crater is filled with various coptogenic (explosive (?)) formations – breccias of various types, bodies of suvites and tagamites. The results of studying the U–Th–Pb isotopic system of detrital zircon grains from variegated explosive Puchezh breccias in the northwestern part of the ring terrace (three samples) are presented. The weighted average of the three youngest U–Pb datings of detrital zircon from all studied samples is 258 ± 7 Ma, which corresponds to the Late Permian. We took this dating as the lower age limit of the Puchezh breccias. A comparison of the age sets of detrital zircon grains from the samples studied by us and from (i) crystalline rocks of the Vorotilov knoll and ring depression suvites and (ii) Upper Permian–Lower Triassic sandstones of the Zhukov ravine reference section (Moscow syncline) was carried out. The absence among the detrital zircon from the Puchezh breccia grains, whose U–Th–Pb isotopic system is comparable with the parameters of zircon from the rocks of the Vorotilov knoll and suvites, indicates the local nature of the Puchezh-Katunki explosion, in which the impact-thermal impact did not affect the detrital zircons in rocks of the marginal part of the annular terrace of the crater. The high similarity of the sets of ages of detrital zircon grains from the lens of redeposited sandstones of the Puchezh breccias and Upper Permian rocks of the Zhukov ravine section indicates that the Puchezh breccias were formed mainly due to the recycling of the Upper Permian–Lower Triassic sequences underlying the explosive formations. We consider the Uralides paleo-orogen as the main source for the deposits of the central regions of the East European Platform in the stratigraphic interval close to the Permian–Triassic boundary. The deposits were formed as a result of a high degree of mixing and averaging of clastic material of sedimentary flows containing the Uralian and Asha provenance signals.

Keywords: Puchezh-Katunki crater, explosive Puchezh breccias, detrital zircons, U–Th–Pb age, Permian, Triassic, clastic sources, Epi-Paleozoic Uralian orogene, Vladimir-Vyatka zone