

ВОЗРАСТ ДЕТРИТНЫХ ЦИРКОНОВ ИЗ АШИНСКОЙ СЕРИИ ЮЖНОГО УРАЛА – ПОДТВЕРЖДЕНИЕ ПРОСТРАНСТВЕННОЙ СОПРЯЖЕННОСТИ УРАЛЬСКОГО КРАЯ БАЛТИКИ И КВИНСЛЕНДСКОГО КРАЯ АВСТРАЛИИ В СТРУКТУРЕ РОДИНИИ (“AUSTRALIA UPSIDE DOWN CONCEPTION”)

© 2012 г. Н. Б. Кузнецов*, Т. В. Романюк**, А. В. Шаццлло**, И. В. Голованова***, К. Н. Данукалов***, Дж. Меерт****

*Геологический институт РАН
119016, г. Москва, Пыжевский пер., 7

E-mail: kuznikbor@ginras.ru

**Институт Физики Земли РАН
123995, г. Москва, ул. Б. Грузинская, 10

E-mail: t.romanyuk@mail.ru

***Институт Геологии УНЦ РАН
450077, г. Уфа, ул. К. Маркса, 16/2

E-mails: golovanova@anrb.ru; danukalov@mail.ru

****Университет Флориды
Гейнесвилл, США

Поступила в редакцию 18.05.2012 г.

В статье приведены результаты U-Pb датирования детритных цирконов из песчаников басинской и куккараукской свит поздневендско–среднекембрийской ашинской серии Южного Урала. В песчаниках из куккараукской свиты выявлены позднедокембрийские цирконы, возраст которых попадает в интервал, характерный для кристаллических комплексов, участвующих в строении реликтов орогена Протоуралид-Тиманид. Опираясь на полученные оценки возрастов наиболее молодых цирконов из ашинской серии и некоторые другие данные, изложенные в статье, верхний возрастной предел ашинской серии можно ограничить средним кембрием. Резкое доминирование в ашинских песчаниках ранне- и среднерифейских и ранне-палеопротерозойских цирконов (с возрастом от ~900 до 1750 млн. лет), источники которых на Восточно-Европейской платформе (ВЕП) известны только в ее западной и северо-западной частях (Свеко-Фенская и Свеко-Норвежская области), при весьма незначительной доле в изученных цирконах зерен с позднепалеопротерозойскими и архейскими возрастными, соответствующими по возрасту кристаллическим комплексам, доминирующим в строении фундамента ВЕП (в особенности в ее части, прилегающей к Южному Уралу), дает основание предполагать, что ашинская свита формировалась из кластики, поступавшей преимущественно не из фундамента ВЕП. Известны палеотектонические реконструкции, в соответствии с которыми в позднем рифее, когда Балтика (позднедокембрийский остов ВЕП) была частью Родинии, рядом с Южно-Уральской частью Балтики размещался Квинслендский край Австралии. Проведенное с помощью теста Колмогорова-Смирнова сопоставление наборов возрастов цирконов из одновозрастных ашинской серии кварцито-песчаников Кап Ривер (Квинсленд, Австралия) показало их высокую степень сходства (высокие значения величины “p”) с наборами возрастов цирконов из басинской (p = 0.655) и куккараукской (p = 0.493) свит, а также для их суммарного набора (p = 0.585). Это означает, что Южно-Уральский край Балтики и Квинслендский край Австралии могли располагаться в непосредственной близости в структуре Родинии до времени накопления ашинской серии, включительно, то есть, не только в течение позднего рифея, но также и в течение всего венда, и даже в начале кембрия.

Ключевые слова: Южный Урал, венд и нижний палеозой, ашинская серия, песчаники, детритные цирконы, Балтика, Австралия, Родиния.

ВВЕДЕНИЕ

В год 80-летия уральской академической науки уместно вспомнить, что в разные периоды на Урале проводили свои исследования виднейшие ученые геологи, члены Российской Императорской академии наук, Академии наук СССР и Российской

академии наук – П.С. Палас, В.Ф. Зуев, Е.С. Федоров, А.В. Пейве, А.Е. Ферсман, А.П. Карпинский, А.Н. Заварицкий, Н.С. Шатский, Д.В. Наливкин, Д.С. Коржинский, А.М. Дымкин, Л.П. Зоненшайн, С.Н. Иванов, Л.Н. Овчинников, А.Л. Книппер, Ю.М. Пушаровский, М.А. Семихатов, Н.П. Юшкин, В.А. Коротеев, Н.Л. Добрецов, В.Н. Пучков,

Б.И. Чувашов, А.В. Маслов и многие другие, а в целом, история систематического геологического изучения Урала насчитывает уже более трехсот лет.

В результате исследований этих выдающихся ученых, их соавторов, учеников и последователей были успешно решены многие важнейшие вопросы геологии Урала, а также разнообразные научные и промышленные задачи в смежных областях. Достаточно вспомнить, что именно на материалах по геологии Западного Урала и Приуралья великий шотландский ученый сэр Родерик Мурчисон выделил пермскую систему, а академик Н.С. Шатский – рифейскую. Кроме того, на Урале были выделены несколько ярусов каменноугольной и пермской систем международной геохронологической шкалы – башкирский (С.В. Семихатова), уфимский (А.В. Нечаев), ассельский (В.Е. Руженцев), сакмарский (В.Е. Руженцев), артинский (А.П. Карпинский) и кунгурский (А.А. Штукенберг). В существенной степени материалы по уральским объектам положены в основу разработанной академиком Д.С. Коржинским теории метасоматоза и колчеданного рудообразования. На примере Главного Уральского разлома академиком А.В. Пейве было разработано учение о глубинных разломах [32], а позднее обосновано положение о том, что “офиолиты – океаническая кора геологического прошлого” [33]. На Урале были впервые описаны и изучены некоторые горные породы и минералы, среди которых наиболее известны – ильменит, вишневит, миссисипит, березит и др. В самое последнее время на материалах по геологии южных районов Восточного Урала разработана концепция коллизии вулканической островной дуги (девонская Магнитогорская вулканическая островная дуга) и континента (Балтика) [75, 76].

Таким образом, можно констатировать, что Урал является регионом, изучение которого положило начало развитию многих направлений не только в российской, но и в мировой геологической науке, а достижения в решении многих задач геологии Урала обеспечили и обеспечивают значительный вклад в решение многих фундаментальных вопросов стратиграфии, минералогии, петрологии, металлогении, тектоники и геодинамики.

Однако, несмотря на очевидные успехи в познании геологии и геодинамической эволюции Уральского региона, некоторые проблемы все еще остаются нерешенными. В частности, одной из таких проблем является проблема полярности и количества островодужных систем, реликты которых были “зажаты” между сталкивающимися континентами во время формирования палеозойского Уральского коллизионного пояса. Эти реликты представлены в восточных зонах современного Урала в виде фрагментов палеоструктур и их ансамблей, включающих дифференцированные вулканические серии и ассоциирующие с ними вулканогено-осадочные

и осадочные образования, а также интрузивные комплексы ультраосновного-основного, среднего и кремнекислого состава. С этой проблемой напрямую связана группа вопросов, касающихся определения первичной тектонической принадлежности ранне- среднепалеозойских (уральских) зеленокаменных комплексов Восточного Урала, и в частности, решение вопроса, принадлежали ли изначально эти комплексы активной континентальной окраине Сибирско-Казахстанско-Тяньшаньского (Сибирско-Казахстанско-Киргизского) палеоконтинента или они формировались на активной окраине Балтики (древний остов Восточно-Европейской платформы). От решения этой проблемы зависит расшифровка герцинской (собственно уральской) истории развития Урала, в отношении которой все еще нет полного консенсуса у исследователей региона.

Другой важнейшей нерешенной проблемой уральской геологии является проблема длительности существования Уральского палеоокеана. Некоторые исследователи аргументируют заложение и раскрытие этого океанического бассейна в ордовике [11, 12, 34–37, 40 и др.], другие полагают, что он унаследованно развивался с позднего докембрия [15, 41–44 и др.]. С решением этой проблемы связана целая группа вопросов, касающихся существования позднедокембрийских и раннепалеозойских осадочных бассейнов, реликты которых сохранились на Западном склоне Урала, восточного (здесь и далее речь идет о современных координатах) континентального борта. Если восточный борт этих осадочных бассейнов в виде континентальных масс все же существовал, то какие комплексы и структуры (а, возможно, и края палеоконтинентов) его образовывали? Или эти бассейны “открывались” в Уральский палеоокеан?

Необходимо отметить, что ранее высказывались предположения о существовании восточного борта у Западно-Уральского доордовикского осадочного бассейна [11, 12 и др.], в котором накопились стратотипические последовательности рифея, а также вендские аршинская и ашинская серии и их возрастные аналоги, распространенные на западе Среднего и Северного Урала. Эти представления базировались, главным образом, на сведениях о почти полном отсутствии¹ на Урале позднедокембрийских офиолитов, а, следовательно, на недоказанности существования на Урале позднедокембрийского океана и вытекающих из этого представлений о не окраинноконтинентальной, а внутриконтинентальной (рифтогенной) природе преордовикского осадочного бассейна Западного Урала (который, в таком случае, просто должен был

¹ Фрагменты позднедокембрийских офиолитовых ассоциаций на Западном Урале известны лишь в очень ограниченном числе мест, приуроченных исключительно к его Полярному сегменту – краю Енганэ-Пэ [10, 16, 64, 78] и району Дезеля-Ю [77].

иметь континентальный восточный борт). В некоторой степени эти представления основывались на литологических, лито-геохимических и изотопно-геохимических данных [25–27 и др.]. Обсуждению проблемы “восточного борта” в свете новых данных и посвящена настоящая статья.

Быстрый технический прогресс дал принципиальную возможность массово определять изотопный возраст единичных кристаллов циркона, в том числе зерен, участвующих в виде аллотигеной составляющей в сложении обломочных пород – детритных цирконах (dZr), несущих геохронологическую информацию об источниках сноса (питающих провинциях). Результаты датирования dZr позволяют ограничивать сверху “седиментационный” возраст немых осадочных толщ возрастом самых молодых цирконов. При комплексных изотопно-геохимических исследованиях цирконов можно определять не только их возраст, но и прогнозировать модельный возраст субстрата [63, 81], статистически прогнозировать тип родительских пород циркона [53], а также находить другие характеристики цирконов, что позволяет иногда идентифицировать специфические кристаллические комплексы, за счет продуктов эрозии которых были сформированы изучаемые осадочные породы, и таким образом тестировать палеогеографические модели. Сопоставление полных наборов возрастов детритных цирконов из близвозрастных осадочных пород из различных регионов между собой, а также с возрастными комплексами, участвующих в строении потенциальных питающих провинций, позволяет тестировать тектонические палеорекострукции.

В настоящее время количество публикаций с результатами применения метода датирования dZr во всем мире лавинообразно нарастает. В последние годы появились подобные работы, касающиеся комплексов и структур, расположенных на территории России [17, 18, 22, 23, 28, 29, 31, 45, 66, 74 и др.].

Для решения такого типа задач в отношении комплексов, участвующих в строении палеозойского Южного Урала, мы провели массовое U/Pb-изотопное датирование (методом LA-ICP-MS в изотопном центре университета Флориды²) dZr из песчаников басинской и куккараукской свит ашинской серии.

КОМПЛЕКСЫ И СТРУКТУРЫ ЮЖНОЙ ЧАСТИ ЗАПАДНОГО УРАЛА

Современные представления о строении и позднекембрийско-палеозойской эволюции Уральского покровно-складчатого пояса изложены в [11, 19, 20, 35–37, 66, 67, 70, 75, 76 и др.]. В этих работах развиты представления, впервые сформули-

рованные Н.П.Херасковым [48], который выделил на Урале широко распространенные разнородные образования двух возрастных групп – уралиты и протоуралиты-тиманиды³. Возраст уралитов охватывает временной диапазон от позднего кембрия до конца палеозоя [35 и ссылки там]. Стратиграфическим несогласием, а иногда и отчетливым структурным несогласием от них отделены позднекембрийские и, реже, раннекембрийские образования – протоуралиты-тиманиды.

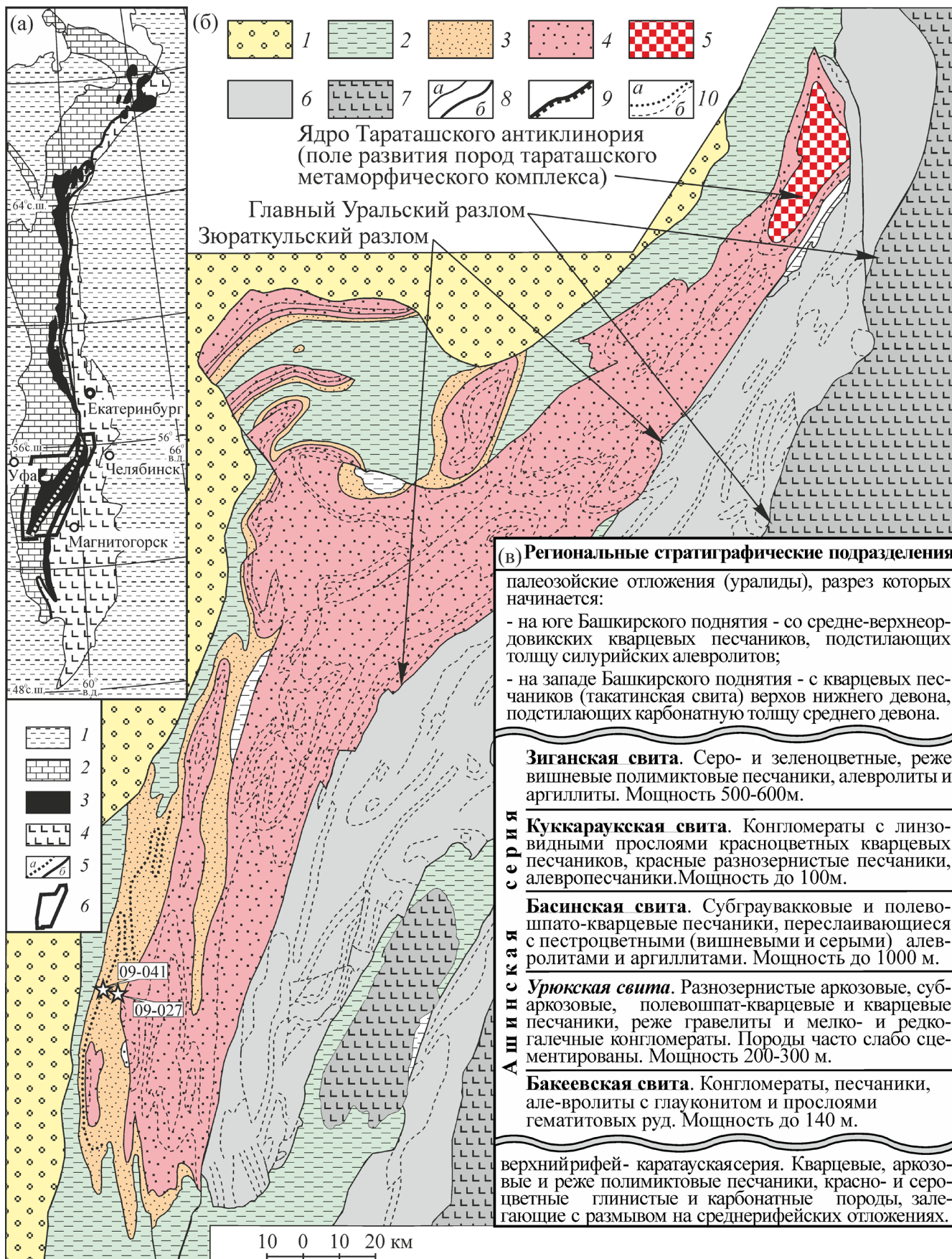
Протоуралиты-тиманиды обнажаются в пределах вытянутой в меридиональном направлении цепочки крупных выступов (поднятий и антиклинориев), протягивающейся среди палеозойских комплексов Западно-Уральской мегазоны вдоль всего Урала (рис. 1а) и именуемой – зоной Центрально-Уральских поднятий (ЦУП) [15, 19–21] или Центрально-Уральской зоной [35–37]. В южной части зоны ЦУП расположен наиболее крупный ее элемент – Башкирское поднятие (БП). На севере, западе и юге БП граничит со структурами, сложенными палеозойскими толщами Западно-Уральской мегазоны. На востоке по Зюраткульскому разлому БП граничит с неравномерно дислоцированными и метаморфизованными палеозойскими и допалеозойскими комплексами поднятия Уралтау (рис. 1в).

Протоуралиты-тиманиды БП характеризуются отчетливо выраженным двучленным строением. Их нижние горизонты представлены раннекембрийским гнейсово-амфиболитовым комплексом с реликтами гранулитов [24, 37 и ссылки там, 79], обнажающимся на севере БП в Тараташском районе, где им сложено ядро крупной сложноустроенной одноименной антиклинорной структуры. Верхний элемент строения протоуралит-тиманид БП представлен комплексом терригенных, терригенно-карбонатных, карбонатных и (реже) вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород, суммарной мощностью до 12–15 км [37, 46, 70]. Он залегает на тараташском комплексе стратиграфически, со структурным несогласием. Нижняя, большая часть верхнего элемента строения протоуралит-тиманид БП – это стратотипический разрез рифейской системы [14, 46, 70], а верхняя его часть – представляет собой толщу чередующихся алевритов, песчаников и конгломератов аркозового и полимиктового состава, суммарной мощностью до 1500 м.

В регионально-геологическом контексте эта толща в настоящее время выделяется как позднекембрийско-палеозойская ашинская серия, разрез которой на основании литологических характеристик расчленен на ряд лито-стратиграфических подразделений, выделяемых в ранге свит – бакеевской, урюкской, басинской, куккараукской и зиганской (рис. 1б) [3, 14, 37,

² Технические параметры оборудования, стандарты и другие характеристики методики U-Pb изотопного датирования цирконов см. сайт <http://web.geology.ufl.edu/Isotope/icp-ms.html>.

³ В соответствии с терминологией, используемой в работах [37 и др.], образования этой группы именуется тиманидами, а в работах [48 и др.] для их обозначения используется термин – доуралиты.



46, 70]. Ашинская серия залегает на рифейских образованиях с параллельным стратиграфическим несогласием и таким же образом перекрыта палеозойскими образованиями, разрез которых на западе БП начинается с верхов нижнего девона, а на юге – со среднего ордовика [35, 37]. На основании упомянутых в работах [1–3] описаний находок в ашинских породах биоты эдиакарского типа и ее следов, возраст этих отложений принят поздневендским [37, 70]. Этот вывод недавно был подтвержден изотопно-геохронологическими данными [9]. Однако почти одновременно с этим Н.Б. Кузнецов и А.В. Шаццлло [22] обнаружили в породах куккараукской свиты многочисленные мелкие обломки беззамковых брахиопод, и на этом основании высказали предположение о том, что верхний возрастной предел ашинской серии может быть поднят до среднего кембрия.

Необходимо отметить, что это предположение находится в хорошем соответствии с первыми и весьма немногочисленными результатами датирования детритных цирконов из рифейских и вендских пород БП [82]. А именно, в пробах из песчаников, залегающих среди конгломератов куккара-

укской свиты, выявлены детритные цирконы, минимальный изотопный возраст которых составляет 512 млн. лет, т.е. они среднекембрийские(!). Это свидетельствует о том, что и возраст куккараукской свиты, не может быть древнее среднего кембрия. Кроме того, в работе [62] отмечено, что в конгломератах куккараукской свиты содержится галька гранитов, Ar-Ag возраст (по микроклину) которых оценен в диапазоне 530–550 млн. лет. То есть, куккараукские конгломераты содержат в себе обломки гранитов с поздневендско-среднекембрийским изотопным возрастом. Из чего следует, что ашинская серия, или хотя бы ее верхняя часть (куккараукская и зиганская свиты) не может быть древнее среднего кембрия.

ОТБОР ПРОБ И ХАРАКТЕРИСТИКА ДЕТРИТНЫХ ЦИРКОНОВ

Пробы на dZr из песчаников басинской (проба 09-027) и куккараукской (проба 09-041) свит были отобраны вдоль опорного разреза ашинской серии по руч. Куккараук (рис. 1б) одновременно с отбором образцов для палеомагнитных исследований басинской свиты, результаты которых опубликованы в работе [8]. Проба из басинской свиты отобрана в восточном борту небольшого придорожного карьера, расположенного в 50 м южнее трассы Стерлитамак–Макарово–Кулгунино. Басинская свита сложена здесь грязно-зелеными мелко-среднезернистыми полимиктовыми песчаниками с заметной примесью чешуек белой слюды. Проба из куккараукской свиты отобрана из красных грубозернистых существенно кварцевых с незначительной полимиктовой примесью песчаников, слагающих довольно многочисленные, нечетко очерченные линзовидные слои среди конгломератов куккараукской свиты, образующих скальное обнажение высотой ~10 м на правом борту долины руч. Куккараук рядом с памятником природы “Водопад Куккараук”.

Начальный вес обеих проб около 1 кг. Обе пробы были дезинтегрированы вручную (в чугунной ступке) до размера <0.16 мм. Измельченный материал отмучен в проточной водопроводной воде, а после этого разделен последовательно в бромформе и тяжелой жидкости M1. Выделенные таким образом dZr были интегрированы в оксидные “шашки”.

Цирконы из басинской свиты представлены в разной степени окатанными бипирамидально-призматическими кристаллами. Обычны желтоватозеленые, светло-розовые, розовые, прозрачные и полупрозрачные кристаллы с матовой поверхностью размером ~ 100 мкм и менее. Значительная часть зерен характеризуется хорошей и весьма хорошей окатанностью и овальными или шаровидо-округлыми формами. Отдельные зерна непрозрачны и имеют темно-розовый цвет. Цирконы из куккараукской свиты представлены полуокатанными

Рис. 1. Упрощенная тектоническая схема Урала (а), схема геологического строения северной части Южного сегмента Центрально-Уральского поднятия (б), схема лито-стратиграфического расчленения ашинской серии (в).

(а) 1 – мезозойско-кайнозойский чехол Восточно-Европейской платформы, Печорской, Прикаспийской и Западно-Сибирской плит; 2–3 – Западно-Уральская мегазона: 2 – ордовикско-позднепалеозойские комплексы, 3 – доордовикские комплексы (протоуралитиды-тиманиды зоны Центрально-Уральских поднятий); 4 – Восточно-Уральская мегазона; 5 – Зюраткульский разлом (а) и Главный-Уральский разлом (б); 6 – контур геологической схемы “б”.

(б) – позднепалеозойские комплексы, выполняющие Предуральский краевой прогиб; 2–6 – докембрийские и палеозойские комплексы Западно-Уральской мегазоны: 2 – фаунистически охарактеризованные палеозойские толщи; 3–4 – нижнепалеозойские и докембрийские комплексы Башкирского поднятия; 3 – нижнепалеозойская ашинская серия; 4 – рифейские толщи стратотипической местности; 5 – раннедокембрийские метаморфические образования (тараташский комплекс); 6 – неравномерно метаморфизованные палеозойские и допалеозойские комплексы поднятия Уралтау; 7 – ранне- и среднепалеозойские комплексы Восточно-Уральской мегазоны и краевых аллохтонов (Кракинского и Тирлянского); 8 – разломы: а – нарушающие внутреннее строение тектонических элементов района; б – разграничивающие тектонические единицы в пределах зоны Уралтау; 9 – сместители крупных надвигов и подошвы шарьяжей; 10 – структурные линии: а – границы серий, свит, пачек в пределах показанных комплексов; б – положение куккараукских конгломератов в пределах поля развития пород ашинской серии. Звездочками с номерами 09-027 и 09-041 – помечены места отбора соответствующих проб. Схема составлена с использованием материалов из [7], а также иллюстраций из [37, 46, 82] и собственных материалов авторов.

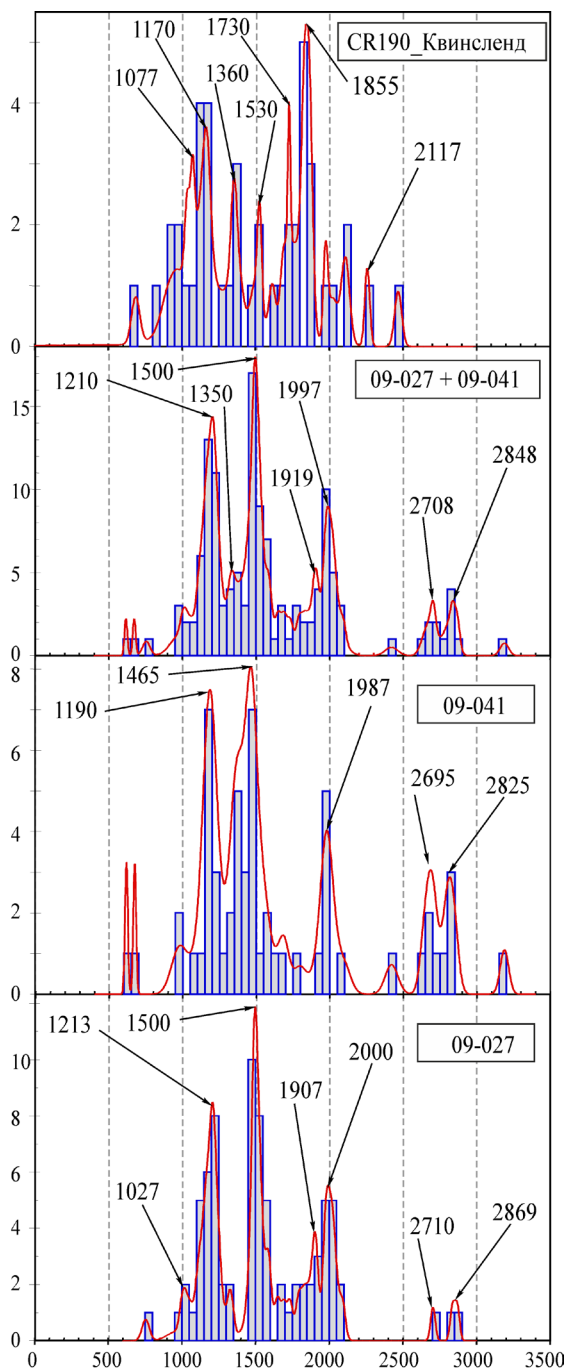


Рис. 2. Сопоставление гистограмм и графиков плотности вероятности (density probability plots) для возрастов детритных цирконов из песчаников ашинской серии Южного Урала (пробы 09-027, 09-041 и их сумма) и кварцито-песчаников метаморфического комплекса Кап Ривер (Cape River Metamorphics), Квинсленд, СВ Австралия (проба CR190, по [60]).

На графиках цифрами показаны значения максимумов плотности вероятности (МПВ, в млн. лет). Построение графиков выполнено в программе MS-Excel с помощью макроса Isoplot, созданного К. Ludwig (Berkley Geochronology Center of California at Berkeley, USA) для свободного использования и размещенного на сайте http://www.bgc.org/isoplot_etc/isoplot.html.

и, реже, хорошо и очень хорошо окатанными зернами разных оттенков розового цвета. Размеры зерен 50–100 мкм. Многие зерна характеризуются довольно сильным блеском, реже встречаются зерна с матовой поверхностью.

РЕЗУЛЬТАТЫ ДАТИРОВАНИЯ ДЕТРИТНЫХ ЦИРКОНОВ

Всего в рамках этого исследования было датировано 158 зерен dZr, в том числе из пробы 09-027 (басинская свита) – 80 зерен, и из пробы 09-041 (куккараукская свита) – 78 зерен (табл. 1). Из них лишь 78 и 53 анализа, соответственно, показали приемлемую для подобных исследований степень конкордантности. Остальные анализы (датировки со степенью дискордантности⁴ >10%) исключены из дальнейшего рассмотрения.

Датировки dZr из басинской свиты (проба 09-027) попадают в диапазон от середины позднего рифея (~705 млн. лет) до неорархея (~2869 млн. лет). Цирконы по своим изотопно-геохронологическим характеристикам распадаются на ряд разновозрастных групп – популяций (рис. 2, табл. 2). Среди них две самые массовые популяции имеют среднерифейский (от 1105 до 1338 млн. лет), раннерифейский (от 1454 до 1593 млн. лет) и палеопротерозойский (от 1652 до 2095 млн. лет) возраст и представлены, соответственно, 23, 23 и 24 dZr, что составляет 29, 29 и 31%⁵. Для первой из этих популяций характерно значение отчетливого максимума плотности вероятности (МПВ) 1213 млн. лет, для второй – 1501 млн. лет, а третья популяция характеризуется двумя менее выраженными МПВ 1907 и 2000 млн. лет. Фиксируется также немногочисленная популяция (4 dZr или 5%), возраст цирконов которой ограничен диапазоном ~959–1060 млн. лет со значением МПВ 1027 млн. лет, и популяция (3 dZr или 4%), возраст цирконов которой попадает в диапазон ~2704–2869 млн. лет со значениями МПВ 2710 и 2869 млн. лет. Кроме того, выявлены единичные dZr, не попадающие ни в одну из перечисленных популяций.

Датировки dZr из куккараукской свиты (проба 09-041) попадают во временной диапазон от раннего венда (~617 млн. лет) до позднего мезоархея (~3188 млн. лет) (рис. 2, табл. 2). Возраст цирконов наиболее многочисленной популяции (20 dZr, или >38%) захватывает диапазон от конца среднего рифея (~1298 млн. лет) до конца раннего протерозоя (~1691 млн. лет) с МПВ 1465 млн. лет. Вторая по численности популяция (11 dZr, или 21%) представлена dZr с возрастом ~1099–1231 млн. лет и МПВ 1195 млн. лет. Кроме того выявлена

⁴ Здесь и далее речь идет о доле (в %) от всех датировок dZr с дискордантностью $|D| \leq 10\%$.

⁵ Превышение величиной “p” минимального порогового значения 0.05 указывает на то, что тестируемая гипотеза валидна с вероятностью 95%.

Таблица 1. Результаты U/Pb (LA-ICP-MS) датирования детритных цирконов из песчаников ашинской серии Южного Урала

Номер анализа	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1 σ погр., %	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1 σ погр., %	RNO погр.	Возраст, млн. лет						Дискордантность (%)
						$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1 σ погр.	* $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	*1 σ погр.	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	1 σ погр.	
Детритные цирконы из песчаников басинской свиты (проба 09-027)												
01	4.02	3.9	0.2966	2.4	0.63	1675.9	35.9	1638.3	30.9	1592.5	55.6	5.24
02	3.76	3.8	0.2826	2.3	0.61	1605.7	32.6	1584.7	29.8	1559.0	56.0	2.99
03	3.54	3.8	0.2795	2.3	0.61	1590.1	32.7	1536.7	29.5	1466.0	56.6	8.47
04	3.89	3.7	0.2893	2.2	0.60	1639.2	32.4	1610.9	29.8	1576.0	56.0	4.01
05	6.76	3.8	0.3937	2.4	0.62	2141.9	42.9	2080.5	33.1	2022.5	52.8	5.90
06	2.40	3.8	0.2220	2.4	0.63	1293.3	28.1	1241.0	27.1	1153.5	59.1	12.12
07	1.73	3.8	0.1765	2.4	0.62	1048.5	22.9	1019.2	24.4	959.0	61.8	9.33
08	3.32	3.8	0.2624	2.3	0.61	1503.1	31.4	1485.4	29.4	1462.5	57.3	2.78
09	5.22	3.8	0.3361	2.3	0.61	1869.2	37.6	1856.1	32.0	1843.5	54.7	1.39
10	4.76	3.8	0.3183	2.3	0.61	1783.0	35.9	1777.3	31.3	1772.5	54.7	0.59
11	15.42	2.1	0.5554	1.8	0.88	2849.8	42.3	2841.0	19.7	2837.0	15.8	0.45
12	3.64	2.1	0.2755	1.8	0.88	1570.1	25.2	1558.9	16.2	1546.0	18.2	1.56
13	2.03	2.0	0.1889	1.8	0.87	1116.1	18.2	1126.3	13.8	1148.0	20.1	-2.78
14	3.31	2.1	0.2580	1.8	0.88	1480.5	24.0	1483.7	16.0	1490.0	18.7	-0.63
15	1.80	2.1	0.1745	1.8	0.88	1037.5	17.7	1044.1	13.6	1060.0	20.2	-2.12
16	3.18	3.0	0.2470	2.8	0.93	1424.1	36.0	1451.0	23.2	1492.5	21.4	-4.58
17	4.41	1.9	0.2869	1.6	0.84	1627.3	22.9	1713.8	15.7	1823.5	19.0	-10.76
18	3.51	2.1	0.2678	1.9	0.89	1530.6	25.8	1528.5	16.7	1527.5	18.3	0.20
19	4.45	2.0	0.3111	1.8	0.88	1747.5	27.5	1721.7	16.8	1692.5	17.9	3.25
20	6.35	2.0	0.3724	1.8	0.88	2042.2	31.1	2025.2	17.7	2010.0	17.2	1.60
21	2.07	2.1	0.1905	1.8	0.86	1124.8	18.3	1139.4	14.0	1169.5	20.9	-3.82
22	2.11	2.2	0.1957	1.9	0.89	1153.1	20.4	1150.7	14.8	1148.5	19.4	0.40
23	2.26	2.0	0.2033	1.8	0.87	1193.8	19.4	1199.4	14.3	1211.5	19.7	-1.46
24	4.02	2.0	0.2873	1.8	0.88	1629.3	25.8	1638.1	16.5	1651.5	18.1	-1.34
25	4.67	2.1	0.3195	1.9	0.89	1788.8	29.9	1762.2	17.8	1733.0	17.8	3.22
26	3.30	2.0	0.2570	1.7	0.87	1475.6	22.5	1480.8	15.2	1490.5	18.6	-1.00
27	12.84	2.1	0.5013	1.9	0.89	2621.6	41.0	2667.3	20.0	2704.0	16.0	-3.05
28	1.76	2.1	0.1672	1.7	0.83	997.4	15.9	1030.9	13.3	1104.5	22.8	-9.70
29	3.36	2.0	0.2588	1.7	0.87	1484.6	23.1	1493.8	15.6	1509.0	18.8	-1.61
30	6.54	2.1	0.3820	1.9	0.89	2087.1	33.6	2050.8	18.6	2016.5	17.3	3.50
31	3.42	2.1	0.2604	1.9	0.88	1493.2	24.8	1508.4	16.5	1532.0	19.0	-2.54
32	2.51	2.1	0.2217	1.8	0.88	1291.8	21.4	1276.2	14.9	1252.0	19.0	3.18
33	6.70	2.1	0.3814	1.8	0.88	2084.7	32.7	2072.1	18.2	2061.5	17.1	1.12
34	5.42	2.0	0.3367	1.7	0.86	1872.4	27.7	1887.2	16.8	1905.5	17.8	-1.74
35	5.78	2.3	0.3562	2.1	0.91	1965.5	35.3	1942.9	19.8	1921.0	17.4	2.32
36	2.39	2.1	0.2116	1.8	0.87	1238.5	20.2	1239.7	14.6	1244.0	19.5	-0.44
37	3.16	2.1	0.2508	1.8	0.88	1443.7	23.3	1447.0	15.7	1454.0	18.7	-0.71
38	2.37	2.1	0.2129	1.9	0.89	1245.0	21.3	1232.8	15.0	1213.5	19.1	2.60
39	3.46	3.0	0.2563	2.8	0.94	1471.8	36.7	1518.0	23.1	1585.0	18.3	-7.14
40	3.43	2.3	0.2646	2.1	0.90	1514.5	27.6	1511.1	17.8	1508.5	18.9	0.40
41	5.20	2.1	0.3372	1.8	0.88	1874.8	29.6	1852.6	17.4	1829.5	17.6	2.48
42	6.18	2.2	0.3653	1.9	0.89	2009.0	33.0	2001.4	18.6	1995.5	17.3	0.67
43	5.48	2.2	0.3439	1.9	0.89	1907.0	31.9	1897.6	18.4	1889.5	17.5	0.92
44	1.03	2.2	0.1154	1.9	0.84	704.8	12.4	716.4	11.3	755.0	25.2	-6.65
45	2.42	2.3	0.2107	2.0	0.89	1233.3	22.8	1248.2	16.2	1276.0	20.0	-3.34
46	6.94	2.2	0.3879	1.9	0.89	2114.7	34.5	2103.4	18.9	2094.5	17.1	0.96
47	3.33	2.0	0.2598	1.8	0.88	1490.1	23.4	1488.0	15.6	1487.0	18.4	0.21
48	2.33	2.1	0.2086	1.9	0.88	1222.6	20.7	1220.9	14.9	1220.0	19.5	0.21
49	3.30	2.0	0.2560	1.8	0.88	1470.5	23.5	1480.1	15.8	1496.0	18.5	-1.70
50	2.23	2.0	0.2026	1.8	0.88	1190.4	19.3	1190.6	14.1	1193.0	19.3	-0.22
51	6.10	2.1	0.3623	1.8	0.88	1994.5	31.3	1989.7	17.9	1987.0	17.3	0.38
52	5.59	2.3	0.3480	2.1	0.90	1926.6	34.3	1913.7	19.4	1902.0	17.4	1.29
53	3.37	2.2	0.2606	1.9	0.89	1494.2	25.9	1497.0	16.9	1503.0	18.6	-0.59
54	3.40	2.2	0.2601	1.9	0.88	1491.7	25.8	1505.1	17.2	1526.0	19.6	-2.25

Таблица 1. Продолжение

Номер анализа	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1σ погр., %	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1σ погр., %	RHO погр.	Возраст, млн. лет						Дискордантность (%)
						$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1σ погр.	* $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	*1σ погр.	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	1σ погр.	
55	2.05	2.1	0.1938	1.9	0.88	1143.1	19.5	1131.4	14.4	1111.0	20.4	2.89
56	3.35	2.1	0.2605	1.9	0.88	1493.8	24.8	1491.5	16.3	1490.0	18.6	0.25
57	2.26	2.1	0.2042	1.8	0.88	1198.9	19.7	1200.4	14.4	1205.0	19.3	-0.51
58	2.68	2.1	0.2259	1.8	0.88	1314.0	21.6	1322.4	15.2	1338.0	18.8	-1.79
59	2.35	2.1	0.2089	1.9	0.89	1224.0	21.1	1227.7	15.0	1236.0	19.0	-0.97
60	15.92	2.1	0.5623	1.9	0.89	2878.5	43.9	2871.6	20.1	2869.0	15.8	0.33
61	2.63	2.1	0.2242	1.8	0.88	1305.2	21.5	1309.4	15.1	1318.5	19.0	-1.01
62	2.35	2.2	0.2113	2.0	0.89	1236.6	22.0	1226.8	15.5	1211.5	19.2	2.07
63	2.29	2.1	0.2057	1.9	0.88	1206.9	20.5	1209.9	14.8	1217.5	19.4	-0.87
64	5.44	1.9	0.3232	1.6	0.86	1806.8	25.4	1890.4	16.0	1985.5	17.3	-9.00
65	4.84	2.1	0.3200	1.9	0.89	1791.2	29.2	1791.6	17.6	1794.0	17.7	-0.16
66	5.82	2.1	0.3499	1.8	0.88	1935.7	30.8	1949.0	17.9	1965.5	17.3	-1.52
67	2.28	2.2	0.2071	2.0	0.90	1214.5	21.8	1205.1	15.4	1190.0	19.2	2.06
68	1.73	2.1	0.1709	1.8	0.88	1017.7	17.1	1019.7	13.2	1026.0	19.9	-0.81
69	5.32	2.2	0.3394	1.9	0.89	1885.1	31.3	1872.1	18.2	1860.0	17.5	1.35
70	5.94	2.1	0.3559	1.9	0.89	1964.5	32.0	1966.8	18.3	1971.0	17.4	-0.33
71	2.16	2.1	0.1982	1.9	0.89	1166.4	19.7	1166.8	14.4	1169.5	19.2	-0.27
72	6.73	2.1	0.3902	1.8	0.88	2125.7	32.7	2076.3	18.0	2029.5	17.2	4.74
73	2.13	2.2	0.1935	1.9	0.84	1141.1	19.5	1157.5	15.2	1190.5	23.7	-4.15
74	2.11	2.1	0.1984	1.8	0.88	1167.9	19.4	1152.0	14.1	1124.0	19.4	3.90
75	6.51	2.1	0.3767	1.9	0.89	2062.6	33.1	2047.6	18.5	2034.5	17.2	1.38
76	3.33	2.0	0.2605	1.8	0.88	1493.5	23.8	1488.6	15.8	1483.5	18.5	0.67
77	2.21	2.1	0.2033	1.9	0.89	1193.9	20.4	1182.9	14.7	1165.0	19.3	2.48
78	1.74	2.1	0.1734	1.9	0.89	1031.6	18.0	1021.7	13.6	1002.5	19.8	2.91
79	3.76	2.1	0.2779	1.9	0.89	1582.0	26.3	1583.4	16.8	1587.5	18.2	-0.35
80	3.43	2.1	0.2656	1.8	0.88	1519.4	24.7	1511.2	16.2	1501.5	18.6	1.19
Детритные цирконы из песчаников куккараукской свиты (проба 09-041)												
01	13.72	2.9	0.5439	1.4	0.5	2801.8	31.8	2729.9	27.4	2679.0	42.6	4.58
02	6.63	3.1	0.3920	1.7	0.6	2133.8	30.8	2062.9	26.9	1995.0	45.7	6.96
03	2.20	3.0	0.2101	1.6	0.5	1230.2	17.9	1180.9	20.9	1093.5	51.5	12.50
04	2.38	3.0	0.2208	1.5	0.5	1286.9	17.0	1236.2	20.9	1151.0	51.0	11.81
05	2.25	3.0	0.2139	1.5	0.5	1250.4	16.9	1198.1	20.7	1107.0	51.3	12.95
07	6.22	2.9	0.3809	1.4	0.5	2082.3	24.2	2006.9	25.2	1932.5	46.2	7.75
08	6.61	3.0	0.3964	1.6	0.5	2154.2	28.4	2060.8	26.2	1970.5	45.8	9.32
09	0.96	4.0	0.1100	1.5	0.4	673.3	9.8	685.6	19.7	728.0	78.1	-7.51
10	15.48	3.0	0.5759	1.6	0.5	2934.3	36.9	2844.6	28.3	2783.5	42.1	5.42
11	1.74	2.9	0.1775	1.4	0.5	1053.9	13.4	1025.1	18.8	966.0	53.0	9.10
12	0.81	3.1	0.1003	1.6	0.5	616.7	9.7	604.6	14.0	561.5	57.1	9.83
13	15.88	2.9	0.5834	1.4	0.5	2965.0	34.0	2869.3	27.7	2805.0	42.0	5.70
14	0.89	3.1	0.1077	1.7	0.5	660.0	10.5	644.9	14.9	594.5	57.4	11.03
15	3.94	3.0	0.2958	1.5	0.5	1671.9	22.4	1621.6	24.0	1559.0	48.4	7.24
16	5.70	3.0	0.3693	1.6	0.5	2027.6	27.7	1931.6	25.8	1832.0	46.6	10.68
17	6.49	3.2	0.3847	1.9	0.6	2100.0	34.4	2043.8	28.0	1989.5	45.9	5.55
18	2.78	3.0	0.2387	1.5	0.5	1381.1	18.4	1351.0	22.0	1306.0	50.0	5.75
19	10.62	2.9	0.4915	1.3	0.4	2579.0	26.7	2489.9	26.2	2420.0	43.6	6.57
20	6.73	3.0	0.3973	1.6	0.5	2158.3	28.9	2076.2	26.3	1997.5	45.6	8.05
21	2.17	2.9	0.2062	1.4	0.5	1209.4	15.7	1170.0	20.2	1099.5	51.4	10.00
22	7.44	2.9	0.4155	1.4	0.5	2242.0	25.9	2165.8	25.8	2096.5	45.1	6.94
23	1.88	3.3	0.1900	2.0	0.6	1122.5	20.6	1072.5	21.4	974.5	52.5	15.19
24	2.44	3.0	0.2245	1.5	0.5	1306.8	18.2	1253.1	21.3	1164.0	50.9	12.27
25	3.51	3.1	0.2798	1.7	0.5	1591.7	23.3	1529.0	23.9	1445.5	48.9	10.12
26	3.19	3.0	0.2661	1.5	0.5	1522.1	19.9	1454.5	22.7	1359.0	49.5	12.00
27	4.48	3.1	0.3215	1.8	0.6	1798.4	27.9	1727.8	25.7	1645.5	47.7	9.29
28	3.77	3.0	0.2895	1.5	0.5	1640.3	21.3	1586.2	23.5	1517.0	48.5	8.13
29	3.09	3.0	0.2589	1.5	0.5	1485.3	20.3	1429.6	22.7	1349.5	49.6	10.00
30	2.45	3.0	0.2182	1.6	0.5	1273.6	18.1	1257.2	21.6	1231.0	50.9	3.46

Таблица 1. Продолжение

Номер анализа	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1 σ погр., %	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1 σ погр., %	RHO погр.	Возраст, млн. лет						Дискордантность (%)
						$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1 σ погр.	* $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	*1 σ погр.	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	1 σ погр.	
31	2.83	3.1	0.2434	1.7	0.5	1405.3	21.2	1362.7	22.8	1298.5	50.0	8.23
32	3.59	3.0	0.2817	1.5	0.5	1601.5	20.7	1547.8	23.2	1477.5	48.7	8.39
33	3.66	3.0	0.2861	1.5	0.5	1623.3	21.3	1561.9	23.4	1482.0	48.7	9.53
34	3.24	3.0	0.2657	1.5	0.5	1519.9	19.9	1465.4	22.8	1389.5	49.6	9.39
35	3.00	3.0	0.2552	1.5	0.5	1466.5	19.8	1407.4	22.5	1321.0	49.8	11.01
36	5.31	3.0	0.3501	1.5	0.5	1936.8	25.6	1869.7	25.3	1798.0	46.7	7.72
37	1.81	3.1	0.1814	1.6	0.5	1075.2	15.7	1047.1	19.8	991.0	53.3	8.50
38	2.93	2.9	0.2510	1.3	0.4	1444.8	16.8	1388.8	21.6	1305.5	49.9	10.67
39	2.27	3.1	0.2104	1.6	0.5	1232.2	17.9	1202.7	21.7	1152.0	52.9	6.96
41	3.65	2.7	0.2861	2.0	0.7	1623.5	29.1	1560.3	21.6	1478.0	34.8	9.84
42	6.48	2.7	0.3870	2.0	0.7	2110.4	35.9	2042.5	23.6	1977.0	32.6	6.75
43	3.49	2.8	0.2733	2.1	0.7	1558.8	28.5	1525.8	21.6	1482.5	35.0	5.15
44	3.65	2.7	0.2864	2.0	0.7	1625.0	29.1	1559.5	21.6	1474.0	34.7	10.24
45	3.91	2.8	0.2944	2.1	0.8	1664.7	31.0	1615.9	22.4	1555.0	34.3	7.05
46	14.01	2.7	0.5538	2.0	0.7	2843.4	46.8	2749.8	25.7	2684.0	30.3	5.94
47	1.61	2.8	0.1694	2.0	0.7	1009.8	19.1	975.8	17.2	902.0	38.6	11.95
48	2.46	2.8	0.2254	2.1	0.8	1311.4	25.4	1261.5	20.2	1179.5	36.2	11.19
49	3.48	2.8	0.2757	2.1	0.7	1571.1	28.6	1523.2	21.5	1459.5	34.9	7.65
50	2.19	2.8	0.2081	2.1	0.7	1219.5	22.9	1177.0	19.1	1102.0	36.7	10.66
51	3.02	2.9	0.2506	2.2	0.7	1442.9	27.9	1412.2	21.8	1368.0	36.7	5.48
52	2.31	2.7	0.2112	2.0	0.7	1236.1	22.3	1214.1	19.0	1177.5	36.4	4.97
53	14.64	2.7	0.5710	2.0	0.7	2914.3	46.4	2791.6	25.4	2706.5	30.2	7.68
54	2.91	2.9	0.2526	2.3	0.8	1453.1	29.7	1384.2	21.9	1281.5	35.7	13.39
55	3.58	2.7	0.2853	2.0	0.7	1619.3	28.0	1545.0	21.1	1447.0	34.9	11.90
56	13.51	2.8	0.5474	2.1	0.8	2816.4	48.9	2715.8	26.4	2644.0	30.4	6.52
57	16.50	2.8	0.5897	2.1	0.8	2990.8	50.8	2905.8	26.6	2849.5	29.8	4.96
58	2.90	3.5	0.2200	2.6	0.7	1282.8	30.0	1382.8	26.3	1542.5	44.9	-16.83
59	2.42	2.7	0.2209	1.9	0.7	1287.5	22.5	1249.0	19.0	1185.5	36.2	8.60
60	2.44	2.8	0.2186	2.1	0.7	1275.3	23.8	1253.8	19.7	1219.0	36.2	4.62
61	2.32	2.8	0.2110	2.1	0.8	1235.2	23.4	1216.8	19.6	1186.5	36.3	4.10
62	4.58	2.9	0.3206	2.2	0.8	1794.0	34.5	1746.0	23.7	1691.0	33.9	6.09
63	2.39	2.8	0.2201	2.1	0.8	1283.4	24.3	1240.7	19.7	1169.5	36.3	9.74
64	23.47	2.8	0.6797	2.1	0.8	3345.9	54.2	3246.3	26.7	3187.5	29.0	4.97
65	2.42	2.7	0.2232	2.0	0.7	1299.8	23.7	1247.8	19.4	1161.0	36.3	11.96
66	3.11	2.9	0.2528	2.2	0.7	1454.1	28.4	1436.0	22.2	1411.5	37.0	3.02
67	2.42	2.8	0.2190	2.1	0.7	1277.4	23.9	1247.7	19.7	1199.0	36.5	6.54
68	0.93	2.75	0.1	2.0	0.7	703.2	13.5	666.7	13.4	547.5	40.6	28.44
69	3.12	2.7	0.2605	2.0	0.7	1493.5	27.1	1436.4	20.9	1355.0	35.3	10.22
70	2.37	2.7	0.2201	2.0	0.7	1283.6	23.5	1234.0	19.3	1150.5	36.4	11.56
71	2.34	2.9	0.2091	2.2	0.8	1224.8	24.2	1223.0	20.1	1222.0	36.3	0.23
72	2.22	2.7	0.2069	2.0	0.7	1213.5	22.4	1185.8	19.0	1137.5	36.6	6.68
73	1.95	2.9	0.1934	2.3	0.8	1140.7	23.9	1099.6	19.5	1021.0	37.2	11.72
74	3.11	2.8	0.2596	2.1	0.8	1489.0	28.3	1433.9	21.4	1355.0	35.4	9.89
75	3.40	2.9	0.2719	2.2	0.8	1551.6	30.1	1505.1	22.2	1442.5	35.0	7.56
76	1.75	2.9	0.1815	2.3	0.8	1076.0	22.4	1027.1	18.7	926.5	38.0	16.13
77	3.13	3.0	0.2562	2.3	0.8	1471.4	30.3	1439.3	22.5	1394.5	35.2	5.51
78	15.69	2.8	0.5745	2.1	0.8	2928.6	49.8	2857.8	26.4	2810.5	29.9	4.20
79	2.39	2.8	0.2205	2.2	0.8	1285.7	25.2	1240.2	20.1	1164.0	36.4	10.45
80	3.45	2.8	0.2735	2.1	0.8	1559.8	29.7	1516.4	22.1	1458.5	35.1	6.94

Примечание. Серым фоном помечены датировки со степенью дискордантности $|D| > 10\%$. Жирным шрифтом выделены значения, принятые за возраст циркона; до 1 млрд. лет используются определения возраста по отношению $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, а около 1 млрд. лет и более – по отношению $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$. Подчеркнуты – минимальный и максимальный возраста цирконов в пробе.

раннепротерозойская (7 dZr, или 13%) и неоархейская (8 dZr, или 15%) популяции. Первая из них характеризуется возрастным диапазоном ~1923–

2097 млн. лет с МПВ 1987 млн. лет, а вторая – диапазоном ~2644–2850 млн. лет, с двумя неотчетливыми МПВ 2695 и 2825 млн. лет.

Таблица 2. Сопоставление характеристик наборов возрастов датированных детритных цирконов

Свита; (номер пробы); координаты точки отбора пробы (с.ш.; в.д.)	N1 N2	Возраст dZr в выборке N2 (млн лет)		Характеристики популяций dZr {min-max[max_prob]млн. лет:n(%N2)}	Распределение датированных цирконов {число зерен (%N2)} по интервалам возрастов кристаллических комплексов потенциальных питающих провинций			
		минимальный	максимальный		Протоуральско-Тигманские (510–755)	Свеко-Норвежские (900–1750)	Свеко-Фенские, Волго-Сарматские и Среднерусские (1750–2100)	Волго-Уральские (2100–3500)
Басинская (09-027) 53°35'50.3"; 56°46'25.0"	80 78	704.8 ± 12.4	2869.0 ± 15.8	959–1060[1027]:4(5); 1105–1338[1213]:23(29); 1454–1593[1501]: 23(29); 1652–2095[1907, 2000]:24(31); 2704–2869[2710, 2869]:3(4)	1 (1%)	53 (68%)	21 (27%)	3 (4%)
Куккараукская (09-041) 53°36'04.6"; 56°41'06.2'	78 53	616.7 ± 9.7	3187.5 ± 29.0	1099–1231[1195]:11(21); 1298–1691[1465]:20(38); 1932–2097[1987]:7(13); 2644–2850[2695,2825]:8(15)	2 (4%)	33 (62%)	8 (15%)	10 (19%)
Басинская и куккараукская (09-027) + (09-041)	158 131	616.7 ± 9.7	3187.5 ± 29.0	959–2097[1030, 1210, 1348, 1500, 1912, 1996]:115(88); 2644–2869[2708, 2846]:11(8)	3 (2%)	86 (66%)	29 (22%)	13 (10%)

Примечание. N1 – число датированных цирконов в пробе, N2 – число кондиционных анализов со степенью дискордантности менее 10%. Характеристики популяций dZr: min – минимальный возраст в популяции, max – максимальный возраст в популяции, max_prob – (МПВ в тексте статьи) значение максимума(ов) плотности вероятности в популяции, n – количество зерен в популяции, %N2 – доля в процентах от количества зерен N2.

СОПОСТАВЛЕНИЕ НАБОРОВ ВОЗРАСТОВ ДЕТРИТНЫХ ЦИРКОНОВ

Для сравнения полученных наборов возрастов dZr из басинской и куккараукской свит, подобно тому, как мы это делали ранее для других

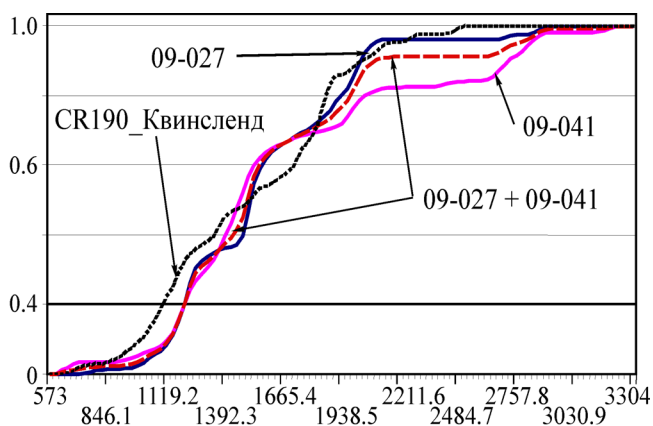


Рис. 3. Кумулятивные кривые возрастов⁶ детритных цирконов из песчаников ашинской серии Южного Урала (эта работа) и кварцито-песчаников метаморфического комплекса Кап Ривер (Cape River Metamorphics) Квинсленда, СВ Австралия – проба CR190, по [60].

данных [31, 72], был применен тест Колмогорова–Смирнова (*KS*-тест)⁶. Проведенное с помощью *KS*-теста сопоставление полученных наборов возрастов (табл. 3, рис. 3) показало их очень высокую степень сходства – значение величины $p = 0.436$ ⁷. То есть, несмотря на то, что данные получены по разнотипным (полимиктовым и аркозовым, соответственно) песчаникам из разных уровней разреза ашинской серии, существующие отличия в возрастных характеристиках dZr отсутствуют. Из этого следует вывод о том, что подавляющий объем песчаников обеих свит формировался за счет накопления продуктов эрозии одних и тех же питающих провинций. Поскольку принципиальные различия в наборе возрастов dZr из песчаников басинской и куккараукской свит не выявлены, суммарный набор данных по этим свитам использовался далее для интегральной характеристики возрастов dZr песчаников всей ашинской серии

⁶ *KS*-тест и построение кумулятивных кривых возрастов выполнены в программе MS-Excel с помощью макроса, созданного G. Gehrels and J. Guynn (Dep. of Geosciences University of Arizona, Tucson, USA) и размещенного на сайте <http://sites.google.com/a/laserchron.org/laserchron/home> для свободного использования.

⁷ Превышение величиной “ p ” минимального порогового значения 0.05 указывает на то, что тестируемая гипотеза валидна с вероятностью 95%.

Таблица 3. Результаты теста Колмогорова-Смирнова (KS-тест) по сопоставлению наборов изотопных возрастов детритных цирконов из песчаников басинской (09-027), куккараукской (09-041) свит ашинской серии и их суммы, а также набора изотопных возрастов детритных цирконов из верхнедокембрийско-нижнепалеозойских толщ Квинсленда (CR190_Квинсленд, по [60]).

	09-027	09-041	(09-041)+(09-027)	CR190_Квинсленд
(09-027)		0.436	0.991	0.655
(09-041)	0.436		0.905	0.493
(09-041)+(09-027)	0.991	0.905		0.585
CR190_Квинсленд	0.655	0.493	0.585	

ОГРАНИЧЕНИЯ СЕДИМЕНТАЦИОННОГО ВОЗРАСТА АШИНСКОЙ СЕРИИ

В песчаниках из куккараукской свиты выявлены единичные позднедокембрийские dZr, возраст которых попадает в интервал, характерный для кристаллических комплексов⁸, участвующих в строении реликтов орогена Протоуралид-Тиманид [66] – “протоуральско-тиманский провенанс-сигнал” [31, 45]. Наличие dZr с возрастными, соответствующими “протоуральско-тиманскому провенанс-сигналу”, в породах куккараукской свиты ашинской серии не противоречит известным представлениям, в соответствии с которыми ашинская серия в целом интерпретируется как моласса [1, 3, 35, 37, 51, 82 и др.], сформировавшаяся за счет накопления продуктов размыва Тиманского (по [35, 37]) или Протоуральско-Тиманского (по [19, 20, 66]) орогена. С учетом выводов о раннекембрийском времени начала формирования этого коллизионного орогена [31], и, опираясь на полученные нами оценки возрастов наиболее молодых dZr из ашинской серии, а также на данные, приведенные в [62, 82], можно ограничить верхний возрастной предел ашинской серии средним кембрием. Этот вывод очень хорошо соответствует упомянутым выше находкам в породах куккараукской свиты обломков беззамковых брахиопод [22], указывающим на то, что возраст свиты не древнее среднекембрия.

ВОЗМОЖНЫЕ ПИТАЮЩИЕ ПРОВИНЦИИ АШИНСКОЙ СЕРИИ

Осадочные комплексы, расположенные вдоль Южно-Уральской периферии Восточно-Европейской платформы (ВЕП) и охватывающие стратиграфический диапазон от верхнего докембрия до верхнего палеозоя, в основном, автохтонны [35–37] по отношению к древнему остову ВЕП – Про-

тобалтике⁹/Балтике и палеозойским композитным континентам, в строении которых участвовала Балтика. Поэтому следовало бы ожидать, что основным источником кластики для ашинских пород должна была быть расположенная непосредственно к западу от ареала их развития Волго-Уральская часть фундамента ВЕП (Волго-Уралия), которая сложена раннепротерозойскими (палеопротерозойскими) и архейскими комплексами, возраст которых преимущественно попадает в диапазон ~2100–3500 млн. лет [5, 30, 57 и ссылки в этих работах]. Юго-западным ограничением Волго-Уралии служат структуры, представляющие собой реликты Волго-Сарматского орогена, спаявшего к рубежу 2000 млн. лет Волго-Уралию с Сарматией, и сложенные кристаллическими комплексами с возрастом 2000–2100 млн. лет [5, 52, 57]. А северо-западным ограничением Волго-Уралии служат структуры, представляющие собой реликты Среднерусского орогена, сложенные кристаллическими комплексами с возрастом 1750–1800 млн. лет, который сутурировал Волго-Сарматия и Феноскандию [57]. Можно было бы ожидать, что именно продуктами эрозии кристаллических комплексов Волго-Уралии и реликтов обрамляющих ее Волго-Сарматского и Среднерусского орогенов (с юго-запада и северо-востока, соответственно) должны быть сложены обломочные породы ашинской серии. Т.е. в обломочных породах ашинской серии должен был бы доминировать “волго-уральский” (s.l.) провенанс-сигнал. Однако в ашинской серии установлены лишь немногочисленные dZr с возрастом, попадающим в интервал возрастов комплексов фундамента Волго-Уралии (2100–3500 млн. лет) – всего 13 зерен (10%), а также Волго-Сарматского (2000–2100 млн. лет) – всего 8 зерен (6%) и Среднерусского (1750–2000 млн. лет) – всего 21 зерно (16%) орогенов, то есть все-

⁸ Эффузивные и субвулканические породы среднего и кислого состава, разнотипные гранитоиды и метаморфиты, участвующие в строении северных частей зоны Центрально-Уральских поднятий и фундамента Печорской плиты [19–21, 66 и др.], прилегающей к северным частям Западно-Уральской мегазоны.

⁹ Протобалтика была сформирована ~2.1–1.8 млн лет назад [83] из доменов Волго-Уралии, Сарматии и Фенноскандии и затем вошла в состав Родинии [59, 69, 71, 80]. Позднее часть Протобалтики вычленилась из Родинии как Балтика [57] и затем, последовательно сочленяясь с Арктидой (в композитный континент Аркт-Европа), Лаврентией (в композитный континент Аркт-Лавруссия) и др. континентами, вошла в состав Вегенеровской Пангеи [66].

го 42 зерна, что составляет около 32% от всех 131 датировок dZr . Таким образом, “волго-уральский” сигнал в породах ашинской серии проявлен достаточно слабо.

При этом в ашинских песчаниках резко доминируют ранне- и среднерифейские и ранне-палеопротерозойские dZr : возраст 86 зерен dZr (~ 66%) попадает в диапазон от ~900 до ~1750 млн. лет. С учетом того, что в строении расположенной непосредственно к западу от ареала развития ашинской серии Волго-Уралии и реликтов обрамляющих ее орогенных поясов, кристаллические породы с такими возрастными до сих пор не известны, повышенное содержание среди dZr из пород ашинской серии зерен с возрастом от ~900 до 1750 млн. лет, требует специальных комментариев.

Кристаллические комплексы с возрастными от ~900 до 1750 млн. лет на ВЕП известны только в ее западной и северо-западной частях [55], а именно в Свеко-Норвежской [56] и Свеко-Фенской [65, 68] областях. Эти области удалены от расположенного на западе Южного Урала ареала распространения пород ашинской серии более чем на 2000 км. Известно, что современные речные системы переносят обломочный материал на расстояния, измеряемые тысячами километров. Поэтому большое удаление Свеко-Норвежской и Свеко-Фенской областей от ареала распространения пород ашинской серии не может быть принципиальным ограничением для их статуса как питающих провинций для пород ашинской серии. Однако для переноса обломочного материала из Свеко-Норвежской и Свеко-Фенской частей Балтики (далее их суммарный детрит будем называть “западно-балтийским провенанс-сигналом”) в ее Уральскую часть должен был бы существовать очень специфический и протяженный канал транспортировки кластики. И, действительно, для объяснения наличия в ашинских породах доминирующего “западно-балтийского” и относительно слабого “волго-уральского” провенанс-сигнала, необходимо предположить, что во время накопления пород ашинской серии в пределах Балтики функционировала очень протяженная речная сеть, начинающаяся на западе Балтики (дренирующая Свеко-Норвежскую и Свеко-Фенскую области) и заканчивающаяся в пределах Южно-Уральской окраины Балтики, но при этом фактически не имеющая “боковых притоков” в пределах Волго-Уралии, способных существенно разбавить “западно-балтийский” детрит материалом, сносимым с Волго-Уралии¹⁰.

Однако известные палеогеографические построения для внутренних частей Балтики на конец

позднего докембрия противоречат существованию такого канала. В частности, во второй половине позднего докембрия во внутренней части Балтики реконструируется протягивающаяся почти через весь континент в ЮЗ-СВ направлении Оршанско-Средне-Русская система грабенообразных бассейнов (авлакогенов) и постумных впадин, наследующих их [6, 13, 47, 49, 50, 57, 73 и ссылки там]. Эта система (рис. 4) должна была бы полностью перехватывать весь осадочный поток, поступающий из Свеко-Норвежской и Свеко-Фенской областей, и выносить его либо в пределы юго-западной периферической части Балтики (трасса 1, рис. 4), либо на Тиманский край Балтики (трасса 2, рис. 4), но не на ее Южно-Уральский край. Еще один вариант транспортировки “западно-балтийского” детрита по Балтике в позднем докембрии – по системе, состоящей из Московского и Пачелмского авлакогенов и наследующих впадин (трасса 3, рис. 4). Однако и в этом случае “западно-балтийский” детрит не мог поступать непосредственно на Южный Урал, а должен был бы аккумулироваться в пределах Прикаспийской периферии Балтики.

То, что в позднем неопротерозое кластика из Свеко-Норвежской и Свеко-Фенской областей действительно поступала на Тиманскую окраину Балтики (трасса 2), подтверждается результатами датирования детритных цирконов из песчаников верхнерифейской джежимской свиты Южного Тимана [18]¹¹, место отбора проб из которой соответствует “устьевой” зоне Средне-Русской системы авлакогенов. При этом “западно-балтийский” детрит содержится в породах джежимской свиты в резко подчиненном количестве при доминировании раннедокембрийских (раннепротерозойских и архейских) возрастов, характерных для кристаллических комплексов центральных и северо-восточных частей ВЕП, соседствующих с Тиманским краем Балтики. Такое соотношение сигналов согласуется с представлениями о том, что по мере перемещения кластики от питающей провинции должно происходить все большее ее “засорение” продуктами эрозии кристаллических и древних осадочных комплексов платформы, участвующих в строении регионов, через которые происходит “транспортировка”. А это неминуемо должно приводить к тому, что сила (интенсивность) провенанс-сигнала, ослабевает с удалением от его источника.

Таким образом, имеющиеся данные не позволяют предполагать существование прямой сквозьконтинентальной системы транспортировки “западно-балтийского” детрита прямо в

¹⁰ Пример такой современной речной сети – река Нил, которая пересекает половину Африканского континента с юга на север и в нижнем течении не имеет крупных притоков.

¹¹ В обломочных породах этой свиты возраст 61 отдатированного зерна dZr варьирует от ~1175 до 2972 млн лет. Большинство цирконов имеет раннепротерозойский возраст, 4 зерна – средне- и раннерифейский возраст и 7 зерен – архейский (неоархейский) возраст.

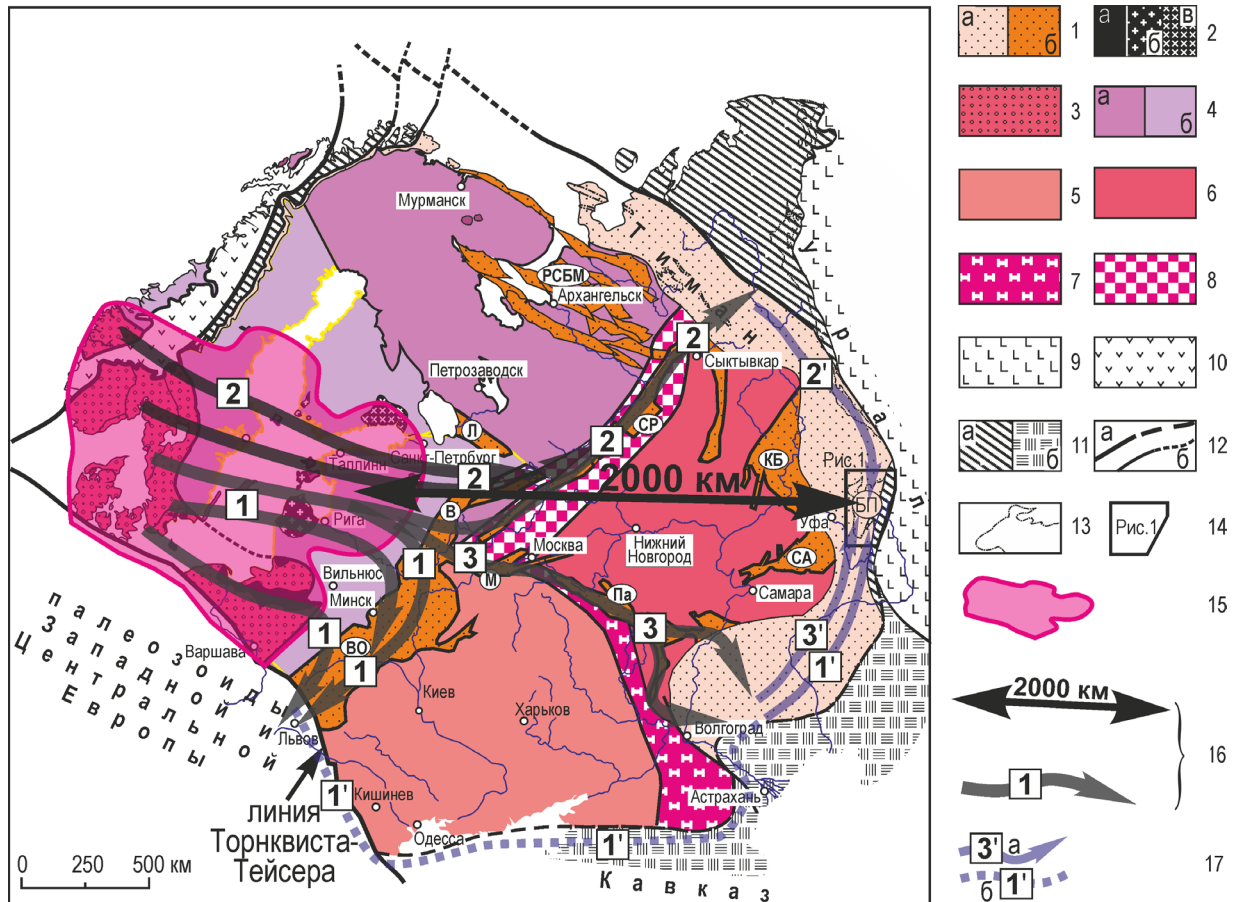


Рис. 4. Тектоно-геологическая схема Восточно-Европейской платформы и складчатых поясов ее обрамления (основа по [66]).

1 – структуры, выполненные позднедокембрийскими образованиями: а – периферические осадочные бассейны (бассейны на пассивных окраинах); б – авлакогены, палеорифты и палеорифтовые системы: Вольнско-Оршанский (ВО), Валдайский (В), Ладужский (Л), Московский (М), Пачелмский (Па), Серноводско-Абдулинский (СА), Камско-Бельский (КБ), рифтовая система Белого моря (РСБМ); 2–8 – структуры, сложенные кристаллическими комплексами фундамента Восточно-Европейской платформы: 2 – массивы гранитоидов с возрастом 1.44–1.55 (а), 1.58–1.60 (б) и 1.65–1.67 (в); 3 – Sveco-Norwegian area (кристаллические комплексы с возрастом 0.90–1.75 млрд. лет, сформировавшиеся в ходе sveco-norwegian (0.9–1.14 млрд. лет) collisional tectogenesis (sveco-norwegian orogenesis), telemark phase (1.48–1.52 млрд. лет), danopolon (1.40–1.50 млрд. лет) and gothic (1.55–1.75 млрд. лет) phases of accretionary tectogenesis); 4–8 – блоки раннедокембрийской коры, участвовавшие в строении Протобалтики: 4 – Феноскандия: а – Кольско-Карельская область (кристаллические комплексы с возрастом 3.7–1.8 млрд. лет); б – Sveco-Fennic area (кристаллические комплексы с возрастом 1.65–1.95 млрд. лет); 5 – Сарматия, 6 – Волго-Уралья, 7–8 – реликты коллизионных складчатых поясов, “спавших” древние коровые блоки (Феноскандию, Сарматию и Волго-Уранию) в Протобалтику: 7 – Волго-Сарматский ороген (кристаллические комплексы с возрастом 2000–2100 млн. лет), спаявший Волго-Уранию и Сарматию в композитный протократон Волго-Сарматию; 8 – Среднерусский ороген (кристаллические комплексы с возрастом 1700–2000 млн. лет) Волго-Сарматию и Феноскандию в композитный протократон Протобалтику; 9–11 – позднедокембрийские(?) и палеозойские складчатые пояса, обрамляющие Восточно-Европейскую платформу: 9 – эпипалеозойский ороген уралид (палеозойские комплексы уралид (варисцид) Восточного Урала); 10 – среднепалеозойский ороген Скандинавских каледонид; 11 – фрагменты позднедокембрийско(?)–раннепалеозойских складчатых поясов (а – Протоуралид-Тиманид; б – кадомиды фундамента Прикаспийской и Скифской плит); 12 – главные тектонические разделы (сплошные линии) и их предполагаемое продолжение (пунктирные линии): а – сутуры, на внешних границах древнего остова Восточно-Европейской платформы – внешние ограничения платформы; б – границы блоков внутри фундамента Восточно-Европейской платформы; 13 – контуры выступов позднедокембрийских образований на Западном Урале (БП – Башкирское поднятие), на Тимане и на полуострове Канин; 14 – положение участка, показанного на рис. 1б; 15 – контур ареала распространения на Восточно-Европейской платформе кристаллических комплексов с возрастом в диапазоне 0.9–1.75 млрд. лет; 16 – возможные пути (трассы) перемещения продуктов разрушения кристаллических комплексов Sveco-Norwegian и Sveco-Fennic областей в самом конце докембрия (цифры в квадратах – номера трасс: *трасса 1* – до Вольнско-Оршанской системы авлакогенов, и далее по ней к юго-западному краю платформы; *трасса 2* – до Валдайско-Среднерусской системы авлакогенов, и далее по ней к северо-восточному (Тиманскому) краю платформы; *трасса 3* – до Валдайского авлакогена и далее по Московско- и Пачелмскому авлакогенам к юго-восточному (Прикаспийскому) краю платформы); 17 – место отбора пробы на dZr из джежимпарминской свиты Южного Тимана [18, 66].

Ашинский¹² бассейн, которая могла бы обеспечить его доминирование в этом бассейне. Все другие возможные каналы транспортировки, по которым “западно-балтийский” детрит мог попасть в Ашинский бассейн, на заключительном этапе включают вдольбереговую разнос из “устьевых” районов Волинско-Оршанского, Средне-Русского или Пачелмского авлакогенов и, следовательно, подразумевают существенное “разубоживание” “западно-балтийского” детрита, чего в действительности не наблюдается. Все это, по нашему мнению, накладывает серьезные ограничения на предположение о том, что основной объем кластики, содержащей ранне- и среднерифейские и ранне-палеопротерозойские dZr, мог поступать в Ашинский бассейн из Свеко-Норвежской и Свеко-Фенской частей Балтики. При этом ранне- и среднерифейские, а также ранне-палеопротерозойские dZr в действительности могут представлять собой не истинный “свеко-норвежский + свеко-фенский” провенанс-сигнал, а сигнал, лишь весьма похожий на “западно-балтийский”.

Другим возможным источником ранне- и среднерифейского, а также ранне-палеопротерозойского детрита в ашинской серии могли бы быть близко-расположенные локальные эрозионные структуры, сложенные комплексами соответствующего возраста и поставляющие местный детрит. И, действительно, в пределах БП и структур, расположенных непосредственно к востоку от него, фрагментарно распространены кристаллические породы с возрастными, попадающими в “свеко-норвежский” временной интервал. Однако диапазон их известных изотопных возрастов очень узкий – от ~1350 до ~1400 млн. лет [37 и ссылки там, 38, 39, 58], и не охватывает всего среднего рифея, раннего рифея и раннего палеопротерозоя. То есть продукты разрушения этих локальных комплексов не могут “обеспечить” всего совокупного спектра возрастов dZr, фиксируемого в ашинской серии.

При этом нельзя все же абсолютно исключать и то, что среднерифейские, раннерифейские и ранне-палеопротерозойские dZr попали в Ашинский бассейн из кристаллических комплексов, реликты которых возможно участвуют в строении фундамента Прикаспийской плиты. Однако фундамент Прикаспия перекрыт мощным осадочным чехлом палеозойских, мезозойских и кайнозойских отложений и до сих пор не вскрыт бурением, поэтому никаких реальных данных, подтверждающих или опровер-

гающих существование здесь комплексов с возрастными ~ (900–1700) млн. лет, пока нет.

Таким образом, в ашинских песчаниках установлено резкое доминирование среднерифейских, раннерифейских и ранне-палеопротерозойских dZr, источники которых на ВЕП известны только в ее западной части (Свеко-Норвежская и Свеко-Фенская области). При этом ранне-палеопротерозойские и архейские dZr, соответствующие по возрасту кристаллическим комплексам, доминирующим в строении фундамента ВЕП (особенно в ее частях, прилегающих к Ашинскому бассейну), представлены в резко подчиненном количестве. Это, в сочетании с отсутствием локальных источников сноса, которые могли бы поставить в Ашинский бассейн среднерифейский, раннерифейский и ранне-палеопротерозойский детрит, дает нам основание предполагать, что обломочные породы ашинской серии формировались из кластики, поступающей преимущественно не из фундамента ВЕП, т.е. с западного борта бассейна, и не из местных источников, а с восточного борта бассейна.

Для ответа на вопрос, “какие комплексы и структуры могли во время формирования ашинской серии располагаться на восточном борту Ашинского бассейна?”, мы обратились к палеотектоническим реконструкциям и, в частности, к обновленной компоновке Родинии – концепции AUD (**Australia Upside Down conception**) [59, 80]. В рамках концепции AUD Австралия располагалась не в северном полушарии с совмещением своего Квислендского края с Кордельерским краем Лаврентии, как это предполагается в работах [69, 71 и др.], а в южном полушарии, и соприкасалась своим Квислендским краем с Южно-Уральским краем Балтики (рис. 5).

Для тестирования этого предположения мы заимствовали из работы [60] цифровые (табличные) геохронологические данные об изотопных возрастах dZr из кварцито-песчаников некоторых неопротерозойских и раннепалеозойских толщ из района распространения метаморфического комплекса Кап Ривер (Квисленд, северо-Восточная Австралия). Проведенное нами с помощью KS-теста сопоставление набора возрастов dZr из разновозрастных ашинской серии кварцито-песчаников, участвующих в сложении метаморфического комплекса Кап Ривер (Cape River Metamorphics, проба CR190) с полученным нами (табл. 1) набором возрастов dZr из песчаников басинской и куккараукской свит ашинской серии Южного Урала, показало их высокую степень сходства (высокие значения величины “*p*”, табл. 3, рис. 3) как по отдельности для dZr из песчаников басинской (09-207, *p* = 0.655) и куккараукской (09-041, *p* = 0.493) свит, так и для суммарного набора возрастов dZr (09-207 + 09-041, *p* = 0.585).

Это, по нашему мнению, может указывать на то, что и породы ашинской серии Южного Урала, и породы комплекса Кап Ривер могли формироваться за

¹² Осадочный бассейн, в котором накапливалась ашинская серия Южного Урала – Ашинский бассейн, возможно, являлся частью более крупной негативной палеоморфоструктуры (бассейна седиментации), включавшей в себя как сам Ашинский бассейн, так и Шаповско-Шиханскую впадину [27], располагавшуюся на востоке Волго-Уральской части Восточно-Европейской платформы.



Рис. 5. Фрагмент палеотектонической реконструкции для позднего докембрия (~ 800 млн. лет), по [59], с упрощениями.

Положение кратонных блоков на реконструкции показано относительно современного положения Северной Америки (Лаврентии). Серым тоном в пунктирных контурах отмечены – Южно-Уральский край Балтики и Квинслендская часть Австралии.

счет накопления продуктов эрозии во многом одних и тех же питающих провинций. Такими провинциями могли бы быть области Центральной Австралии (реликты орогена Мусгрейв (Musgrave)), Северной Австралии (реликты орогена Джорджтаун (Georgetown)), сложенные комплексами с возрастом в диапазоне 1100–1400 млн. лет и 1400–1750 млн. лет, соответственно [54, 61], и/или более западных частей Австралии. То есть, Ашинский бассейн заполнялся обломочным материалом, существенная часть которого шла с восточной стороны и представляла собой эрозионные продукты комплексов, реликты которых располагаются в настоящее время в северо-восточной части Австралии, а во время накопления ашинской серии располагались непосредственно около Южно-Уральского края Балтики. Такой вывод фактически означает – положительный тест концепции AUD. Более того, поскольку, верхний возрастной предел ашинской серии может “подниматься” вплоть до среднего кембрия, связь между Балтикой и Австралией могла существовать не только в конце позднего докембрия, но и во время накопления ашинской серии, то есть и в течение первой половины кембрия.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведено U-Pb изотопное датирование детритных цирконов из песчаников басинской и куккараукской свит ашинской серии западного фланга Баш-

кирского поднятия (Южный Урал). Из 158 датированных зерен циркона 131 характеризуются приемлемой ($\leq 10\%$) для подобных исследований степенью дискордантности. Датировки цирконов из басинской свиты попадают в диапазон от середины позднего рифея (~705 млн. лет) до неoarхея (~2869 млн. лет); датировки из куккараукской свиты попадают в диапазон от раннего венда (~617 млн. лет) до позднего мезоархея (~3188 млн. лет).

Применение теста Колмогорова–Смирнова показало, что наборы возрастов детритных цирконов из басинской и куккараукской свит характеризуются очень высокой степенью сходимости, хотя пробы отобраны из разнотипных – полимиктовых и аркозовых песчаников разных уровней разреза ашинской серии. Это позволяет полагать, что подавляющий объем песчаников обеих свит формировался за счет накопления продуктов эрозии одних и тех же питающих провинций, а суммарный набор данных по двум пробам может быть использован как интегральная характеристика возрастов цирконов всей ашинской серии.

Ашинская серия, как многие другие осадочные комплексы, расположенные вдоль Южно-Уральской периферии ВЕП и охватывающие стратиграфический диапазон от верхнего докембрия до верхнего палеозоя, в основном, автохтонна по отношению к древнему остову ВЕП – Протобалтике/Балтике и палеозойским композитным континентам, в строении которых участвовала Балтика. Это

означает, что источником кластики для ашинских пород должна была бы быть расположенная непосредственно к западу от ареала их развития Волго-Уральская часть фундамента ВЕП, которая сложена раннепротерозойскими и архейскими комплексами, возраст которых попадает в диапазон 1750–3500 млн. лет. Однако, в песчаниках ашинской серии установлены относительно редкие цирконы, попадающие в интервал возрастов комплексов Волго-Уралии, Волго-Сарматского и Среднерусского орогенов. То есть, провенанс-сигнал, который может рассматриваться как “волго-уральский” в породах ашинской серии проявлен слабо. При этом, в ашинских песчаниках резко доминируют ранне- и среднерифейские, а также ранне-палеопротерозойские (от ~ 900 до ~ 1750 млн. лет) цирконы, а кристаллические комплексы, укладываемые в эти возрастные диапазоны вблизи района распространения ашинской серии не известны, то есть объяснить доминирование ранне- и среднерифейских, а также ранне-палеопротерозойских цирконов в породах ашинской серии за счет размыва местных локальных источников сноса нельзя.

Доминирующие среди цирконов ашинской серии ранне- и среднерифейские, а также ранне-палеопротерозойские зерна по возрасту соответствуют кристаллическим комплексам Свеко-Норвежской и Свеко-Фенской областей, располагающихся на западе ВЕП (Протобалтики/Балтики), более чем в 2000 км от ареала распространения пород ашинской серии. Значительная удаленность области аккумуляции обломочного материала от его источника неминуемо должна приводить к “засорению” детрита материалом областей, через которые происходила его “транспортровка”. Это означает, что в ашинских породах доля “волго-уральских” цирконов, должна быть существенно более весомой, чем “западно-балтийских”, в действительности же фиксируется противоположная ситуация. Все это дает нам основание предполагать, что обломочные породы ашинской серии сформировались из кластики, поступающей преимущественно не из фундамента ВЕП и не из местных источников, т.е. кластика, слагающая породы ашинской серии, имеет преимущественно *небалтийское* происхождение. С учетом того, что ареал распространения пород ашинской серии располагается на современном краю ВЕП (на краю Протобалтики/Балтики), вывод о *небалтийском* происхождении кластики, заполнявшей Ашинский бассейн, может означать, что: (1) этот бассейн не открывался в Уральский палеоокеан, и (2) у Ашинского бассейна был восточный континентальный борт, который поставлял кластику в бассейн.

Сопоставление наборов возрастов детритных цирконов из ашинской серии Южного Урала с данными о возрастах цирконов из близковозрастных кварцито-песчаников метаморфического комплекса

Кап Ривер в Квинсленде [60], показало их высокую степень сходства. Это подтверждает тектонические реконструкции, приведенные в работах [59, 80], в которых Уральский край Балтики и Квинслендский край Австралии располагались в непосредственной близости в структуре Родинии (концепция AUD).

Авторы признательны К.Е. Дегтяреву, Ю.О. Гаврилову, В.Н. Пучкову, В.Э. Павлову, М.Л. Баженову и Н.М. Левашовой за научно-организационную поддержку исследований, а также С.Ю. Орлову, ознакомившемуся с предварительным вариантом рукописи статьи и высказавшем в отношении его ценные пожелания. Кроме того, авторы искренне благодарны рецензенту за доброжелательную и вместе с тем весьма конструктивную рецензию, содержащую ряд замечаний, учет которых способствовал улучшению содержания статьи, а также оформлению таблиц и иллюстраций.

Работа проведена в соответствии с планами и при финансово-организационной поддержке грантов РФФИ (09-05-01033, 11-05-00137, 12-05-01063), программ фундаментальных исследований Президиума РАН № 16, а также ОНЗ РАН № 6 и № 10.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Беккер Ю.Р. Молассы докембрия. Л.: Недра: 1988. 289 с.
2. Беккер Ю.Р. Древнейшая эдиакарская биота Урала // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1992. № 6. С. 16–24.
3. Беккер Ю.Р. Открытие эдиакарской фауны в кровле венда Южного Урала // Региональная геология и металлогения. 1996. № 5. С. 111–131.
4. Бибикина Е.В., Богданова С.В., Ларионов А.Н. и др. Новые данные о раннеархейском возрасте гранитоидов Волго-Уральского сегмента Восточно-Европейского кратона // Докл. АН. 2008. Т. 419, № 2. С. 219–223.
5. Бибикина Е.В., Богданова С.В., Постников А.В. и др. Зона сочленения Сарматии и Волго-Уралии: изотопно-геохронологическая характеристика супракрустальных пород и гранитоидов // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2009. Т. 17, № 6. С. 3–16.
6. Гарецкий Р.Г., Нагорный М.А. Главные этапы развития Московской синеклизы // Литасфера. 2006. № 2. С. 14–24.
7. Геологическая карта Российской Федерации и сопредельной территории республики Казахстан. М-б 1 : 1 000 000 (нов. сер.). Лист N-40(41) – Уфа / Отв. ред. В.И. Козлов. СПб: ВСЕГЕИ. 2002.
8. Голованова И.В., Данукалов К.Н., Козлов В.И. и др. Палеомагнетизм верхневендской басинской свиты Башкирского мегантиклинория: результаты повторного исследования // Физика Земли. 2011. № 7. С. 67–79.
9. Гражданкин Д.В., Марусин В.В., Меерт Дж. и др. Котлинский горизонт на Южном Урале // Докл. АН.

2011. Т. 440, № 2. С. 201–206.
10. Душин В.А. Магматизм и геодинамика палеоконтинентального сектора севера Урала. М.: Недра, 1997. 213 с.
 11. Иванов К.С. Основные черты геологической истории (1.6–0.2 млрд. лет) и строения Урала. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1998. 253 с.
 12. Иванов С.Н., Пучков В.Н., Иванов К.С. и др. Формирование земной коры Урала. М.: Наука, 1986. 248 с.
 13. Карты мощности осадочного чехла Восточно-Европейской платформы (верхний протерозой). М-б 1 : 5 000 000 / Гл. ред. В.В. Бронгулеев. М.: МГУ, 1981. 10 л.
 14. Козлов В.И. Верхний рифей и венд Южного Урала. М.: Наука, 1982. 128 с.
 15. Кузнецов Н.Б. Комплексы протоуралид-тиманид и позднедокембрийско-раннепалеозойская эволюция восточного и северо-восточного обрамления Восточно-Европейской платформы: Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. М., ГИН РАН, 2009. 49 с.
 16. Кузнецов Н.Б., Куликова К.В., Удоротина О.В. Структурные особенности протоуралид поднятия Енганэ-Пэ (Полярный Урал) как отражение кембрийской коллизии Балтики и Арктиды // Докл. АН. 2007. Т. 415, № 1. С. 77–82.
 17. Кузнецов Н.Б., Натанов Л.М., Белоусова Е.А. и др. Первые результаты изотопного датирования детритных цирконов из кластогенных пород комплексов протоуралид-тиманид: вклад в стратиграфию позднего докембрия поднятия Енганэ-Пэ (запад Полярного Урала) // Докл. АН. 2009. Т. 424, № 3. С. 363–369.
 18. Кузнецов Н.Б., Натанов Л.М., Белоусова Е.А. и др. Первые результаты U-Pb датирования и изотопно-геохимического изучения детритных цирконов из позднедокембрийских песчаников Южного Тимана (увал Джежим-Парма) // Докл. АН. 2010. Т. 435, № 6. С. 798–805.
 19. Кузнецов Н.Б., Соболева А.А., Удоротина О.В. и др. Доуральская тектоническая эволюция северо-восточного и восточного обрамления Восточно-Европейской платформы. Часть 1. Протоуралиды, тиманиды и доордовикские гранитоидные вулканоплутонические ассоциации севера Урала и Тимано-Печорского региона // Литосфера. 2006. № 4. С. 3–22.
 20. Кузнецов Н.Б., Соболева А.А., Удоротина О.В. и др. Доуральская тектоническая эволюция северо-восточного и восточного обрамления Восточно-Европейской платформы. Часть 2. Позднедокембрийско-кембрийская коллизия Балтики и Арктиды // Литосфера. 2007. № 1. С. 32–45.
 21. Кузнецов Н.Б., Соболева А.А., Удоротина О.В., Герцева М.В. Доордовикские гранитоиды Тимано-Уральского региона и эволюция протоуралид-тиманид. Сыктывкар: Геопринт, ИГ Коми НЦ РАН, 2005. 100 с.
 22. Кузнецов Н.Б., Шацлло А.В. Первые находки скелетных фосфоритов в куккараукской свите ашинской серии Южного Урала и их значение для определения начала протоуральско-тиманской коллизии // Докл. АН. 2011. Т. 440, № 3. С. 378–383.
 23. Купцова А.В., Худoley А.К., Дэвис В. и др. Возраст и источники сноса песчаников приозерской и салминской свит рифея в восточном борту Пашско-Ладожского бассейна (южная окраина Балтийского щита) // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2011. Т. 19, № 2. С. 3–19.
 24. Ленных В.И., Панков Ю.Д., Петров В.И. Петрология и метаморфизм мигматитового комплекса // Петрология и железорудные месторождения мигматитового комплекса. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1978. С. 3–45.
 25. Маслов А.В. Литология верхнерифейских отложений Башкирского мегантиклинория. М.: Наука, 1988. 133 с.
 26. Маслов А.В., Ишерская М.В. Основные черты стратиграфии и палеогеографии позднего венда западного склона Южного Урала и прилегающих районов востока Русской платформы // Палеогеография венда-раннего палеозоя Северной Евразии. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1998. С. 30–43.
 27. Маслов А.В., Ишерская М.В. Обстановки накопления терригенных отложений верхнего венда Волго-Уральской области: старопетровская свита Шкаповско-Шиханской впадины // Литосфера. 2005. № 1. С. 41–69.
 28. Маслов А.В., Вовна Г.М., Киселев В.И. и др. Первые результаты U-Pb датирования обломочных цирконов из отложений серебрянской серии (верхний протерозой, Средний Урал) // Докл. АН. 2011. Т. 439, № 3. С. 359–364.
 29. Маслов А.В., Вовна Г.М., Киселев В.И. U-Pb систематика обломочных цирконов из отложений серебрянской серии Среднего Урала // Литология и полез. ископаемые. 2012. № 2. С. 180–196.
 30. Минц М.В., Сулейманов А.К., Бабаянц П.С. и др. Глубинное строение, эволюция и полезные ископаемые раннедокембрийского фундамента Восточно-Европейской платформы: Интерпретация материалов по опорному профилю 1-ЕВ, профилям 4В и ТАТСЕЙС. Москва: ГЕОКАРТ, ГЕОС, 2010. 808 с.
 31. Орлов С.Ю., Кузнецов Н.Б., Миллер Е.Л. и др. Возрастные ограничения протоуральско-тиманской орогении по детритным цирконам // Докл. АН. 2011. Т. 440, № 1. С. 87–92.
 32. Пейве А.В. Общая характеристика, классификация и пространственное расположение глубинных разломов. Главнейшие типы глубинных разломов. Статья 1 // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1956. № 1. С. 90–105.
 33. Пейве А.В. Океаническая кора геологического прошлого // Геотектоника. 1969. № 4. С. 5–23.
 34. Пучков В.Н. Батинальные комплексы пассивных окраин геосинклинальных областей. М.: Наука, 1979. 257 с.
 35. Пучков В.Н. Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. Уфа: Даурия, 2000. 146 с.
 36. Пучков В.Н. Уралиды и Тиманиды, их структурные связи и место в геологической истории Урало-Монгольского складчатого пояса // Геология и геофизика. 2003. № 1-2. С. 28–39.
 37. Пучков В.Н. Геология Урала и Приуралья. Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2010. 280 с.
 38. Ронкин Ю.Л., Маслов А.В., Казак Ф.П. и др. Граница нижнего и среднего рифея на Южном Урале: новые изотопные U-Pb SHRIMP-II ограничения // Докл. АН. 2007. Т. 415, № 3. С. 370–378.
 39. Ронкин Ю.Л., Матуков Д.И., Пресняков С.Л. и др. "In situ" U-PB SHRIMP датирование цирконов нефе-

- линовых сиенитов Бердяушского массива (Южный Урал) // Литосфера. 2005. № 1. С. 135–142.
40. Руженцев С.В. Шарьяжи, их морфология и генезис // Тектоника (МГК. XXIV сессия. Докл. Сов. геологов. Пробл. 3). М.: Наука, 1972. С. 34–41.
 41. Самыгин С.Г., Лейтес А.М. Тектоническое развитие Урала и Аппалачей в палеозое // Закономерности формирования структуры континентов в неогее. М.: Наука, 1986. С. 67–84.
 42. Самыгин С.Г., Милеев, В.С., Голионко Б.Г. Зона Урала: геодинамическая природа и структурная эволюция // Очерки по региональной тектонике. Т. 1: Южный Урал. М.: Наука, 2005. С. 9–35.
 43. Самыгин С.Г., Руженцев С.В. Уральский палеокеан: модель унаследованного развития // Докл. АН. 2003. Т. 392, № 2. С. 226–229.
 44. Самыгин С.Г., Хераскова Т.Н. Нижнеордовикские отложения Эбетинской антиформы (Южный Урал) // Литология и полез. ископаемые. 2005. № 3. С. 292–306.
 45. Соболева А.А., Кузнецов Н.Б., Миллер Э.Л. и др. Первые результаты U/Pb-датирования детритных цирконов из базальных горизонтов уралид (Полярный Урал) // Докл. АН. 2012. Т. 445, № 5. С. 570–576.
 46. Стратотип рифея. Стратиграфия. Геохронология. М.: Наука, 1983. 184 с.
 47. Чамов Н.П. Тектоническая история и новая модель формирования Среднерусского авлакогена // Геотектоника. 2005. № 3. С. 3–22.
 48. Херасков Н.П. Принципы составления тектонических карт складчатых областей Южного Урала // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1948. № 5. С. 121–134.
 49. Хераскова Т.Н., Волож Ю.А., Андреева Н.К. и др. Новые данные о строении и условиях накопления отложений рифея–раннего венда в Центрально-Русской системе авлакогенов // Геологический вестник центральных районов России. 2001. № 1. С. 10–22.
 50. Шатский Н.С. Основные черты строения и развития Восточно-Европейской платформы // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1946. № 1. С. 3–36.
 51. Шатский Н.С. Рифейская эра и байкальская фаза складчатости // Академик Шатский. Избранные труды. Т. 1. М.: Изд-во АН СССР, 1963. С. 600–619.
 52. Щипанский А.А., Самсонов А.В., Петрова А.Ю., Ларионова Ю.О. Геодинамика восточной окраины Сарматии в палеопротерозое // Геотектоника. 2007. № 1. С. 43–70.
 53. Belousova E.A., Walters S., Griffin W.L. et al. Zircon trace-element compositions as indicators of source rock type // Contrib. Mineral. Petrol. 2002. V. 143. P. 602–622.
 54. Betts P.G., Giles D. The 1800–1100 Ma tectonic evolution of Australia // Precambrian Res. 2006. V. 144 (1–2). P. 92–125.
 55. Bingen B., Andersson J., Soderlund U., Moller C. The Mesoproterozoic in the Nordic countries // Episodes. 2008. V. 31, № 1. P. 29–34.
 56. Bingen B., Nordgulen O., Viola G. A four-phase model for the Sveconorwegian orogeny, SW Scandinavia // Norwegian Journal of Geology, 2008. V. 88. P. 43–72.
 57. Bogdanova S.V., Bingen B., Gorbatshev R. et al. The East European Craton (Baltica) before and during the assembly of Rodinia // Precambrian Res. 2008. V. 160. P. 23–45.
 58. Ernst R.E., Pease V., Puchkov V.N. et al. Geochemical characterization of Precambrian magmatic suites of the southeastern margin of the East-European craton, Southern Urals, Russia // Geological issue no 5. 2006. Information materials. P. 119–161.
 59. Evans D.A.D. The palaeomagnetically viable, long-lived and all-inclusive Rodinia supercontinent reconstruction // Ancient Orogens and Modern Analogues / J.B. Murphy, J.D. Keppie, A.J. Hynes (eds). Geological Society, London, Spec. Publ. 2009. V. 327. P. 371–404.
 60. Fergusson Ch.L., Henerson R.A., Fanning M.C., Withenall I.W. Detrital zircon ages in Neoproterozoic to Ordovician siliciclastic rocks, northeastern Australia: implications for the tectonic history of the East Gondwana continental margin // J. Geol. Soc., London. 2007. V. 164. P. 215–225.
 61. Giles D, Betts P.G., Lister G.S. 1.8–1.5 Ga links between the North and South Australian Cratons and the Early–Middle Proterozoic configuration of Australia // Tectonophysics. 2004. V. 380. P. 27–41.
 62. Glasmacher U.A., Reynolds P., Alekseyev A.A. et al. ⁴⁰Ar/³⁹Ar Thermochronology west of the Main Uralian fault, southern Urals, Russia // Geol. Rundts. 1999. V. 87, № 4. P. 515–525.
 63. Griffin W.L., Belousova E.A., Shee S.R. et al. Archean crustal evolution in the northern Yilgarn Craton: U-Pb and Hf-isotope evidence from detrital zircons // Precambrian Res. 2004. V. 131. P. 231–282.
 64. Khain E.V., Bibikova E.V., Salnikova E.B. et al. The Palaeo-Asian ocean in the Neoproterozoic and Early Palaeozoic: new geochronologic data and paleotectonic reconstructions // Precambrian Res. 2003. V. 122. P. 329–358.
 65. Korja A., Lahtinen R., Nironen M. The Svecofennian orogen: a collage of microcontinents and island arcs // Geol. Soc., London. 2006. Mem. 32. P. 561–578.
 66. Kuznetsov N.B., Natapov L.M., Belousova E.A. et al. Geochronological, geochemical and isotopic study of detrital zircon suites from late Neoproterozoic clastic strata along the NE margin of the East European Craton: Implications for plate tectonic models // Gondwana Research. 2010. V. 17, Is. 2–3. P. 583–601.
 67. Kuznetsov N.B., Soboлева A.A., Udoratina O.V. et al. Pre-Ordovician tectonic evolution and volcanoplutonic associations of the Timanides and northern pre-Uralides, northeast part of the East European Craton // Gondwana Research. 2007. V. 12. P. 305–323.
 68. Lahtinen R., Korja A., Nironen M. Palaeoproterozoic tectonic evolution // Precambrian Geology of Finland – Key to the Evolution of the Fennoscandian Shield / M. Lehtinen, P.A. Nurmi, O.T. Rämö (Eds). Developments in Precambrian Geology. 2005. V. 14. P. 481–532.
 69. Li Z.X., Bogdanova S.V., Collins A.S. et al. Assembly, configuration, and break-up history of Rodinia: A synthesis // Precambrian Res. 2008. V. 160. P. 179–210.
 70. Maslov A.V. Riphean and Vendian sedimentary sequences of the Timanides and Uralides, the eastern periphery of the East European Craton // The Neoproterozoic Timanide Orogen of Eastern Baltica / D.G. Gee, V. Pease (Eds.). Geol. Soc., London. Mem. 30. 2004. P. 19–35.
 71. Meert J.G., Powell C.M. Editorial: Assembly and break-up of Rodinia // Precambrian Res. 2001. V. 110. P. 1–8.
 72. Miller E.L., Kuznetsov N., Soboлева A. et al. Baltica in the Cordillera? // Geology. 2011 V.39, № 8. P. 791–794.
 73. Nikishin A.M., Ziegler P.A., Stephenson R.A. et al. Late Precambrian to Triassic history of the East European

- Craton: dynamics of sedimentary basin evolution. *Tectonophysics*. 1996. V. 268. P. 23–63.
74. Prokopiev A.V., Toro J, Miller E.L., Gehrels G.E. The paleo-Lena River – 200 m.y. of transcontinental zircon transport in Siberia // *Geology*. 2008. V. 36, № 9. P. 699–702.
 75. Puchkov V. Paleozoic evolution of the East European continental margin involved into the Urals // *Mountain Building in the Uralides: Pangea to the Present* / D. Brown, C. Juhlin, V. Puchkov (eds.). AGU Geophysical Monograph Series. 2002. V. 132. P. 9–32.
 76. Puchkov V.N. Arc-continent collisions: general regularities // *Intern. J. Geol.* 2010. V. 4, Is. 4. P. 96–101.
 77. Remizov D.N., Pease V.L. The Dzela complex, Polar Urals, Russia: a Neoproterozoic island arc // *The Neoproterozoic Timanide Orogen of Eastern Baltica* / D.G. Gee, V. Pease (eds.) *Geol. Soc., London*. 2004. Mem. 30. P.107–123.
 78. Scarrow J H, Pease V, Fleutelot C, Dushin V. The late Neoproterozoic Enganepe ophiolite, Polar Urals, Russia: An extension of the Cadomian arc? // *Precambrian Res.* 2001. V. 110, Is. 1-4, P. 255–275.
 79. Sindern S., Hetzel R., Schulte B.A et al. Proterozoic magmatic and tectonometamorphic evolution of the Taratash complex, Central Urals, Russia // *Earth and environmental science, International Journal of Earth Sciences*. 2005. V. 94. № 3. P. 319–335.
 80. Swanson-Hysell N.L., Maloof A.C., Kirschvink J.L. et al. Constraints on Neoproterozoic paleogeography and Paleozoic orogenesis from paleomagnetic records of the Bitter Springs Formation, Amadeus Basin, central Australia // *Amer. J. Sci., in press*.
 81. Vervoort J.D., Patchett J., Blichert-Toft J., Albarede F. Relationship between Lu-Hf and Sm-Nd systems in the global sedimentary system // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1999. V. 168. P. 79–99.
 82. Willner A.P., Sindern S., Metzger R. et al. Typology and single grain U-Pb ages of detrital zircons from Proterozoic sandstones in the SW Urals (Russia): early time marks at the eastern margin of Baltica // *Precambrian Res.* 2003. V. 124. P. 1–20.
 83. Zhao G., Sun M., Wilde S.A., Li S.Z. A Paleo-Mesoproterozoic supercontinent: assembly, growth and breakup // *Earth Science Reviews*. 2004. V. 67. P. 91–123.

Рецензент А.В. Маслов

The age of detrital zircons from Asha Group, Southern Ural – verification of idea about the spatial conjugation of Baltica and Australia within the Rodinia Supercontinent (a positive test of the “Australia Upside Down conception”)

N. B. Kuznetsov*, T. V. Romanyuk, A. V. Shatsillo**, I. V. Golovanova***, K.N., Danukalov*** J. Meert ******

*Geological Institute of RAS

**Institute of Physics of the Earth RAS

***Institute of Geology, Ufimian Science Centre of RAS

**** University of Florida, Gainesville

The first results of the U/Pb-dating of detrital zircons from sandstones of Basinsk and Kukkarauk Fm. from the Late Vendian–Middle Cambrian Asha Group are presented. The zircons have identified in the sandstones of the Kukkarauk Fm. whose age get into the range typical for the crystalline complexes involved in the structure of the relics of the PreUralides-Timanides orogen. Based on the estimates of the youngest zircon ages, we can limit the upper age of Asha Group as the Middle Cambrian. The obvious dominance of Mesoproterozoic zircons in sandstones of Asha Gr. (from ~ 900 to 2100 Ma), whose parental rocks within the East European platform are known only in its western and north-western parts (Sveco-Fennian and Sveco-Norwegian regions), together with an almost absence of Paleoproterozoic and Archean zircons (dominant complexes of the basement of the East European platform), suggests that Asha Gr. was feeded by clastics coming not from the basement of the East European platform. A known paleotectonic reconstruction for the Early Neoproterozoic (when Baltica was a part of Rodinia) places the South-Uralian part of the Baltica near the Queensland part of Australia. A comparison of the detrital zircon ages set from the quartzite sandstones of Cape River Metamorphics (Queensland) showed a high degree of similarity with sets of ages of zircons from Basinsk ($p = 0.655$) and Kukkarauk ($p = 0.493$) Fms, as well as for the summary set (09-207 + 09-041, $p = 0.585$) using the Kolmogorov-Smirnov test. These high and “stable” values of “ p ” indirectly mean that the Uralian edge of the Baltica and the Queenslandian edge of Australia might be located in the joint composition into Rodinia up to the time of Asha Gr. deposition, that is, not only during the Neoproterozoic, but also in the Early Cambrian.

Key words: Southern Ural, Vendian and Lower Paleozoic, Asha Group, sandstones, detrital zircons, Baltica, Australia, Rodinia.