

## РЕКОНСТРУКЦИЯ ВЕНД–КЕМБРИЙСКОЙ АКТИВНОЙ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ОКРАИНЫ НА ЮЖНОМ УРАЛЕ ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ИЗУЧЕНИЯ ДЕТРИТОВЫХ ЦИРКОНОВ ИЗ ОРДОВИКСКИХ ТЕРРИГЕННЫХ ПОРОД

© А.В. Рязанцев<sup>1,\*</sup>, Н.Б. Кузнецов<sup>1,3</sup>, К.Е. Дегтярев<sup>1</sup>, Т.В. Романюк<sup>2,3</sup>,  
Т.Ю. Толмачева<sup>4</sup>, Е.А. Белоусова<sup>5</sup>

<sup>1</sup>Геологический институт РАН, 119017, Москва, Пыжевский пер., д. 7,

<sup>2</sup>Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, 123995, Москва, Б. Грузинская ул., д. 10,

<sup>3</sup>Российский государственный университет нефти и газа им. М.И. Губкина, 119991, Москва,  
Ленинский пр., д. 65,

<sup>4</sup>Всероссийский научно-исследовательский геологический институт  
им. А.П. Карпинского (ВСЕГЕИ), 199106, Санкт-Петербург, Средний просп., д. 74,

<sup>5</sup>GEMOC – Macquarie University, NSW 2109, Sydney, Australia

\*e-mail: avryazan51@mail.ru

Поступила в редакцию 25.03.2018; после доработки 11.03.2019; принята в печать 26.03.2019

Проведено изучение детритовых цирконов в терригенных толщах ордовика различных зон Южного Урала. Возраст обломочных цирконов Западно-Уральской и Зауральской мегазон, Таганайско-Белорецкой зоне, а также в Кракинских аллохтонах, охватывает интервал от позднего архея до конца венда-начала кембрия; наиболее широко распространены цирконы раннедокембрийского и ранне-среднерифейского возраста. В зоне Уралтау, Сакмарских аллохтонах и Восточно-Уральской мегазоне резко преобладают обломочные цирконы венд-кембрийского возраста, цирконы других возрастов отсутствуют или представлены единичными зёрнами. Предполагаемыми источниками детритовых цирконов вендского и кембрийского возраста, которые присутствуют во всех зонах Южного Урала, являются вулканиты и гранитоиды окраинно-континентального пояса, участвующие в строении зоны Уралтау, Сакмарских аллохтонов и Восточно-Уральской мегазоны. Изучение Lu–Hf изотопных характеристик венд-кембрийских детритовых цирконов позволяет предположить, что формирование их материнских пород происходило на гетерогенном основании, включавшем блоки ювенильной и древней континентальной коры. Предложена модель доордовикской тектонической эволюции Южного Урала, в соответствии с которой в конце позднего рифея произошла коллизия пассивной окраины Восточно-Европейской платформы и блока с гетерогенным фундаментом. Завершение формирования блока было связано с гренавильской эпохой тектогенеза. После коллизии в венде-кембрии на окраине Восточно-Европейской платформы возник вулcano-плутонический пояс и ее развитие происходило в активном режиме.

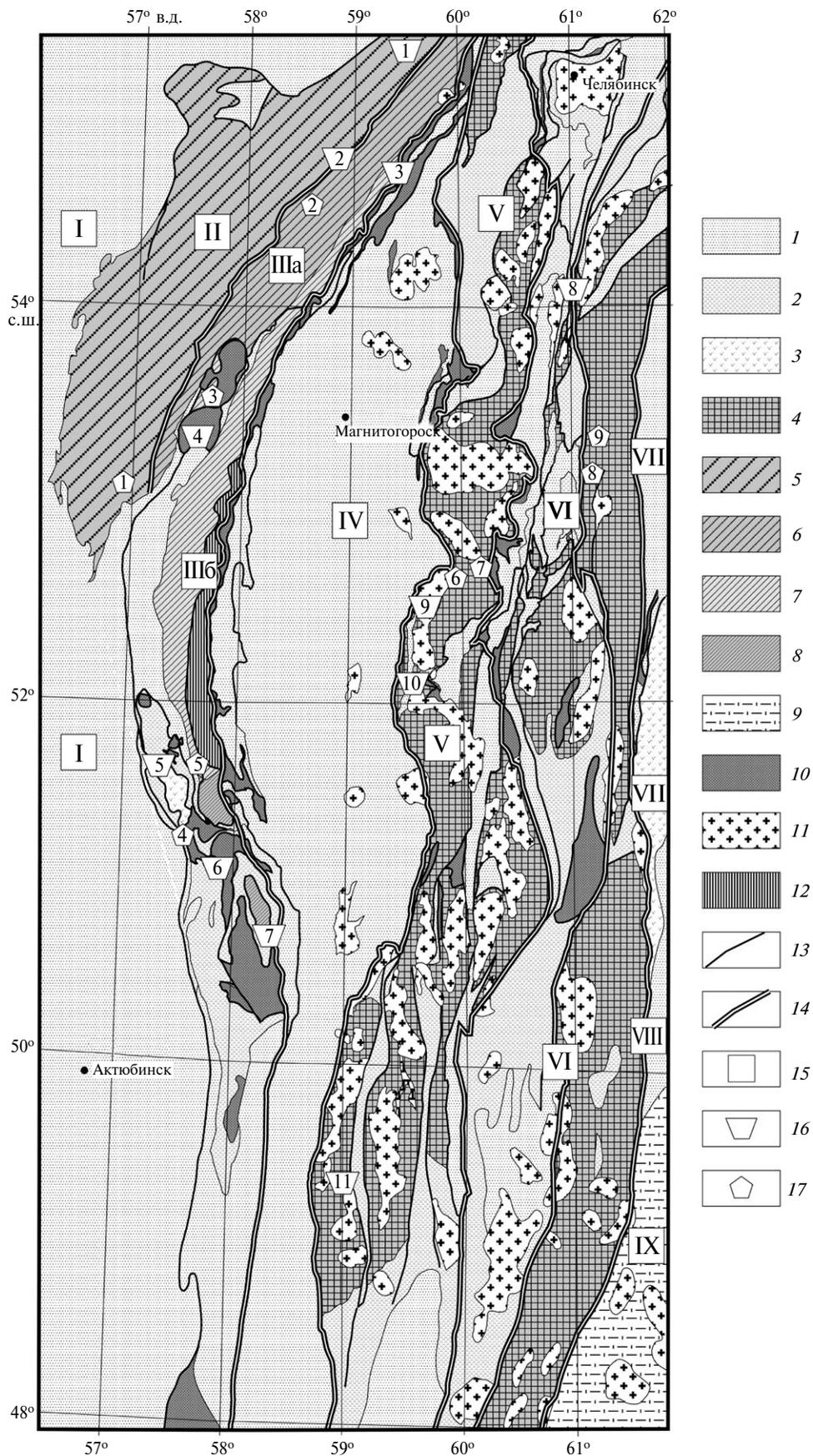
**Ключевые слова:** детритовые цирконы, U–Pb метод оценки возраста, Lu–Hf изотопные характеристики, континентальная окраина, надсубдукционный вулканический пояс, рифей, венд, ордовик, Южный Урал

**DOI:** <https://doi.org/10.31857/S0016-853X2019343-59>

### ВВЕДЕНИЕ

Новые изотопно-геохимические и геохронологические данные для различных магматических, осадочных и метаморфических комплексов Южного Урала существенно дополнили и развили представление об эволюции этого региона. В то же время многие вопросы геологического строения и геодинамики Южного Урала остаются дискуссионными, что в первую очередь относится к его доордовикской истории. Доордовикские комплексы наиболее широко распространены и детально изучены на западе Южного Урала

(рис. 1), где они не испытали существенных преобразований в палеозое, здесь детально описаны опорные разрезы рифея и венда, обоснован их возраст, изучен состав осадочных и магматических комплексов, установлены обстановки их формирования [34]. Формирование рифейских и вендских комплексов западных зон Южного Урала происходило в краевой части Восточно-Европейской платформы на раннедокембрийском фундаменте [40]. В центральных и восточных зонах Урала доордовикские комплексы испытали интенсивные преобразования в среднем-позднем палеозое, связанные с шарьированием острово-



дужных и офиолитовых комплексов, гранитоидным магматизмом и зональным метаморфизмом. Эти процессы значительно осложняют, а зачастую делают невозможным изучение строения, состава, установление возраста и обстановок формирования доордовикских комплексов в данных зонах Южного Урала. Различия в изученности комплексов в западных и восточных зонах Южного Урала приводит к появлению противоречивых моделей геодинамической эволюции региона. Часть исследователей, на основании данных о докембрийских возрастах цирконов в ряде метаморфических комплексов восточных зон Южного Урала, считает их фрагментами кристаллического фундамента восточной окраины Восточно-Европейской платформы [22, 25, 26]. Другие исследователи предполагают, что считающиеся докембрийскими гнейсовые комплексы в восточных зонах Южного Урала являются фундаментом микроконтинента, который был аккретирован к Восточно-Европейской платформе в палеозое [39].

Наряду с доордовикскими толщами, в строении почти всех зон Южного Урала принимают участие терригенные или терригенно-вулканогенные толщи, возраст которых охватывает интервал от раннего до среднего-позднего ордовика (рис. 2). В западных зонах Южного Урала эти толщи с несогласием перекрывают рифейские и вендские комплексы. В центральных и восточных зонах терригенные толщи ордовика залегают структурно выше образований, считающихся докембрийскими и кембрийскими, с которыми иногда устанавливаются стратиграфические соотношения. Ордовикские толщи значительно меньше подвержены средне-позднепалеозойским преобразованиям, чем подстилающие их комплексы, что позволяет с боль-

шей уверенностью устанавливать их возраст, состав и обстановки формирования, которые, в основном, связываются с процессами рифтогенеза в краевой части континента [39].

Целью статьи является реконструкция доордовикской эволюции Южного Урала с применением метода изучения возрастного диапазона и Lu–Hf изотопного состава детритовых цирконов из проб ордовикских песчаников, отобранных во всех зонах Южного Урала. Для анализа полученных результатов были использованы все известные данные по строению, составу и возрастам доордовикских комплексов различных структурных зон Южного Урала. Комплексный подход позволил нам реконструировать ряд доордовикских структур, комплексы которых сохранились лишь фрагментарно или пока не установлены, и предложить модель геодинамической эволюции Южного Урала в позднем рифее-кембрии.

### СТРУКТУРНАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ ЮЖНОГО УРАЛА И ОПРОБОВАНИЕ ОРДОВИКСКИХ КОМПЛЕКСОВ

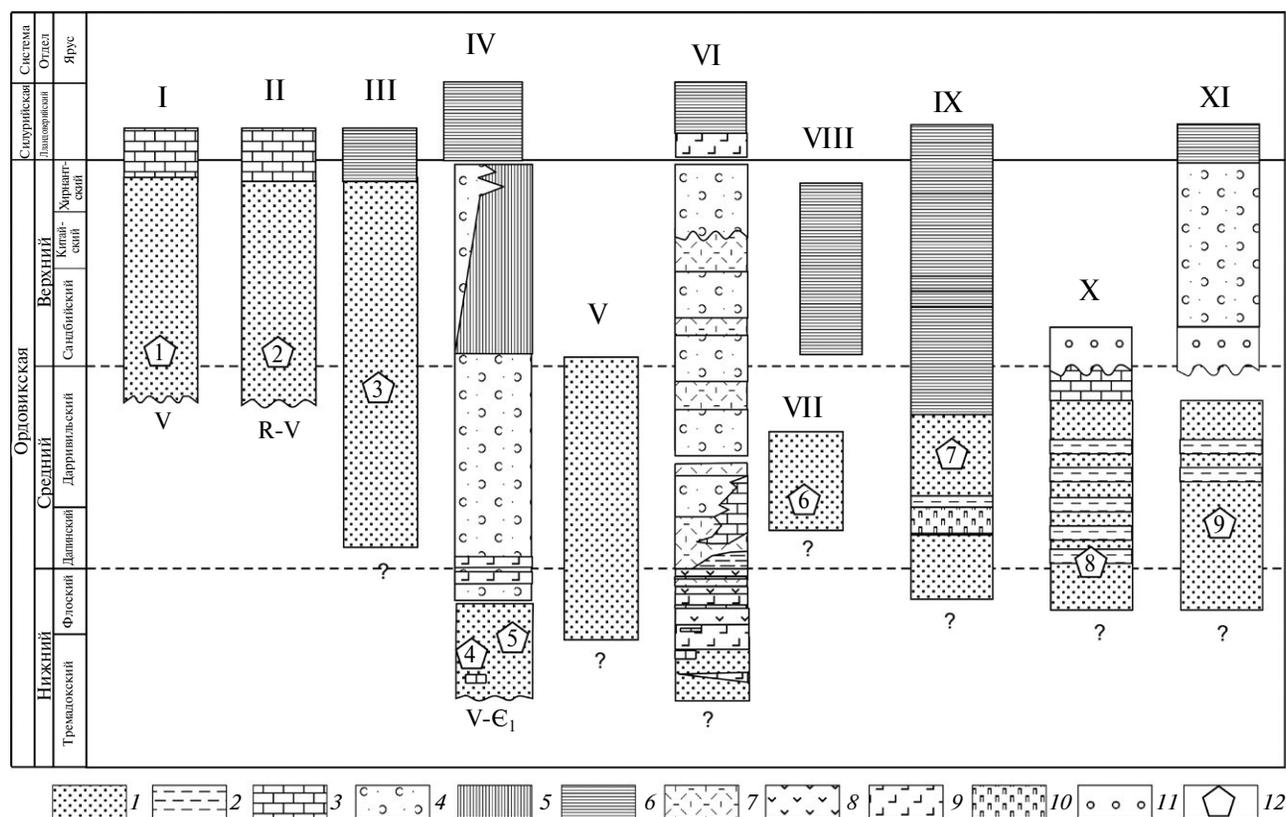
В палеозойской структуре Южном Урале с запада выделяется несколько субмеридиональных мегазон: Западно-Уральская, Центрально-Уральская, Тагило-Магнитогорская, Восточно-Уральская, Зауральская (см. рис. 1). Во всех мегазонах, кроме Тагило-Магнитогорской, выявлены признаки существования докембрийской континентальной коры, на которой происходило формирование нижнепалеозойских терригенных и вулканогенно-осадочных толщ. В структуре этих зон докембрийские и перекрывающие их нижнепалеозойские комплексы, как правило, слагают ядра антиформ,

**Рис. 1.** Схема структурной зональности и распространения палеозойских и допалеозойских комплексов на Южном Урале (мезозойско-кайнозойский чехол снят).

Структурно-формационные зоны: I – Предуральский краевой прогиб, II – Западно-Уральская мегазона, III – Центрально-Уральская мегазона (IIIa – Таганайско-Белорецкая зона, IIIб – зона Уралтау), IV – Магнитогорская мегазона, V – Восточно-Уральская мегазона, VI – Зауральская мегазона, VII – Денисовская зона, VIII – Валерьяновская зона, IX – Боровская зона.

Частные структуры и участки исследования: 1 – Тараташский антиклинорий, 2 – Зюраткульский разлом, 3 – Главный Уральский разлом, 4 – Кракинские аллохтоны, 5 – Блявинская синформа, 6 – Сакмарский аллохтон, 7 – Эбетинская антиформа, 8 – р. Санарка, 9 – Суундукский массив, 10 – район пос. Кваркено, 11 – Талдыкский антиклинорий Мугоджар.

1 – разнофациальные отложения девона-верхней перми; 2 – осадочные и вулканогенные комплексы нижнего-среднего палеозоя (на востоке в ареалах амфиболитового и зеленосланцевого метаморфизма); 3 – ассоциирующий с офиолитами базальт-риолитовый комплекс позднего ордовика на западе, раннего ордовика на востоке; 4 – докембрийские и палеозойские образования, нерасчлененные в составе гнейсово-мигматитовых комплексов и ареалов амфиболитового и зеленосланцевого метаморфизма; 5 – докембрийские слабо метаморфизованные комплексы и конформно перекрывающие терригенно-карбонатные толщи палеозоя нерасчлененные; 6 – докембрийские метаморфические комплексы и несогласно перекрывающие терригенно-карбонатные толщи ордовика-девона нерасчлененные; 7 – докембрийские (?) и палеозойские терригенные метаморфизованные в фации зеленых сланцев толщи нерасчлененные; 8 – вулканогенные базальт-андезит-дацит-риолитовые толщи венда; 9 – терригенные толщи среднего ордовика-среднего девона; 10 – офиолиты и серпентинитовые меланжи; 11 – средне-позднепалеозойские гранитоиды; 12 – максютовский эклогит-глаукофан-сланцевый комплекс; 13 – тектонические контакты; 14 – границы структурно-формационных зон; 15 – структурно-формационные зоны; 16 – частные структуры; 17 – точки опробования ордовикских песчаников: 1 – K12-025, 2 – K12-006, 3 – R14-336, 4 – R09-085 и K07-007, 5 – R14-396; 6 – R14-228; 7 – R14-310; 8 – R14-355-1; 9 – R14-360



**Рис. 2.** Схема корреляции ордовикских толщ на Южном Урале и положение точек отбора проб из ордовикских песчаников (номера соответствуют рис. 1)

Обозначены районы стратиграфических разрезов. I – Западно-Уральская мегазона, II–VI – Центрально-Уральская мегазона и краевые аллохтоны: II – Таганайско-Белорецкая зона, III – Кракинские аллохтоны, IV–VI – Сакмарский аллохтон и смежная зона Уралтау; IV – хребт Тырмынтау, дер. Кидрясово, V – руч. Башкалган, VI – р. Куагач, ручей Торангул; VII–IX – Восточно-Уральская мегазона: VII – пос. Рымникский, VIII – пос. Кваркено, Новооренбургский карьер, IX – гора Маячная; X–XI – Зауральская мегазона: X – р. Карталы-Аят, XI – р. Средний Тогузак.

1 – песчаники; 2 – алевропелиты, алевролиты; 3 – известняки; 4 – туфогенные песчаники и алевролиты; 5 – кремнистые туффиты; 6 – углеродистые сланцы, кремни; 7 – риолиты, дациты и их туфы; 8 – андезиты, трахиандезиты и их туфы; 9 – базальты, трахибазальты, трахиандезиты и их туфы; 10 – пикриты; 11 – конгломераты, туфогенные конгломераты; 12 – точки отбора проб из ордовикских песчаников (номера соответствуют рис. 1)

в то время как синформные структуры образованы аллохтонами, в строении которых участвуют комплексы зоны перехода от континента к океану, в том числе офиолиты.

### Западно-Уральская мегазона

Западно-Уральская мегазона включает часть Башкирского мегантиклинория, расположенную к западу от Зюраткульского разлома. В строении Западно-Уральской мегазоны участвуют раннедокембрийские и позднедокембрийско-палеозойские комплексы, разделенные структурным несогласием.

Раннедокембрийские образования представлены тараташским метаморфическим комплексом, который является выступом фундамента Волго-Уральской части Восточно-Европейской платформы. В его строении участвуют кристаллические сланцы

и plutонические породы, испытавшие гранулитовый метаморфизм и последующий диафорез. Возраст протолитов пород и их метаморфических преобразований варьирует в интервале 3.5–1.8 млрд лет [40, 52, 73].

Позднедокембрийско-палеозойские образования представляют собой деформированный чехол Восточно-Европейской платформы и сложены в основном осадочными породами.

Нижняя часть разреза чехла представлена стратотипическим разрезом рифея мощностью до 10 км, в котором преобладают терригенные и карбонатные породы, на уровнях нижнего и среднего рифея присутствуют вулканиды основного и кислого состава [21, 34, 36, 40, 44, 54]. Рифейские породы прорваны гранитами рапакиви с возрастом ~1370 млн лет [40, 45], а тараташский комплекс – мафит-ультрамафитовыми интрузиями с возрастом  $726 \pm 13$  млн лет [17]. В породах рифея проявлен

метагенез и зеленосланцевый метаморфизм с К–Аг возрастом 649–513 млн лет [2, 34].

Выше, с несогласием и глубоким размывом [33, 40], залегает ашинская серия обломочных и глинистых пород мощностью до 1.5 км, возраст которой традиционно принимается вендским [40]. В тоже время, известны Rb–Sr оценки возраста глауконитов  $638 \pm 10$  млн лет из нижней части разреза серии [11] и U–Pb оценки возраста цирконов  $548 \pm 3$  млн лет из туфов в ее верхней части [71]. Таким образом, возраст ашинской серии охватывает интервал верхов позднего рифея–венда. Кроме того, существуют данные о возможном перемещении ее верхней границы в низы кембрия [29, 69].

На юге Западно-Уральской мегазоны на породах ашинской серии с параллельным несогласием и конгломератами в основании залегают кварцевые песчаники и доломиты набиуллинской свиты верхнего ордовика мощностью 20–30 м, которые перекрыты карбонатами силура–нижнего девона (см. рис. 2) [8]. Для U–Pb геохронологических исследований обломочных цирконов была использована проба K12-025, отобранная из песчаников нижней части разреза набиуллинской свиты на правобережье широтного участка р. Белой к западу от с. Максютново ( $53^{\circ}00'29.3''$  с.ш.,  $56^{\circ}56'36.4''$  в.д.).

#### Центрально-Уральская мегазона и система аллохтонов

К Центрально-Уральской мегазоне относятся часть Башкирского мегантиклинория, расположенная к востоку от Зюраткульского разлома, выделяемая как Таганайско-Белорецкая зона, и зона Уралтау. С этой мегазоной также связаны перемещенные с востока (в современных координатах) Сакмарский и Кракинский аллохтоны, которые сложены разнофациальными вендскими и палеозойскими комплексами зоны перехода от континента к океану.

**Таганайско-Белорецкая зона.** В этой зоне наиболее древними являются раннедокембрийские породы александровского комплекса [46]. Более высокое структурное положение занимают дислоцированные углеродисто-кварцевые, графитсодержащие, мусковит-хлорит-кварцевые сланцы и мраморы, которые сопоставляются с рифейскими комплексами Западно-Уральской мегазоны. На верхнерифейских образованиях с эрозионным несогласием залегают терригенные породы, которые сопоставляются с нижними свитами ашинской серии венда [33]. Докембрийские образования прорваны интрузиями различного состава, возраст которых охватывает интервал 1350–510 млн лет [40, 58, 60, 64]. В восточной части зоны докембрийские комплексы испытали высокobarический, с образованием эклогитов, метаморфизм (белорецкий комплекс), возраст которого варьирует в интервале 515–615 млн лет [2, 40, 58, 64].

На докембрийских комплексах с размывом и угловым несогласием залегают средне-верхнеордовикские терригенно-карбонатные толщи изменчивой (от 20–

30 м до 700 м) мощности. Наиболее мощный разрез описан в Юрюзанской синклинали, где выделена бактинская свита, сложенная кварцевыми песчаниками, конгломератами, гравелитами и известковистыми печаниками [8, 62]. Для геохронологических исследований обломочных цирконов из кварцевых песчаников нижней части разреза бактинской свиты на юго-восточном крыле Юрюзанской синклинали на левом берегу р. Тюлюк ( $53^{\circ}36'21.2''$  с.ш.,  $58^{\circ}46'57.3''$  в.д.) была отобрана проба K12-006.

**Зона Уралтау, Сакмарский и Кракинский аллохтоны.** На севере зоны Уралтау распространены слюдяно-хлорит-плагиоклаз-кварцевые сланцы, кварциты, кварцитопесчаники, известняки, доломиты, которые считаются стратиграфическими аналогами разрезов рифейских комплексов Башкирского мегантиклинория [4]. Магматические образования здесь представлены метавулканитами основного и кислого состава (аршинская серия конца верхнего рифея – 730–705 млн лет), позднерифейскими габбро-гранитным (730–705 млн лет) и пироксенит-габбровым ( $680 \pm 3$  млн лет) комплексами [20, 23, 24, 40].

В строении южной части зоны Уралтау принимают участие преимущественно сланцевые и кварцито-сланцевые суваянский и максютовский комплексы. В их состав входят в основном палеозойские образования, но, вероятно, протолиты некоторых пород имеют докембрийский возраст. Максютовский комплекс испытал многоэтапную тектоно-метаморфическую эволюцию, в том числе девонский высокобарический метаморфизм [5, 6, 12, 31, 40].

На крайнем юге зоны Уралтау и в ядре Эбетинской антиформы широко распространены вендские комплексы (см. рис. 1). Они представлены вулканогенными и вулканогенно-осадочными породами основного и средне-кислого состава лущниковской (каялинской) свиты ( $591 \pm 4$  млн лет) мощностью до 2.8 км и милонитизированными гранитами (590–543 млн лет), которые несогласно перекрыты терригенной толщей нижнего ордовика. Состав вендских комплексов позволяет предполагать, что они сформированы в обстановке активной континентальной окраины [1, 47, 50, 51].

Кембрийские образования распространены только в пределах Сакмарского аллохтона (западное крыло Блявинской синформы) (см. рис. 1). В их разрезе преобладают эффузивы основного состава, расслоенные линзами кварц-аркозовых и вулканомиктовых, песчаников и известняков (медногорская свита). Ее возраст обоснован находками раннекембрийских археоциат и позднекембрийских конодонтов [15, 41]. Особенности состава вулканитов медногорской свиты позволяют предполагать, что ее формирование происходило на окраине континента в рифтогенной и, возможно, надсубдукционной обстановках.

Ордовикские образования зоны Уралтау и системы аллохтонов представлены терригенными и вулканогенно-осадочными толщами. На западе зоны Уралтау на границе с Сакмарским аллохтоном

в составе максютовского комплекса присутствует карамолинская свита, с видимой мощностью не менее 1000 м (см. рис. 1), которая условно относится к нижнему ордовику. В ее строении участвуют метаморфизованные и интенсивно дислоцированные кварц-аркозовые и кварцитовидные алевролиты и песчаники. Из последних к западу от деревни Башкалган (51°35'11.8" с.ш., 57°47'04.2" в.д.) для геохронологических исследований обломочных цирконов отобрана проба R14-396.

В Сакмарском аллохтоне наиболее древней является нижнеордовикская кидрясовская свита мощностью до 1000 м, сложенная кварцевыми, аркозовыми, реже граувакковыми, песчаниками и известняками. Свита несогласно залегает на вендских и кембрийских комплексах [18, 48]. Кидрясовская свита перекрывается и фациально замещается вулканогенными и вулканогенно-осадочными толщами, возраст которых охватывает весь ордовик [3, 18, 48].

В Кракинских аллохтонах нижний покров сложен терригенными и кремнистыми породами ордовика, силура и девона. В основании разреза здесь залегают аркозовые песчаники и алевролиты сухолядской свиты среднего-верхнего ордовика мощностью около 900 м [62].

Для геохронологических исследований обломочных цирконов из аркозовых песчаников кидрясовской свиты на хребте Тымрантау (к юго-востоку от сел. Кидрясово) были отобраны пробы R09-085 (51°16'57.8" с.ш., 57°33'58.5" в.д.) и K07-007 (51°16'44.7" с.ш., 57°33'07.4" в.д.), из полимиктовых песчаников сухолядской свиты в Кракинском аллохтоне отобрана проба R14-336 (53°36'27.8" с.ш., 57°56'11.2" в.д.).

### Восточно-Уральская и Зауральская мегазоны

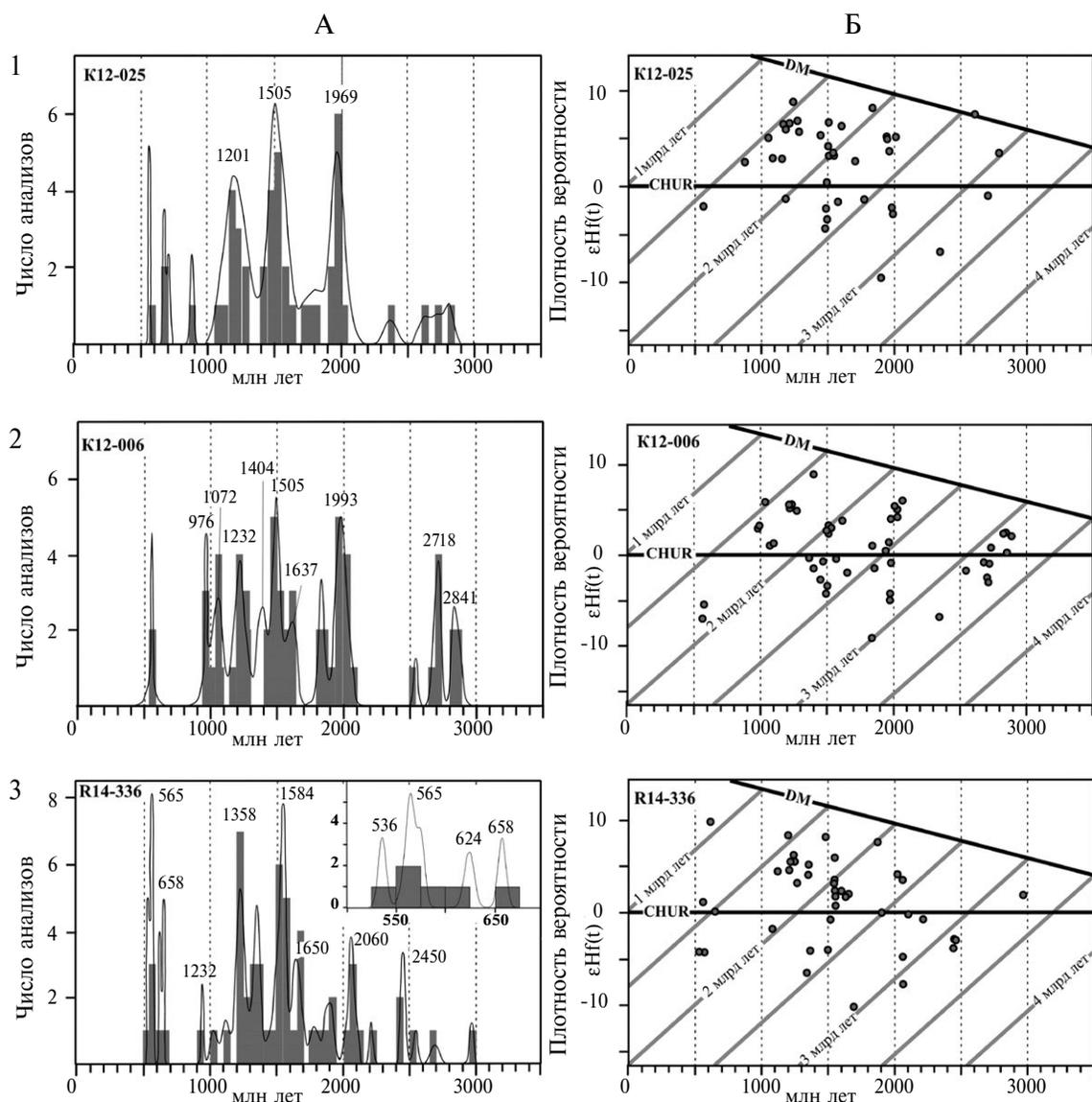
Выделение докембрийских и нижнепалеозойских комплексов в восточных зонах Южного Урала является предметом дискуссий. В этих зонах интенсивно проявлен средне-позднепалеозойский гранитоидный магматизм, а также широко распространены гнейсово-мигматитовые и амфиболит-гнейсово-сланцевые комплексы, формирование которых в основном связано с палеозойским метаморфизмом [13, 56, 66]. В то же время о возможном присутствии докембрийских образований среди мигматизированных парагнейсов свидетельствуют обломочные цирконы, для которых получены раннекембрийские, вендские и более древние, вплоть до архейских, оценки возрастов [30, 38, 70]. Докембрийские комплексы известны на юге Восточно-Уральской мегазоны — в Талдыкском антиклинории Мугоджар. Здесь присутствуют граниты и гранито-гнейсы, для которых получены оценки возраста 720, 950, 1020, 1110 млн лет [10], а для монофракций цирконов из гнейсовых толщ известны оценки возрастов в интервале 509–689 млн лет [19].

Кембрийские комплексы давно известны в Зауральской мегазоне в бассейне рек Уй и Санарка (см. рис. 1), где они представлены песчаниками

и филлитами, линзовидными телами известняков (санарская толща) с раннекембрийскими археоциатами [32]. Подстилающая толща сложена углеродисто-кремнистыми сланцами, филлитами, мелкозернистыми песчаниками с прослоями известняков, содержащими онколиты, водоросли и протоконодонты нижнего кембрия [38]. Санарская толща и подстилающие породы с несогласием перекрыты ордовикскими терригенными породами.

Присутствие кембрийских и нижнеордовикских образований недавно было доказано в центральной части Восточно-Уральской мегазоны — вблизи восточного контакта Суундукского средне-позднепалеозойского гранитоидного массива (см. рис. 1). Вмещающие породы здесь представлены гранито-гнейсами, среди которых присутствуют гранатсодержащие парагнейсы, кристаллические сланцы и кварциты, объединяемые в кусаканскую свиту, относящуюся ранее к рифею [16, 38]. Протолитами парагнейсов, для которых нами получена U–Pb (SHRIMP II) оценка возраста  $529 \pm 6$  млн лет, вероятно, являются туфо-терригенные породы, по составу соответствующие высокоглиноземистым андезитам и дацитам. Гранито-гнейсы, для которых получена U–Pb (SHRIMP II) оценка возраста  $478 \pm 5$  млн лет, принадлежат известково-щелочной серии и по составу близки к гранитам вулканических дуг [49]. Ранее для гнейсов были получены Sm–Nd мономинеральные изохроны  $463 \pm 40$  и  $460 \pm 7$  млн лет, характеризующие возраст метаморфизма [7]. Разрез кембрия в этом районе завершает чулаксайская свита, сложенная слюдяными, углеродистыми кремнистыми и кварцитовыми сланцами, кварц-хлоритовыми и слюдистыми графитистыми филлитами с прослоями кварцитов и мраморов, которые согласно перекрывают кусаканскую свиту. Выше несогласно с базальным горизонтом конгломератобрекчий залегают нижнеордовикские терригенные породы рымникской свиты [32].

В основании ордовикского разреза Восточно-Уральской мегазоны залегают граувакковые, реже кварц-полевошпатовые, песчаники, гравелиты и сланцы рымникской свиты мощностью 500–2000 м, возраст которой условно принимается раннеордовикским [53]. Далее разрез наращивается кварц-полевошпатовыми и полимиктовыми песчаниками и алевролитами маячной свиты среднего ордовика мощностью 300–400 м [3]. Терригенные породы маячной свиты с постепенным переходом сменяются светло-серыми грубослоистыми кремнями, в которых собраны конодонты среднего ордовика [14], конодонты и граптолиты раннего силура [49]. Эти породы могут быть отнесены к новоренбургской свите, описанной в карьере в районе пос. Кваркено, в разрезе которой известны находки среднеордовикских [14] и верхнеордовикских [49] конодонтов. Для геохронологических исследований обломочных цирконов к югу от пос. Рымникский (52°29'50.9" с.ш., 60°10'02.3" в.д.) из песчаников рымникской свиты была отобрана проба



**Рис. 3.** Гистограммы и графики плотности вероятности распределения возрастов детритовых цирконов с детализацией для интервала 500–700 млн лет (справа) (А) и диаграммы  $\epsilon Hf(t)$  – возраст (Б) для детритовых цирконов из ордовикских песчаников Западно-Уральской мегазоны (проба K12-025), Таганайско-Белорецкой зоны (проба K12-006) и Кракинских аллохтонов (проба R14-336).

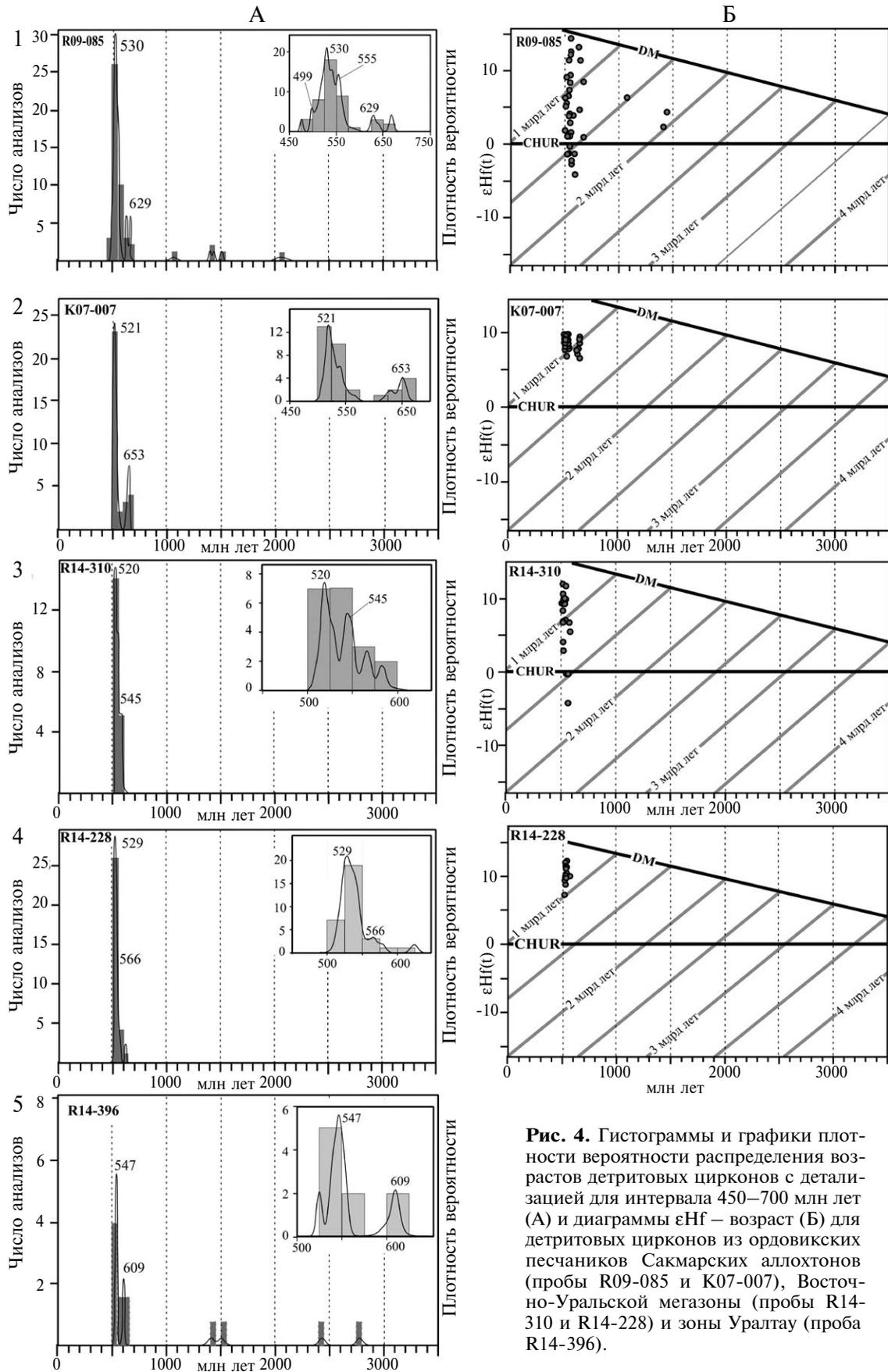
R14-310, на вершине г. Маячная ( $52^{\circ}31'14.4''$  с.ш.,  $60^{\circ}15'36.5''$  в.д.) из песчаников маячной свиты отобрана проба R14-228.

В Зауральской мегазоне к низам ордовикского разреза относятся порфириоиды и порфиритоиды городищенской свиты, обнаженные по р. Карталы-Аят. Для порфириоидов нами получены U–Pb (SHRIMP II) оценки возраста в интервале 463–498 млн лет, также присутствуют более древние ( $873 \pm 11$  и  $1266 \pm 16$  млн лет) цирконы, вероятно, являющиеся ксеногенными. Структурно выше городищенской свиты залегают полимиктовые песчаники и алевролиты тогузак-аятской свиты нижнего-среднего ордовика мощностью более 1000 м, разрез которой завершается массивными известняками с водорослями среднего

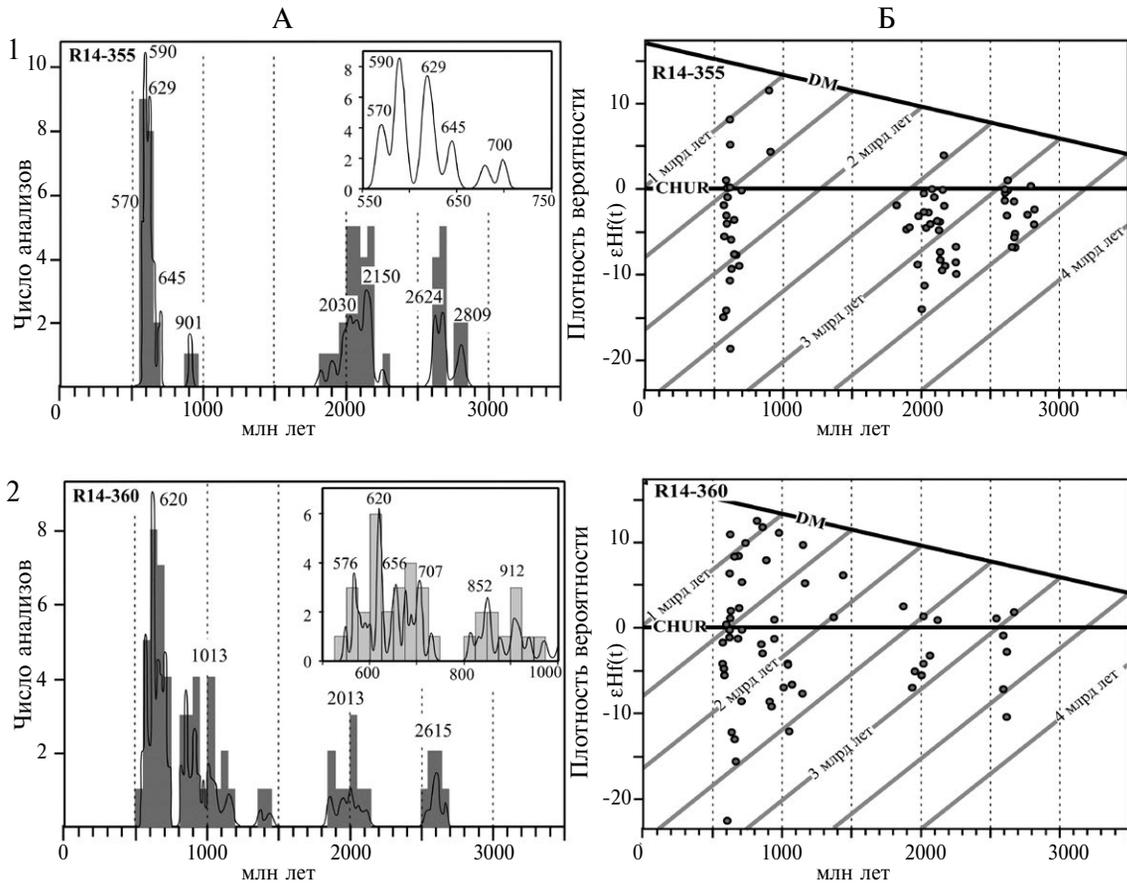
ордовика [14]. В породах свиты также обнаружены акритархи ордовикского облика и сколекодонты [59]. Для геохронологических исследований обломочных цирконов из песчаников тогузак-аятской свиты были отобраны пробы R14-355-1 и R14-360 на левом берегу р. Карталы-Аят ( $53^{\circ}10'12.1''$  с.ш.,  $61^{\circ}14'34.7''$  в.д.) и R14-360 на р. Средний Тогузак ( $53^{\circ}27'56.7''$  с.ш.,  $61^{\circ}07'11.2''$  в.д.).

#### ДАННЫЕ U–Th–Pb И Lu–Hf АНАЛИЗА ДЕТРИТОВЫХ ЦИРКОНОВ

U–Th–Pb оценки возрастов методом LA-ICP-MS и Lu–Hf изотопно-геохимические характеристики обломочных цирконов, были получены в GEMOC-



**Рис. 4.** Гистограммы и графики плотности вероятности распределения возрастов детритовых цирконов с детализацией для интервала 450–700 млн лет (А) и диаграммы  $eHf - \text{возраст}$  (Б) для детритовых цирконов из ордовикских песчаников Сакмарских аллохтонов (пробы R09-085 и K07-007), Восточно-Уральской мегазоны (пробы R14-310 и R14-228) и зоны Уралтау (проба R14-396).



**Рис. 5.** Гистограммы и графики плотности вероятности распределения возрастов детритовых цирконов с детализацией для интервалов 500–1000 млн лет (А) и диаграмма  $\epsilon_{\text{Hf}} - \text{возраст}$  (Б) для детритовых цирконов из ордовикских песчаников Зауральской мегазоны (пробы R14-355-1и R14-360).

центре Университета Маквори (Сидней, Австралия) использованием масс-спектрометра LAM-Multi-Collector ICPMS (HP 4500 Series 300) и электронного микроскопа CAMEBAX SX50. Методические приемы и константы, которые использованы при анализе первичных данных геохронологического и изотопно-геохимического изучения цирконов, описаны в [67].

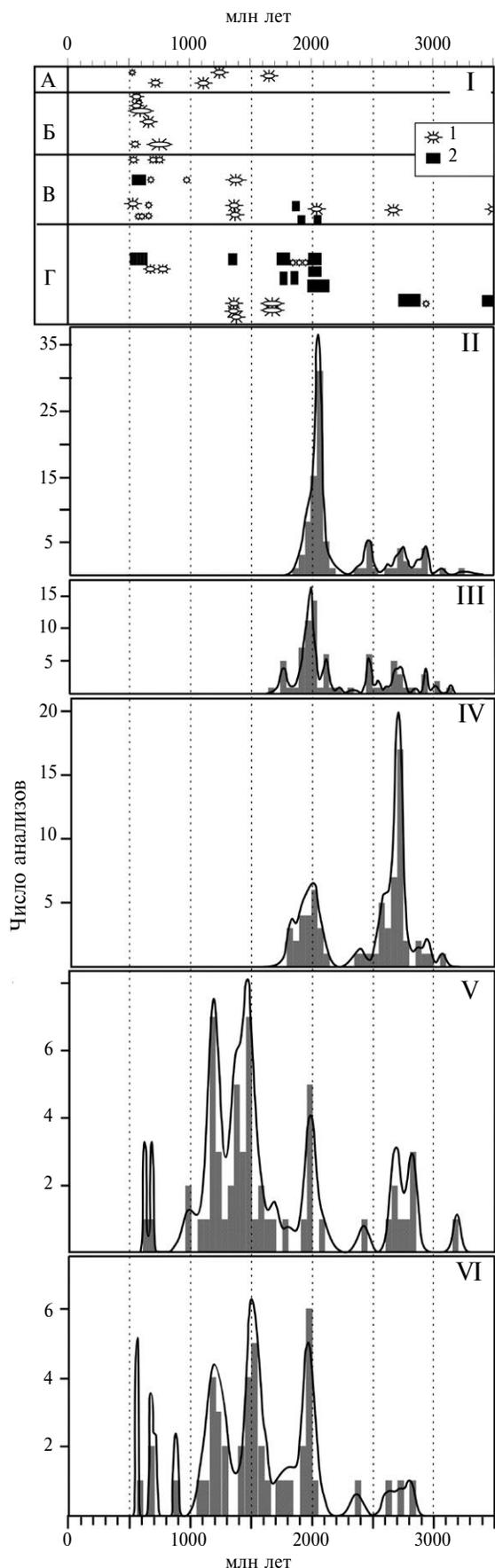
Анализ геохронологических данных позволяет выделить три группы проб, существенно отличающиеся друг от друга характером распределения возрастов обломочных цирконов:

- в первую группу объединены пробы, отобранные в Западно-Уральской мегазоне, Таганайско-Белорецкой зоне и Кракинском аллохтоне;
- во вторую группу – пробы из зоны Уралтау, Сакмарского аллохтона и Восточно-Уральской мегазоны;
- в третью группу – пробы из Зауральской мегазоны.

**Пробы первой группы.** В этих пробах наиболее широко представлены цирконы раннепротерозойского и рифейского возраста (рис. 3). Цирконы раннепротерозойской популяции с возрастaми 2.1–1.7 млрд лет, с хорошо выраженными максимумами

1808, 2060, 1993, 1969, 2087 млн лет, характеризуются широким диапазоном значений  $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$  и модельными возрастaми 2–3 млрд лет. В рифейской популяции выделяются группы зерен с возрастaми 1.7–1.4 млрд лет и выраженными максимумами 1404, 1505, 1584, 1637–1650, 1585 млн лет и с возрастaми 1.3–0.9 млрд лет и максимумами 1267, 1201, 976, 1072, 1232, 1358 млн лет. Эти цирконы характеризуются широкими вариациями значений  $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$  и модельными возрастaми 1.5–2.5 млрд лет. Во всех пробах в небольшом количестве присутствуют цирконы позднего архея-начала раннего протерозоя (2.4–3.09 млрд лет) с выраженными максимумами 2450, 2718, 2724, 2841 млн лет и разнообразными значениями  $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$  и модельным возрастом 3.4 млрд лет. Яркой особенностью этой группы проб является популяция цирконов конца позднего рифея-самого начала кембрия (536–850 млн лет), в которой хорошо проявлены максимумы 536, 561–565, 570, 573, 603, 624, 656–658, 722, 822 млн лет. Для этих цирконов характерны широкие вариации (от -6.9 до +10) значений  $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$  и модельные возрастa 0.75–1.9 млрд лет.

**Пробы второй группы.** В этих пробах резко преобладает популяция цирконов с возрастaми



в интервале от 480 до 670 млн лет, с наиболее яркими максимумами 520, 521, 529, 530, 555, 545, 547, 609, 653 млн лет (рис. 4). При этом доминирующими являются цирконы с положительными значениями  $\epsilon\text{Hf}(t)$  (от 0 до +13.2), в подчиненном количестве присутствуют цирконы с отрицательными значениями  $\epsilon\text{Hf}(t)$  (от 0 до -4.3). Единичные зерна в пробе из зоны Уралтау имеют возрасты 1.45–1.5 и 2.78, 2.45 млрд лет, в Сакмарском аллохтоне – 1.05, 1.4–1.5 и 2.06 млрд лет. При этом зерна с возрастaми 1.05 и 1.45–1.5 млрд лет имеют положительные значения  $\epsilon\text{Hf}(t)$  и модельные возрастa 1.5 и 1.8–2 млрд лет, соответственно.

**Пробы третьей группы.** В пробах (рис. 5) наиболее ярко выражена популяция цирконов с возрастaми 550–730 млн лет с максимумами 567, 590, 620, 629, 656, 707 млн лет. Цирконы этого возрастa характеризуются широким диапазоном значений  $\epsilon\text{Hf}(t)$  (от +11 до -18.6) и модельными возрастaми 0.8–2.97 млрд лет, при резком преобладании цирконов с отрицательными значениями  $\epsilon\text{Hf}(t)$ . Также в пробах этой группы присутствуют многочисленные более древние цирконы. Широко представленные средне-позднерифейские (815–1164 млн лет) цирконы с максимумами 852, 912, 1013 млн лет, характеризуются широким диапазоном (+12.5 до -12) значений  $\epsilon\text{Hf}(t)$  и модельными возрастaми 0.8–2.5 млрд лет. В пробе R14-355 присутствуют только цирконы с возрастaми около 900 млн лет с положительными (4.5–11) значениями  $\epsilon\text{Hf}(t)$  и модельными возрастaми 1.0–1.5 млрд лет. Среди раннедокембрийских цирконов могут быть выделены раннепротерозойская и позднеархейская популяции. Раннепротерозойские (1818–2251 млн лет) цирконы с максимумами 2013, 2030, 2150 млн лет и позднеархейские цирконы (2543–2819 млн лет) с максимумами 2615, 2618, 2809 млн лет характеризуются в основном отрицательными значениями  $\epsilon\text{Hf}(t)$  и модельными возрастaми 2.4–3.4

**Рис. 6.** Тектоно-магматическая эволюция Южного Урала и ее отражение в распределении возрастaх обломочных цирконов в песчаниках рифея-ордовика.

I – схема корреляции докембрийских магматических и метаморфических комплексов Южного Урала. А – Восточно-Уральская мегазона, Б – зона Уралтау и Сакмарские аллохтоны, В – Таганайско-Белорецкая зона, Г – Западно-Уральская мегазона. 1 – время проявления магматизма, 2 – время проявления метаморфизма.

II–VI – гистограммы и графики плотности вероятности изотопных U–Pb возрастaх обломочных цирконов из докембрийских и ордовикских песчаников Западно-Уральской мегазоны: II – айская свита нижнего рифея по [35], III – зигальгинская свита среднего рифея, по [27], IV – лемзинская подсвита зильмердакской свиты верхнего рифея, по [43], V – куккараукская свита верхнего венда, по [28, 69], VI – набиуллинская свита среднего-верхнего ордовика.

и 3.0–3.8 млрд лет соответственно. Единичные зерна среднерифейских цирконов (1370 и 1440 млн лет), присутствующих только в пробе R14-360, имеют преимущественно положительные значения  $\epsilon\text{Hf}(t)$  и модельные возрасты 1.75 и 2.0 млрд лет.

#### ВОЗМОЖНЫЕ ИСТОЧНИКИ ДЕТРИТОВЫХ ЦИРКОНОВ

Особенностью обломочных цирконов из ордовикских толщ различных зон Южного Урала является присутствие среди них значительного количества зерен из подстилающих осадочных и магматических пород рифейского и вендского возраста.

В пробах первой группы распределения возрастов обломочных цирконов имеют много общих черт с таковыми из вендских и рифейских толщ Западно-Уральской мегазоны (рис. 6) [27, 28, 35, 69]. В рифее основным поставщиком обломочного материала для осадочных толщ, участвующих в строении различных частей Башкирского мегантиклинория, являлись раннекембрийские комплексы фундамента Восточно-Европейской платформы, которые в рифейских песчаниках представлены обломочными цирконами с возрастными древнее 1.65 млрд лет [35, 40]. Такие же детритовые цирконы выявлены в вендских [28] и в первой группе проб ордовикских песчаников. Формирование этих цирконов отражает разные этапы формирования Волго-Уральской части фундамента Восточно-Европейской платформы, которые в пределах Южного Урала фиксируются в эволюции тараташского и александровского комплексов [40, 46, 55, 73].

В ордовикских песчаниках Зауральской мегазоны (третья группа проб) раннекембрийские цирконы также образуют значительную популяцию, в которой присутствуют цирконы как позднеархейского, так и раннепротерозойского возрастов. Существование раннекембрийских комплексов в пределах Зауральской и Восточно-Уральской мегазон обосновано недостаточно. Цирконы этого возраста присутствуют в парагнейсах с не установленным возрастом протолита и в основном, вероятно, являясь обломочными [22, 25, 30, 38, 70]. В то же время возрастные диапазоны и изотопные характеристики раннекембрийских цирконов Зауральской мегазоны близки к цирконам такого же возраста в пробах первой группы. Поэтому можно предполагать, что источниками части раннекембрийских цирконов в Зауральской мегазоне также могли являться комплексы фундамента Восточно-Европейской платформы.

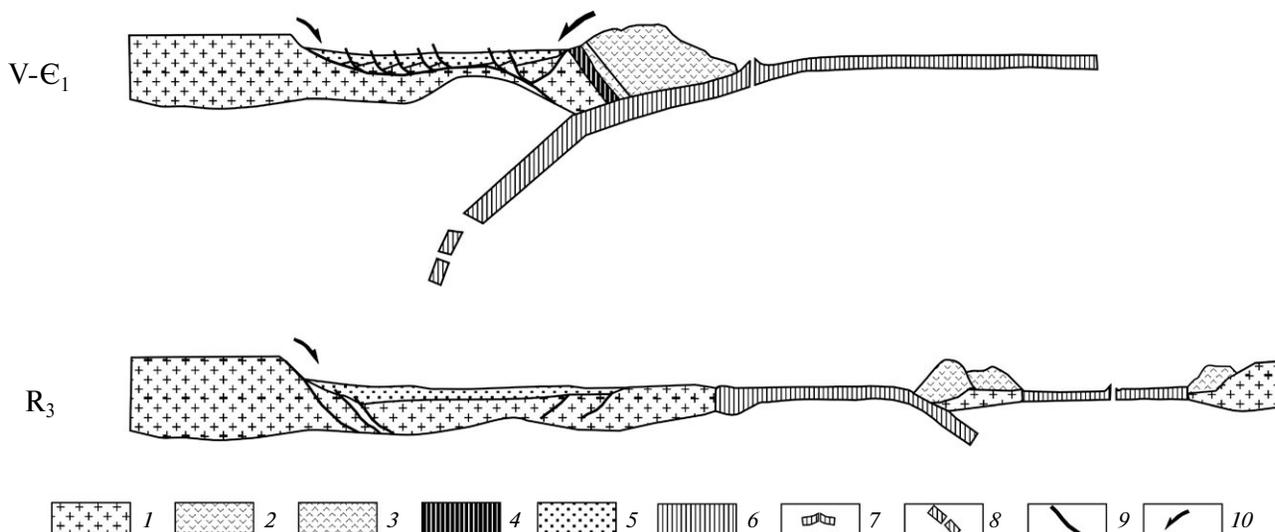
В ордовикских (первая группа проб) и вендских [28, 35] песчаниках, в отличие от рифейских, появляются детритовые цирконы с возрастными 1400–1700 млн лет. Их источниками могут являться ранне-среднерифейские вулканические и плутонические внутриплитные комплексы, широко распространенные в Башкирском мегантиклинории [21,

36, 44, 45, 54, 58, 64]. Цирконы этого возрастного диапазона обладают широкими вариациями значений  $\epsilon\text{Hf}(t)$ , что может указывать на смешение ювенильного внутриплитного и древнего корового материала в их источнике. Однако данные о Lu–Hf изотопных характеристиках цирконов в возможных материнских рифейских магматических комплексах в настоящее время отсутствуют.

В пробах ордовикских песчаников первой группы, как и в терригенных породах верхов ашинской серий [28, 35, 69] широко представлена популяция цирконов с возрастными 800–1300 млн лет, для которых характерны в основном положительные значения  $\epsilon\text{Hf}(t)$ . Близкая по возрасту (800–1160 млн лет) популяция цирконов с широкими вариациями значений  $\epsilon\text{Hf}(t)$  присутствует и в одной из проб ордовикских песчаников Зауральской мегазоны.

Источники цирконов этого возраста неизвестны в пределах Башкирского мегантиклинория и прилегающей части Восточно-Европейской платформы, так как магматические и метаморфические комплексы такого возрастного диапазона здесь не установлены. Возможно, таковыми являются гранитоиды и метаморфические породы, участвующие в строении Талдыкского антиклинория Мугоджар (Восточно-Уральская мегазона), для которых получены соответствующие оценки возраста [10, 19]. Однако эти данные нуждаются в проверке. Комплексы конца среднего-начала позднего рифея, которые могли бы являться источниками цирконов с возрастными 950–1700 млн лет, широко распространены в Свеккофенском поясе северо-западной части Восточно-Европейской платформы, где в течение готской и гренвильской эпох тектогенеза происходили активные аккреционные и коллизионные процессы [63, 74]. Цирконы, имеющие близкие возрастной диапазон и значения  $\epsilon\text{Hf}(t)$ , выявлены также в верхнерифейских кварцитах и нижнеордовикских песчаниках Кокчетавского массива Северного Казахстана [9, 68]. Полученные данные позволяют предполагать, что сильно переработанные фрагменты Свеконорвежского пояса участвуют в строении восточных зон Урала и Кокчетавского массива. В то же время в качестве источников цирконов рассматриваемого возрастного диапазона предлагаются позднекембрийские комплексы Центральной и Северной Австралии, которые в структуре суперконтинента могли располагаться вблизи будущего Уральского края Восточно-Европейской платформы [28, 69].

В пробах ордовикских песчаников всех трех групп присутствует относительно небольшая популяция цирконов с возрастными 600–750 млн лет, для которых характерны широкие вариации значений  $\epsilon\text{Hf}(t)$ , такие же цирконы выявлены и в песчаниках куккараукской свиты верхнего венда [28, 35, 69]. Источниками этих цирконов могут быть различные магматические и метаморфические образования, развитые в пределах Уралтауской и Таганайско-Белорецкой зон. Здесь они пред-



**Рис. 7.** Геодинамические профили для палеоструктур Южного Урала в рифее-кембрии.

1 – континентальная кора; 2 – комплексы активных внутриокеанических островных дуг и окраинно-континентальных вулканических поясов; 3 – аккрецированные комплексы островных дуг; 4 – офиолиты; 5 – терригенные, вулканогенные и вулканогенно-осадочные толщи окраинно-континентального рифтогенного прогиба; 6 – океаническая кора; 7 – зоны спрединга; 8 – фрагменты слэба; 9 – преобладающие направления сноса обломочного материала

ставлены барангуловским габбро-гранит-лейкогранитным, кирябинским пироксенит-габбровым и юрминским гранитным комплексами, дайками диоритов и трондjemитов и вулканитами аршинской серии, а также метаморфическими породами белорецкого высокобарического комплекса [2, 20, 23, 24, 40, 58]. Магматические образования этого возраста в основном имеют внутриплитную природу [42]. Широкие вариации значений  $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$  в обломочных цирконах, вероятно, связаны со смешением ювенильного внутриплитного и древнего корового материала в их источнике, хотя данные об изотопном составе Hf в цирконах возможных материнских пород отсутствуют.

Яркой особенностью ордовикских песчаников во всех зонах Урала является присутствие в них популяции цирконов с возрастными 520–600 млн лет, которая в пробах второй группы является абсолютно доминирующей. При этом если в этой группе для цирконов характерны положительные значения  $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ , то в третьей группе велика роль цирконов с отрицательными значениями  $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ . Источниками цирконов этого возраста могут являться вендские и кембрийские окраинно-континентальные магматические комплексы, которые распространены в зоне Уралтау, Сакмарских аллохтонах и Восточно-Уральской мегазоне, и с разрывом перекрываются ордовикскими толщами. Широкие вариации изотопного состава Hf в цирконах можно связать с неоднородностями фундамента венд-кембрийского вулканического пояса, которые могли включать блоки как ювенильной, так и древней коры. Признаки относительно молодого

субстрата, из которого частично образованы метаморфические комплексы восточных зон Урала, а затем были выплавлены палеозойские гранитоиды, ранее были выявлены на основании изотопных данных [13, 37, 39, 56, 57, 61, 66]. Единичные цирконы возрастом 476 млн лет в песчаниках кидрясовской свиты Сакмарского аллохтона могут быть связаны с раннеордовикским вулканизмом, проявленным в этой зоне.

#### МОДЕЛЬ ДООРДОВИКСКОЙ ГЕОДИНАМИЧЕСКОЙ ЭВОЛЮЦИИ РЕГИОНА

Результаты проведенных исследований позволяют предложить вариант модели геодинамической эволюции Южного Урала на доордовикском этапе (рис. 7). Важнейшим элементом этой модели является венд-кембрийский окраинно-континентальный вулкано-плутонический пояс, комплексы которого являлись материнскими для наиболее молодой популяции цирконов из ордовикских песчаников во всех зонах Южного Урала. Еще одним элементом модели, выделенным в основном по детритовым цирконам, является блок, в строении которого участвовали докембрийские комплексы, сформированные, преимущественно, в готскую и гренильскую эпохи тектогенеза.

В рифее, в том числе, в позднем рифее, Восточно-Европейской платформа имела пассивную Уральскую окраину, в пределах которой формировался перикратонный рифтогенный прогиб [34]. Прогиб заполнялся мощными карбонатными и терригенными толщами, источниками кластики

последних являлись комплексы Волго–Уральской части фундамента платформы. Характерными особенностями этого прогиба являлись эпизодические проявления внутриплитного интрузивного и эффузивного магматизма [40, 42].

В конце позднего рифея началась коллизия пассивной окраины Восточно-Европейской платформы с блоком, в строении которого большую роль играли средне- и позднерифейские комплексы. Предполагается, что перед коллизией этот блок имел активную окраину. Свидетельством коллизии является крупный перерыв и несогласие в основании ашинской серии. Аккрецированный блок стал поставщиком обломочных цирконов с возрастом 800–1300 млн лет, в его строении могли участвовать и более древние комплексы, также являвшиеся источниками цирконов. Формирование средне-позднерифейских комплексов этого блока, вероятно, было связано с аккреционно-коллизийными процессами, а сам блок мог являться фрагментом гренвилевского орогенного пояса. Отторжение этого блока может быть связано с процессами распада суперконтинента Родинии во второй половине позднего рифея [63].

После коллизии, в самом конце позднего рифея–начале кембрия, Уральская окраина платформы стала развиваться в активном режиме с формированием окраинно-континентального вулканоплутонического пояса. К наиболее ранним ( $660 \pm 35$  млн лет) проявлениям надсубдукционного магматизма могут быть отнесены дайки габбродиорит-трондьемитового состава на востоке Башкирского мегантиклинория [58], основной этап магматической активности в поясе приходится на середину венда–начала кембрия (590–530 млн лет) [47, 50, 51]. Появление вулканитов рифтогенного типа в разрезе кембрия Сакмарских аллохтонов, которые синхронны известково-щелочному магматизму в Восточно-Уральской мегазоне, может быть связано с нестационарным режимом зоны субдукции или процессами растяжения в ее тыловой части. Магматические породы, формирование которых связано с эволюцией различных частей венд–кембрийского окраинно-континентального пояса, являлись основным источником наиболее молодой популяции детритовых цирконов в ордовикских песчаниках всех зон Урала.

В венде в тыловой части вулканического пояса происходит формирование и выведение в верхние горизонты коры пород белорецкого высокобарического метаморфического комплекса. В его строении участвуют нижне- и среднекоровые образования, экзугмация которых происходила по сценарию комплексов метаморфических ядер кордильерского типа. Однако геодинамическая обстановка высокобарического метаморфизма в настоящее время до конца не ясна [2, 40, 64, 65]. Вендские толщи Западно-Уральской мегазоны в верхней части разреза содержат обломки пород белорецкого комплекса и формировались в результате синтетектонического

заполнения рифтогенных впадин, или как моласса в тыловой части активной окраины [40].

Развитие в венде–кембрии окраинно-континентального вулканоплутонического пояса на Южном Урале коррелируется с эволюцией кадомского пояса [72], частью которого, вероятно, являлась реконструируемая окраина.

Данные о возрастах обломочных цирконов и их изотопном составе Hf позволяют предполагать, что терригенные ордовикские и подстилающие их более древние комплексы всех рассмотренных мегазон Южного Урала являлись к началу ордовика частями единой континентальной окраины.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Анализ новых данных по обломочным цирконам из ордовикских терригенных пород различных зон Южного Урала показал, что возрастной диапазон и особенности изотопного состава Hf детритовых цирконов в значительной степени обусловлен различными для каждой из зон подстилающими доордовикскими комплексами, определяющими неоднородность земной коры исследуемого региона.

В Западно-Уральской мегазоне, Таганайско-Белорецкой зоне, Кракинских аллохтонах и Зауральской мегазоне обломочные цирконы имеют широкий возрастной диапазон, охватывающий интервал от позднего архея до конца венда–начала кембрия с широкими вариациями значений  $\epsilon\text{Hf}(t)$ . При этом наиболее широко представлены цирконы раннедокембрийского и ранне-среднерифейского возраста. В зоне Уралтау, Сакмарских аллохтонах и Восточно-Уральской мегазоне резко преобладают обломочные цирконы венд–кембрийского возраста с положительными значениями  $\epsilon\text{Hf}(t)$ , цирконы других возрастов либо отсутствуют, либо представлены единичными зернами.

Для большинства раннедокембрийских, ранне-, средне- и позднерифейских обломочных цирконов их предполагаемые источники представлены магматическими и метаморфическими комплексами Волго–Уральской части фундамента Восточно-Европейской платформы и Башкирского мегантиклинория. Однако комплексы, которые могли являться источниками для цирконов с возрастом в интервале 800–1300 млн лет, в этих регионах не известны. Предполагается, что материнскими для этих цирконов могут быть комплексы, формировавшиеся в результате аккреционно-коллизийных процессов в готскую и гренвилевскую эпохи тектогенеза, аналоги которых выявлены в Свеконорвежском поясе северо-западной части Восточно-Европейской платформы. К фрагментам блока, сложенного такими комплексами, могут относиться Талдыкский антиклинорий Мугодзар и часть Зауральской мегазоны. Источниками венд–кембрийских цирконов в ордовикских песчаниках всех зон Урала, как мы полагаем, являются вулка-

ниты и гранитоиды окраинно-континентального пояса, которые участвуют в строении зоны Уралтау, Сакмарских аллохтонов и Восточно-Уральской мегазоны.

На основании полученных данных нами разработана модель доордовикской эволюции Уральской окраины Восточно-Европейской платформы. Предполагается, что в конце позднего рифея произошла коллизия пассивной континентальной окраины платформы и блока с гетерогенным фундаментом, формирование которого завершилось в эпоху гренавильского тектогенеза. После коллизии пассивный режим сменился активным и сформировался окраинно-континентальный вулканоплутонический пояс. В его тыловой части в позднем венде происходил метаморфизм и эксгумация его продуктов по сценарию комплексов метаморфических ядер кордильерского типа, а смежные впадины заполнились молассой.

**Финансирование.** Синтез и анализ материалов по геологии Южного Урала проведены в соответствии с планами фундаментальных исследований ГИН РАН (тема № 0135-2016-0009). Изучение гетерогенности земной коры Южного Урала, полевые работы, изотопные аналитические исследования и подготовка статьи проведены за счет гранта РФФИ №14-27-00058. Подготовка проб и обработка аналитических данных проведена при поддержке РФФИ, проекты 16-05-00259 и 16-05-00519.

This paper is contribution 1366 from the ARC Centre of Excellence for Core to Crust Fluid Systems (Sydney, Australia) (<http://www.ccfs.mq.edu.au>) and 1322 in the GEMOC Key Centre (Sydney, Australia) (<http://www.gemoc.mq.edu.au>)

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Абдулин А.А., Авдеев А.В., Сеитов Н.С.* Тектоника Сакмарской и Орь-Илекской зон Мугоджар. Алма-Ата: Наука, 1977. 238 с.
2. *Алексеев А.А., Ковалев С.Г., Тимофеева Е.А.* Белорецкий метаморфический комплекс. Уфа: ИГ УНЦ РАН, ООО «ДизайнПолиграфСервис», 2009. 208 с.
3. *Анцыгин Н.Я.* К стратиграфии ордовика на восточном склоне Урала // Проблемы геологии докембрия и нижнего палеозоя Урала / Б.А. Попов (ред.). М.: Мингео РСФСР, 1985. С. 68–86.
4. *Бажин Е.А., Сначев В.И., Сначев А.В., Рыкус М.В.* Геология, петрогеохимия и рудоносность гранитоидных массивов Башкирского мегаантиклинория и зоны Уралтау. С-Пб.: Свое издательство, 2015. 208 с.
5. *Вализер П.М., Краснобаев А.А., Русин А.И.* Жадеит-гроссуляровый эклогит максютовского комплекса, Южный Урал // Литосфера. 2013. № 4. С. 50–61.
6. *Вализер П.М., Краснобаев А.А., Русин А.И.* УНРМ эклогит максютовского комплекса (Южный Урал) // ДАН. 2015. Т. 461. № 3. С. 316–321.
7. *Виноградов В.И., Щербаков С.А., Горожанин В.М., Гольцман Ю.В., Бужайките М.И.* Возраст метаморфитов Восточно-Уральского поднятия: Sm–Nd и Rb–Sr-изотопное датирование // ДАН. 2000. Т. 371. № 6. С. 784–787.
8. *Горожанин Е.Н., Горожанин В.М., Кузнецов Н.Б., Романюк Т.В.* Особенности состава и строения терригенных отложений ордовика в разрезах юго-востока Русской платформы и Южного Урала // Геол. сборник ИГ УНЦ РАН. 2014. №11. С. 97–117.
9. *Дегтярев К.Е., Толмачева Т.Ю., Третьяков А.А., Кузнецов Н.Б., Белоусова Е.А., Романюк Т.В.* Структура, возраст и обстановки формирования ордовикских комплексов северо-западного обрамления Кокчетавского массива, Северный Казахстан // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2018. Т. 26. № 4. С. 24–42.
10. Докембрий и нижний палеозой Западного Казахстана. А.В. Миловский (ред.) М.: Изд-во МГУ, 1977. 268 с.
11. *Зайцева Т.С., Кузнецов А.Б., Горохов И.М., Константинова Г.В., Мельников Н.Н.* Rb–Sr возраст вендских глауконитов бакеевской свиты Южного Урала // Изотопное датирование геологических процессов: новые результаты, подходы и перспективы / Материалы VI Росс. конф. по изотопной геохронологии. 2–5 июня 2015 г., Санкт-Петербург, СПб: ИГД РАН, 2015. С. 94–95.
12. *Захаров О.А., Пучков В.Н.* О тектонической природе максютовского метаморфического комплекса на Южном Урале. Уфа: УНЦ РАН, 1994. 30 с.
13. *Иванов К.С., Панов В.Ф., Лиханов И.И., Козлов П.С., Пономарев В.С., Хиллер В.В.* Докембрий Урала // Горные ведомости. 2016. № 9. С. 4–28.
14. *Иванов К.С., Пучков В.Н., Пелевин И.А.* Новые данные по стратиграфии и истории развития палеозойских восточных зон Южного Урала // Новые данные по стратиграфии и литологии палеозоя Урала и Средней Азии / К.С. Иванов (ред.). Екатеринбург: Наука, 1992. С. 3–10.
15. *Камалетдинов М.А.* Покровные структуры Урала. М.: Наука, 1974. 230 с.
16. *Князев Ю.Г., Князева О.Ю., Сначев В.И., Жданов А.В., Каримов Т.Р., Айдаров Э.М., Масагутов Р.Х., Арсланова Э.Р.* Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб1:1000000 (третье поколение). Серия Уральская. Лист N-40–Уфа. Объяснительная записка. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2013. 512 с.+6 вкл.
17. *Ковалев С.Г.* Геохимия и геодинамические условия формирования диабаз-пикритового магматизма западного склона Южного Урала // Геол. сборник УНЦ РАН. 2006. № 5. С. 113–118.
18. *Кориневский В.Г.* Опорные разрезы нижнего ордовика Южного Урала (терригенные фации). Свердловск: УрО АН СССР, 1989. 67с.
19. *Краснобаев А.А., Давыдов В.А., Чередниченко Н.В.* Уран-свинцовый возраст цирконов метаморфических пород Мугоджар // Ежегодник–1996. ИГГ УрО РАН. Екатеринбург: УрО РАН, 1997. С.147–150.
20. *Краснобаев А.А., Козлов В.И., Пучков В.Н., Сергеева Н.Д., Бушарина С.В.* Новые данные по цирконовой геохронологии аршинских вулканитов (Южный Урал) // Литосфера. 2012. № 4. С. 127–140.
21. *Краснобаев А.А., Пучков В.Н., Козлов В.И., Сергеева Н.Д., Бушарина С.В., Лепехина Е.Н.* Цирконология навыйских вулканитов айской свиты и пробле-

- ма возраста нижней границы рифея на Южном Урале // ДАН. 2013. Т. 448. № 4. С. 437–442.
22. Краснобаев А.А., Пучков В.Н., Пужаков Б.А., Бушарина С.В., Сергеева Н.Д. Цирконовый архей Зауральской мегазоны // ДАН. 2015. Т. 465. № 6. С. 1302–1307.
23. Краснобаев А.А., Пучков В.Н., Сергеева Н.Д., Бушарина С.В. U–Pb (SHRIMP)–возраст цирконов гранитов и субстрата Мазаринского массива (Южный Урал) // ДАН. 2015. Т. 463. № 2. С. 206–212.
24. Краснобаев А.А., Пучков В.Н., Сергеева Н.Д., Лепехина Е.Н. Цирконология пироксенитов крябинского пироксенит-габбрового комплекса (Южный Урал) // ДАН. 2013. Т. 450. № 2. С. 1–5.
25. Краснобаев А.А., Чердниченко Н.В. Цирконовая геохронология метаморфических пород Мариновского комплекса (Южный Урал) // Докл. РАН. 2005. Т. 404. № 4. С. 532–536.
26. Краснобаев А.А., Шулькин Е.П., Давыдов В.А., Чердниченко Н.В. Цирконология Селянкинского блока Ильменских гор // Докл. РАН. 2001. Т. 379. № 6. С. 807–811 (а).
27. Кузнецов Н.Б., Белоусова Е.А., Романюк Т.В., Дегтярев К.Е., Маслов А.В., Горожанин В.М., Горожанина Е.Н., Пыжова Е.С. Первые результаты U–Pb датирования детритовых цирконов из среднерифейских песчаников зигальгинской свиты (Южный Урал) // ДАН. 2017. Т. 475. № 6. С. 659–664.
28. Кузнецов Н.Б., Романюк Т.В., Шаццлло А.В., Орлов С.Ю., Голованова И.В., Данукалов К.Н., Ипатьева И.С. Первые результаты массового U/Pb-изотопного датирования (LA-ICP-MS) детритовых цирконов из ашинской серии Южного Урала – палеогеографический и палеотектонический аспекты // ДАН. 2012. Т. 447. № 1. С. 73–79.
29. Кузнецов Н.Б., Шаццлло А.В. Первые находки скелетных фоссилий в куккараукской свите ашинской серии Южного Урала и их значение для определения начала протоуральско-тиманской коллизии // ДАН. 2011. Т. 440. № 3. С. 378–383.
30. Лядский П.В., Кваснюк Л.Н., Жданов А.В., Чечулина О.В., Шмельков Н.Т., Бельц Г.М., Курочкина Е.С., Оленица Т.В. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Уральская. Лист М–40 (Оренбург) с клапаном М–41. Объяснительная записка. – СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2013. 392 с. + 1 вкл.
31. Мавринская Т.М., Якупов Р.Р. Биостратиграфическая характеристика суваянского и максютовского комплексов Уралтау (Южный Урал) // Геология, полезные ископаемые и проблемы геоэкологии Башкортостана, Урала и сопредельных территорий / Межрегион. научно-практич. конф. Уфа, 19–22 ноября, 2012 г. Уфа: ДизайнПресс, 2013. С. 53–55.
32. Мамаев Н.Ф. Геологическое строение и история развития восточного склона Южного Урала. Свердловск: ИГ Уральск. филиала АН СССР. 1965. 170с. (Тр. ИГ УрФил. АН СССР. Вып. 73).
33. Маслов А.В. Некоторые особенности ранневендской седиментации на Южном Урале // Литология и полезн. ископаемые. 2000. № 6. С. 624–639.
34. Маслов А.В., Крупенин М.Т., Гареев Э.З., Анфилов Л.В. Рифей Западного склона Южного Урала (классические разрезы, седименто- и литогенез, минерогения, геологические памятники природы). Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2001. Т.1. 351 с.
35. Маслов А.В., Мизенс Г.А., Вовна Г.М., Пыжова Е.С., Кузнецов Н.Б., Киселев В.И., Ронкин Ю. Л., Бикбаев А.З., Романюк Т.В. О некоторых общих особенностях формирования терригенных отложений Западного Урала: синтез данных изотопного U–Pb датирования обломочных цирконов и геохимических исследований глинистых пород // Литосфера. 2016. № 3. С. 27–46.
36. Нижний рифей Южного Урала / Отв. ред. М.А. Семихатов. М.: Наука, 1989. 208 с.
37. Осипова Т.А. Источники гранитоидов Главной гранитной оси Урала: Sm–Nd, Rb–Sr и U–Pb данные // Магматизм и метаморфизм в истории Земли / Материалы XI Всеросс. Петросовещания, Екатеринбург 24–28 августа 2010 г. Екатеринбург: ИГиГ РАН, 2010. Т. II. С. 111–112.
38. Пужаков Б.А., Савельев В.П., Кузнецов Н.С., Шох В.Д., Шулькин Е.П., Шулькина Н.Е., Жданов А.В., Долгова О.Я., Тарелкина Е.А., Орлов М.В. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1: 1000000 (третье поколение). Серия Уральская. Лист N–41 – Челябинск. Объяснительная записка. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2013, 415 с. + 6 вкл.
39. Пучков В.Н. Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. Уфа: Даурия, 2000. 146 с.
40. Пучков В.Н. Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении). Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2010. 280 с.
41. Пучков В.Н. Тектоника Урала: современные представления // Геотектоника. 1997. № 4. С. 30–45.
42. Пучков В.Н. Плюм-зависимый гранит-риолитовый магматизм // Литосфера. Т. 18. № 5. 2018. С. 692–705.
43. Романюк Т.В., Маслов А.В., Кузнецов Н.Б., Белоусова Е.А., Ронкин Ю.Л., Крупенин М.Т., Горожанин В.М., Горожанина Е.Н., Сергина Е.С. Первые результаты U/Pb LA-ICP-MS датирования детритовых цирконов из верхнерифейских песчаников Башкирского антиклинория (Южный Урал) // ДАН. 2013. Т. 452. № 6. С. 642–645.
44. Ронкин Ю.Л., Маслов А.В., Казак А.П., Матуков Д.И., Лепехина О.П. Граница нижнего и среднего рифея на Южном Урале: новые изотопные U–Pb SHRIMP-II ограничения // Докл. РАН. 2007. Т. 415. № 3. С. 370–376.
45. Ронкин Ю.Л., Матуков Д.И., Пресняков С.Л., Лепехина Е.Н., Лепехина О.П., Попова О.Ю. «In situ» U-Pb SHRIMP датирование цирконов нефелиновых сиенитов Бердяшского массива (Южный Урал) // Литосфера. 2005. № 1. С. 135–142.
46. Ронкин Ю.Л., Синдерн С., Лепехина О.П. Изотопная геология древнейших образований Южного Урала // Литосфера. 2012. № 5. С. 50–76.
47. Рязанцев А.В. Вендский надсубдукционный магматизм на Южном Урале // ДАН. 2018. Т. 482. № 3. С. 311–314.
48. Рязанцев А.В., Толмачева Т.Ю. Ордовикские вулканогенные и плутонические комплексы Сакмарского аллохтона на Южном Урале // Геотектоника. 2016. № 6. С. 1–28.
49. Рязанцев А.В., Толмачева Т.Ю. Вендские и раннепалеозойские комплексы активной континентальной

- окраины в палеозоидах Южного Урала // Тектоника современных и древних океанов и их окраин. Том 2. Материалы XLIX Тектонического совещания, посвященного 100-летию академика Ю.М. Пушаровского. М.: ГЕОС, 2017. С. 169–172.
50. Самыгин С.Г., Белова А.А., Рязанцев А.В., Федотова А.А. Фрагменты вендской конвергентной окраины на Южном Урале // ДАН. 2010. Т. 432. № 5. С. 644–649.
51. Самыгин С.Г., Федотова А.А., Бибикина Е.В., Карякин Ю.В. Вендский надсубдукционный вулканизм в Уралтауской зоне (Южный Урал) // ДАН. 2007. Т. 416. № 1. С. 81–85.
52. Степанов А.И., Ронкин Ю.Л. Изотопная геохронология древнейших магматических и метаморфических комплексов зоны Зюраткульского разлома (Южный Урал) // Ежегодник-2015/ИГГ УрО РАН. Екатеринбург: УрО РАН, 2016. С. 178–184.
53. Тевелев Ал. В., Кошелева И. А., Попов В. С., Кузнецов И. Е., Осипова Т. А., Правикова Н. В., Густова А. С. Палеозойды зоны сочленения Восточного Урала и Зауралья // М.: Геологический факультет МГУ, 2006. 300 с. (Тр. лаборатории геологии складчатых поясов. Вып. 4).
54. Тевелев Ал. В., Кошелева И. А., Хотылев О. А., Тевелев Арк. В., Прудников И. А. Особенности строения и эволюции айского вулканического комплекса рифея (Южный Урал) // Вестник МГУ. Сер. 4. Геология. 2014. № 5. С. 19–28.
55. Тевелев Ал. В., Кошелева И. А., Тевелев Арк. В., Хотылев О. А., Мосейчук В. М., Петров В. И. Новые данные об изотопном возрасте тараташского и александровского метаморфических комплексов (Южный Урал) // Вестник МГУ. Сер. 4. Геология. 2015. №1. С. 27–42.
56. Ферштатер Г. Б., Бородин Н. С., Солошенко Н. Г., Стрелецкая М. В. Новые данные о природе субстрата южноуральских позднепалеозойских гранитов // Литосфера. 2015. № 3. С. 5–16.
57. Ферштатер Г. Б. Палеозойский интрузивный магматизм Среднего и Южного Урала. Екатеринбург: РИО УрО РАН, 2013. 368 с.
58. Холоднов В. В., Ферштатер Г. Б., Бородин Н. С., Шардакова Г. Ю., Прибавкин С. В., Шагалов Е. С., Бочарникова Т. Д. Гранитоидный магматизм зоны сочленения Урала и Восточно-Европейской платформы (Южный Урал) // Литосфера. 2006. № 3. С. 3–28.
59. Чибрикова Е. В., Олли В. А. Еще раз о допалеозойских отложениях на Южном Урале и в Приуралье // Геология, полезные ископаемые и проблемы геоэкологии Башкортостана / Материалы 6-й Межрегион. научно-практич. конференции, г. Уфа, март 2006 г. — Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2006. С. 54–57.
60. Шардакова Г. Ю., Шагалов Е. С., СерEDA М. С. Геохимические различия гранитоидов Таганайско-Ирмельского антиклинория (Центрально-Уральская мегазона) // Докл. РАН. 2007. Т. 413. № 4. С. 545–549.
61. Шатагин К. Н., Астраханцев О. В., Дегтярев К. Е., Луцицкая М. В. Неоднородность континентальной коры Восточного Урала: результаты изотопно-геохимического изучения палеозойских гранитоидных комплексов // Геотектоника. 2000. № 5. С. 44–60.
62. Якупов Р. Р., Мавринская Т. М., Абрамова А. Н. Палеонтологическое обоснование схемы стратиграфии палеозоя северной части Зилаирского мегасинклинория. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2002. 158 с.
63. Bogdanova S.V., Bingen B., Gorbatschev R., Kheraskova T.N., Kozlov V.I., Puchkov V.N., Volozh Yu.A. The East European Craton (Baltica) before and during the assembly of Rodinia // Precambrian Research. 2008. Vol. 160. P. 23–45.
64. Glasmacher U.A., Bauer W., Giese U., Reynolds P., Kober B., Puchkov V., Stroink L., Alekseyev A., Willner A.P. The metamorphic complex of Beloretzk, SW Urals, Russia – a terrane with a polyphase Meso- to Neoproterozoic thermodynamic evolution // Precambrian Research. 2001. Vol. 110. P. 185–213.
65. Glasmacher U.A., Reynolds P., Alekseyev A.A., Puchkov V.N., Taylor K., Gorozhanin V., Walter R. <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar Thermochronology west of the Main Uralian fault, Southern Urals, Russia // Geol. Rundschau. 1999. Vol. 87. P. 515–525.
66. Görz I., Bombach K., Kroner U., Ivanov K.S. Protolith and deformation age of the Gneiss-Plate of Kartali in the southern East Uralian Zone // Int. J. of Earth Sci. (Geol. Rundsch). 2004. Vol. 93. No 4. P. 475–486.
67. 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.
68. Kovach V., Degtyarev K., Tretyakov A., Kotov A., Tolmacheva E., Wang K.-L., Chung S.-L., Lee H.-Y., Jahn B.-M. Sources and provenance of the Neoproterozoic placer deposits of the Northern Kazakhstan: implication for continental growth of the western Central Asian Orogenic Belt // Gondwana Research. 2017. Vol. 47. P. 28–43.
69. Kuznetsov N.B., Meert J.G., Romanyuk T.V. Ages of detrital zircons (U/Pb, LA-ICP-MS) from the Latest Neoproterozoic–Middle Cambrian(?) Asha Group and Early Devonian Takaty Formation, the Southwestern Urals: A test of an Australia-Baltica connection within Rodinia // Precambrian Research. 2014. Vol. 244. P. 288–305.
70. Kuznetsov N., Orlov S., Romanyuk T. Composition, structure and age of the Kamsak migmatites, Southern Urals // Mineral. Sp. Papers. 2011. V. 38. P. 56–57.
71. Levashova N.M., Bazhenov M.L., Meert J.G., Kuznetsov N.B., Golovanova I.V., Danukalov K.N., Federova N.M. Baltica in the end-Ediacaran: new paleomagnetic and geochronological data // Precambrian Research. 2013. 236. P. 16–30.
72. Linnemann U., Nance R.D., Kraft P., Zulauf G. The evolution of the Rheic Ocean: from Avalonian-Cadomian active margin to Alleghanian-Variscan collision // Geol. Soc. of America. 2007. Sp. Paper. No 423. P. 1–630.
73. Sindern S., Hetzel R., Schulte B.A., Kramm U., Ronkin Yu.L., Maslov A.V., Lepikhina O.P. Proterozoic magmatic and tectonometamorphic evolution of the Taratash complex, Central Urals, Russia // Int. J. of Earth Sci. 2005. Vol. 94. P. 319–335.
74. Spencer Ch.J., Cawood P.A., Hawkesworth Ch.J., Prave A.R., Roberts N.M.W., Horstwood M.S.A., Whitehouse M.J. Generation and preservation of continental crust in the Grenville Orogeny // Geoscience Frontiers. 2015. Vol. 6. Iss.3. P. 357–372.

Рецензенты: В.Н. Пучков, Т.Н. Хераскова

## Reconstruction of the Vendian–Cambrian Active Continental Margin of the Southern Urals: Results of Studying of Detrital Zircon from the Ordovician Terrigenous Rocks

A.V. Ryazantsev<sup>a,\*</sup>, N.B. Kuznetsov<sup>a,c</sup>, K.E. Degtyarev<sup>a</sup>, T.V. Romanyuk<sup>b,c</sup>,  
T.Yu. Tolmacheva<sup>d</sup>, E.A. Belousova<sup>e</sup>

<sup>a</sup>*Geological Institute, Russian Academy of Sciences, 119017, Moscow, Russia*

<sup>b</sup>*Schmidt Institute of Physics of the Earth, Russian Academy of Sciences, 123995, Moscow, Russia*

<sup>c</sup>*Gubkin Russian State University of Oil And Gas, 119991, Moscow, Russia*

<sup>d</sup>*Karpinsky Russian Geological Research Institute, 199106, Saint- Petersburg, Russia*

<sup>e</sup>*Australian Research Council Centre of Excellence for Core to Crust Fluid Systems (CCGS/GEMOC) Macquarie University, NSW 2109, Sydney, Australia*

\**e-mail: avryazan51@mail.ru*

Received March 25, 2018; Revised March 11, 2019; Accepted March 26, 2019

**Abstract** – Detrital zircons of Ordovician terrigenous sequences are studied in various Southern Uralian tectonic units. The age of detrital zircons of the West Uralian and Transuralian megazones, Taganai–Beloretsk Zone, and Kraka allochthons spans from the Late Archean to the end of the Vendian– beginning of the Cambrian; Early Precambrian and Early–Middle Riphean zircons are the most abundant. Vendian–Cambrian detrital zircons are strongly dominant in the Uraltau Zone, Sakmara allochthons, and East Uralian Megazone; the zircons of other ages are absent or extremely rare. The Vendian–Cambrian detrital zircons of all Southern Urals zones probably derive from volcanic and granitic rocks of the marginal continental belt, which are part of the Uraltau Zone, Sakmara allochthons, and East Uralian Megazone. The Lu–Hf isotopic characteristics of Vendian–Cambrian detrital zircons indicate that their parental rocks formed on a heterogeneous basement that includes blocks of juvenile and ancient continental crust. According to a model of the pre-Ordovician tectonic evolution of the Southern Urals, at the end of the Late Riphean, the passive margin of the East European Platform collided with a block on a heterogeneous basement. The formation of the block terminated with the Grenville Orogeny. After collision, a volcano-plutonic belt originated in the Vendian–Cambrian at the actively evolved margin of the East European Platform.

**Keywords:** detrital zircons, U–Pb dating, Lu–Hf isotopic features, continental margin, suprasubduction volcanic belt, Riphean, Vendian, Ordovician, Southern Urals