УДК 551

# РЕЦИКЛИНГ КЛАСТИКИ И ОБЛОМОЧНОГО ЦИРКОНА ПРИ ФОРМИРОВАНИИ ОСАДОЧНЫХ ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТЕЙ СТРАТОТИПА РИФЕЯ

© 2025 г. А.В. Маслов\*

Геологический институт РАН, Пыжевский пер., 7, стр. 1, Москва, 119017 Россия \*e-mail: amas2004@mail.ru Поступила в редакцию 23.07.2024 г. После доработки 23.09.2024 г. Принята к публикации 15.11.2024 г.

Проанализированы литохимические особенности обломочных пород ряда стратиграфических уровней стратотипа рифея (айская, бакальская, зигальгинская, зильмердакская и укская свиты), а также распределение в песчаниках популяций обломочного циркона. Намечены две основные тенденции в формировании кластики, слагающей стратотипический разрез рифея, - поступление в область осадконакопления материала первого цикла (петрогенного) и рециклированного (переотложенного, литогенного). Высказано предположение, что обломочный циркон, поступавший из протоисточников в песчаники айского уровня, затем, по-видимому, неоднократно подвергался переотложению, так как кристаллы с близкими максимумами на кривой плотности вероятности присутствуют в песчаниках более молодых стратонов типового разреза рифея, вплоть до укской свиты. Наиболее яркое обновление протоисточников обломочного циркона происходило в начале позднего рифея. В аркозовых и субаркозовых песчаниках бирьянской подсвиты зильмердакской свиты присутствует обломочный циркон с теми же возрастами, что и в песчаниках нижнего и среднего рифея, а также циркон новый, характеризующийся палео- и мезопротерозойскими максимумами на кривой плотности вероятности. Небольшая часть такого нового циркона повторяется в оолитовых известняках укской свиты, но некоторое обновление протоисточников фиксируется и здесь. Таким образом, рубеж среднего и позднего рифея ознаменован кардинальной сменой возрастных популяций обломочного циркона, что можно связать, по-видимому, с формированием принципиально новой системы транспортировки кластики в область осадконакопления.

*Ключевые слова:* Южный Урал, рифей, песчаники, глинистые породы, литохимия, обломочный циркон, рециклинг

DOI: 10.31857/S0024497X25020018, EDN: CHXHLX

На примере стратотипа рифея (Башкирский мегантиклинорий, Южный Урал) в 2000–2010 гг. в нашей стране был внедрен в практику исследований осадочных толщ анализ U-Pb изотопных возрастов обломочного циркона и его Lu/Hf систематики [Willner et al., 2003; Кузнецов и др., 2013, 2017; Романюк и др., 2013а, 2013б, 2014; и др.]. В результате представления о составе пород, положении и роли различных питающих провинций в формировании осадочных последовательностей стратотипа рифея были существенно детализированы. По мнению H.Б. Кузнецова, Т.В. Романюк и их соавторов, источниками обломочного циркона, присутствующего в обломочных породах стратотипа рифея, являлись палеопротерозойский Волго-Сарматский ороген и другие подобные структуры Восточно-Европейской платформы, а также Тараташский ороген; определенную роль играл и рециклинг (переотложение) кластики из нижнерифейских толщ. Наиболее вероятным источником циркона с архейским и раннепротерозойским возрастами в оолитовых известняках укской свиты авторы публикации [Зайцева и др., 2022] считают кристаллические породы тараташского комплекса, а для циркона с мезопротерозойскими возрастами в указанной работе впервые предполагается размыв гранитов рапакиви Фенноскандии и пород Свеко-Норвежского орогена.

Однако, несмотря на значительный объем и тщательную проработку фактического материала, с этими представлениями оказались согласны не все. Например, в работе [Краснобаев и др., 2019а] подчеркнуто, что интерпретации источников сноса зачастую ограничиваются формальным сопоставлением вещественно-возрастных характеристик обломочных кристаллов циркона с любыми весьма удаленными модельными объектами. По мнению авторов названной публикации, анализ изотопно-геохронологических датировок, содержания U и Th и сравнение возрастных гистограмм первичного циркона из вулканитов рифея и пород тараташского комплекса с обломочным цирконом из песчаников айской свиты нижнего рифея и ашинской серии венда показывает, что вариации возраста циркона и источников кластики во многом сопоставимы. Это дает основание считать, что они регулируются процессами рециклинга, хотя влияние удаленных источников исключить все же нельзя. Следует отметить, что одним из основных аргументов в пользу рециклинга у авторов являются данные, полученные ими в середине 1960-х гг. т.н. α-методом для крупных навесок циркона, т.е. методически и методологически не сопоставимые с современными.

В какой-то мере своеобразен и подход А.А. Краснобаева с соавторами [20196] к пониманию процессов формирования популяций обломочного циркона. С их точки зрения первичные, часто гетерогенные и дефектные, кристаллы циркона под влиянием механической абразии в основном истираются и исчезают. В результате популяции обломочного циркона имеют ослабленную минералогическую память о первичных источниках, а в предельном случае она может быть полностью потеряна. Это ведет к появлению полихронных сообществ циркона, не имеющих каких-либо признаков принадлежности к конкретным источникам (однако внятных аргументов в пользу и этого тезиса авторы не приводят – А.В. Маслов). Вывод из сказанного еще более парадоксален: "При этом открываются безграничные возможности отрабатывать (опробовать) на них (сообществах полихронных кристаллов — A.B. *Маслов*) различные гипотезы, проводить сопоставления их вещественно-геохимических параметров с любыми модельными объектами. В конечном счете, все вновь установленные насыщенные аналитикой генетические связки обычно заканчиваются обрисовкой какихлибо вероятных "первичных" источников... Эти выводы нередко бывают далеки от реальности" [Краснобаев и др., 2019б, с. 22].

В настоящее время известно менее 10 определений U-Pb изотопного возраста обломочного циркона из песчаников различных свит стратотипа рифея [Маслов, 2021]. Ни для одного литостратиграфического уровня нет развертки таких данных по латерали. Между тем для ряда детально исследованных осадочных бассейнов показано, что, в то время как как осадочные последовательности прослеживаются без заметных изменений на значительные расстояния, популяции обломочного циркона в них меняются весьма быстро (быстрее, чем в современных крупных реках) и существенно. Это может быть следствием постоянного добавления обломочного материала из проксимальных источников [Parker, Winston, 2017]. Было ли так при формировании осадочных толщ рифея Южного Урала при указанной выше скудности данных о популяциях обломочного циркона, установить невозможно. Если к сказанному добавить, что при анализе возрастных ассоциаций обломочного циркона у нас все еще мало обращают внимания на его способность проходить несколько седиментационных циклов, то мы оказываемся перед достаточно серьезной проблемой, которая так или иначе должна учитываться при всех исследованиях такого рода.

## РЕЦИКЛИНГ ОБЛОМОЧНОГО МАТЕРИАЛА И ОБЛОМОЧНОГО ЦИРКОНА (КРАТКИЙ ОБЗОР)

В отечественной литературе проблема рециклинга обломочного материала освещена все еще недостаточно подробно. Поэтому этот обзор почти полностью базируется на работах зарубежных специалистов. В статье, посвященной классификации песчаников, В.Д. Шутов [1967] указал, что формирование кварцевых песчаников (как наиболее вероятного типа песчаников с существенной долей многократно переотложенного материала – A.B. *Маслов*) происходит в основном за счет разрушения осадочных пород преимущественно кварцевого состава, т.е., говоря современным языком, за счет рециклинга. Характеризуя механизмы вызревания песков в условиях пассивного тектонического режима, В.Н. Шванов [1987] отметил, что основными из них являются развитие кор выветривания в питающих провинциях, длительное переотложение обломочного материала перед окончательным захоронением и прохождение кластикой нескольких седиментационных циклов. Наиболее полно последний механизм рассмотрен, по мнению В.Н. Шванова, в работе [Цехомский, Картенс, 1982]. В монографии И.М. Симановича [1978] вопрос о происхождении кварцевых песков и песчаников рассмотрен только в общем виде; отмечено, что окатанность зерен обломочного кварца — важный источник информации о неоднократной переработке/переотложении кластики. В целом же такой процесс может вести к уничтожению зерен с разнообразными структурными дефектами и включениями.

В опубликованном почти 70 лет назад втором издании монографии "Осадочные породы" Ф.Дж. Петтиджон указал, что различие между материалом первого седиментационного цикла и кластикой, прошедшей несколько таких циклов, фундаментально, тогда как между обломками пород магматического и метаморфического генезиса менее существенно [Pettijohn, 1957]. Несколько позднее Х. Блатт [Blatt, 1967] высказал мнение, что оценка соотношения в песчаниках обломочного материала первого цикла и продуктов многократного переотложения (рециклинга) является одной из важнейших проблем осадочной петрологии. В этой же публикации внимание специалистов было привлечено и к проблеме устойчивости различных минералов и фрагментов горных пород при транспортировке, так как уже тогда имелись примеры того, что перенос кластики равнинными реками слабо влияет на минеральный состав песков. Следовательно, 10-20% полевого шпата может указывать не на размыв непосредственно кристаллических пород в первом цикле седиментации, а и на эрозию более древних осадочных пород. По разным оценкам песчаники содержат от 25–30 до 80% полицикличных зерен [Krynine, 1942; Kuenen, 1959], но реальные ситуации могут быть сложнее [Blatt, 1967].

Появление в конце прошлого века такого инструмента исследования осадочных пород, как массовое датирование обломочного циркона, не только привело к экспоненциальному росту публикаций, посвященных корреляции осадочных толщ, расшифровке питающих провинций, палеогеографическим и палеотектоническим реконструкциям и решению многих других задач, но и привлекло внимание специалистов к проблеме рециклинга [Andersen, 2005]. Обусловлено это с тем, что U-Pb изотопные возрасты обломочного циркона несут информацию о питающих провинциях только в том случае, если связь их с протоисточниками не была микширована рециклингом и другими процессами. В публикации [Pell et al., 1997], где был введен термин "протоисточник", он определяется как материнская магматическая порода, в которой изначально кристаллизовался циркон. Это определение может быть расширено за счет метаморфизованных разностей таких пород, но не включает метаосадочные породы. Кроме того, ряд скептиков указывает, что одна из причин, по которой обломочный циркон стал популярным инструментом в исследованиях питающих провинций, заключается, по всей видимости, в том, что зачастую не требуется детальных знаний геологии и геохимии реальных источников кластики, помимо информации о времени их формирования [Andersen et al., 2016].

"Долговечность" циркона в осадочной оболочке априори предполагает, что он может быть многократно заимствован из более древних осадочных/метаосадочных пород [Thomas et al., 2004; Link et al., 2005; Dickinson et al., 2009; Thomas, 2011; Andersen, 2014; Hadlari et al., 2009; Zimmermann et al., 2015; и др.]. Рециклинг обломочного циркона часто приводит к гомогенизации материала из протоисточников, формирование которых разделено длительными интервалами времени, и которые расположены друг от друга на значительных расстояниях. Это в значительной мере препятствует использованию обломочного циркона как индикатора питающих провинций [Andersen et al., 2016, 2022].

Авторами публикации [Dickinson et al., 2009] описан пример статистически неразличимых U-Pb возрастных спектров обломочного циркона из кварцевых песчаников аллювиального генезиса серии Бисби, мел, Аризона, и кварцевых эолианитов серии Сан-Рафаэль, юра, Колорадо, показывающий, что основным источником кластики для бассейна Бисби выступали юрские эолианиты. Это подтверждает тезис о том, что возрастные спектры обломочного циркона могут быть достаточно точно воспроизведены во время переработки отложений, и сказанное необходимо учитывать при интерпретации питающих провинций.

Т. Андерсен [Andersen, 2013], исходя из результатов исследования U-Pb изотопного возраста, изотопного состава Hf и распределения редких и рассеянных элементов в обломочном цирконе мезопротерозойской формации Эриксфьорд, Гренландия, сделал вывод, что рециклинг древних отложений, перенос кластики на большие расстояния и сходство в эволюции различных континентальных блоков делают обломочный циркон ненадежным индикатором питающих провинций. Связано это с рядом проблем, среди которых указаны: 1) возможное отражение молодыми возрастными популяциями циркона постседиментационных процессов, а не процессов в материнских породах/протоисточниках; 2) частое отсутствие видимой связи "источник → осадок", рециклирование обломочного циркона через

несколько промежуточных резервуаров, что, так или иначе, микширует признаки протоисточников; 3) различные протоисточники не обязательно могут иметь достаточно разные характеристики, чтобы конкретный обломочный циркон можно было корректно соотнести с конкретным протоисточником. Варьирующее содержание циркона в одних и тех же материнских породах, гидравлическая сортировка и различный размер его зерен, воздействие выветривания на материнские и промежуточные породы также осложняют реконструкцию питающих провинций [Campbell et al., 2005; Moecher, Samson, 2006; Dickinson, 2008; Andersen, 2013; Garzanti et al., 2013; Roigé et al., 2023]. Таким образом, данные об обломочном цирконе могут быть наиболее полезны только в качестве дополнения к другой информации о вмещающих его породах.

Исследование U-Pb и Lu-Hf изотопных характеристик обломочного циркона из рыхлых кайнозойских отложений Южной Африки позволило установить, что хорошо идентифицируемые локальные источники внесли свой вклад в популяции обломочного циркона, тогда как доминирующие в них компоненты (циркон позднемезопротерозойского и неопротерозойского возрастов) имеют региональное распространение и не могут быть привязаны к конкретным протоисточникам на юге Африки или в ее бывших "соседях по Гондване". Вместо этого наблюдается смешение и рециклирование кластики из комплексов пород фрагментов суперконтинента в раннем фанерозое, накопление их в карбон-триасовом бассейне Кару и других континентальных бассейнах, а затем вовлечение в новые седиментационные циклы. В итоге данные по обломочному циркону, очевидно, говорят много меньше о системе "источник → осадок", чем о более ранних циклах эрозии, переноса и осаждения [Andersen et al., 2015, 2016, 2020; Zieger et al., 2019, 2021; Garzanti et al., 2022].

При анализе и интерпретации данных о возрасте популяций обломочного циркона важно помнить, что если обломочный материал сформирован непосредственно за счет эрозии кристаллических пород, то химический и минеральный состав, а также изотопные характеристики осадка могут быть использованы для идентификации источников кластики и картирования путей ее переноса в конечный водоем стока [Andersen et al., 2020, 2022]. Однако рециклинг более древних отложений является важным источником материала, слагающего пески и песчаники [Potter, Pryor, 1961; Blatt, 1967; Pettijohn et al., 1973; Veizer, Jansen, 1979; Garzanti et al., 2022], поэтому там,

где доля такого материала велика, прямая связь между материнской породой и конечным осадком существенно нарушена. Нет сомнения в том, что это будет, так или иначе, видоизменять минералогические, геохимические и изотопные "сигналы" питающих провинций [Cox et al., 1995; Reinhard et al., 2013; Johnson et al., 2018; Haile et al., 2021].

К сожалению, каких-либо четко сформулированных признаков, более или менее однозначно указывающих на проявление процессов рециклирования обломочного циркона, найти в современной литературе нам не удалось. Поэтому далее мы опираемся на ряд косвенных подходов, в разной степени освещенных в большом числе публикаций [Moecher, Samson, 2006; Dickinson, Gehrels, 2008; Bingen et al., 2011; Meinhold et al., 2011; Hadlari et al., 2015; Capaldi et al., 2017; Schwartz et al., 2019; Pereira, Gama, 2021; Zieger et al., 2021; Dröllner et al., 2022; Liu et al., 2022; Lovell-Kennedy et al., 2023; Pipe, 2023; Li et al., 2024; и др.], и анализируем в том числе и природу материала осадочных пород, вмещающих датированные популяции обломочного циркона. Рабочая гипотеза может быть сформулирована следующим образом: если обломочные породы того или иного стратиграфического уровня сложены материалом, прошедшим более одного седиментационного цикла, то и популяции обломочного циркона в них должны быть, вероятнее всего, преимущественно или в основном рециклированными. Проверку ее мы выполним на примере стратотипа рифея, для отдельных стратонов которого имеются данные о U-Pb изотопном возрасте обломочного циркона и валовом химическом составе песчаников и тонкозернистых обломочных пород (глинистых сланцев, аргиллитов и мелкозернистых алевролитов).

### ОБЪЕКТ ИССЛЕДОВАНИЯ

Стратотипический разрез рифея Южного Урала объединяет интра- и перикратонные (?) терригенные и карбонатно-терригенные последовательности бурзянской, юрматинской и каратауской серий [Стратотип..., 1983; Маслов и др., 2001] (рис. 1). Накопление отложений происходило в прибрежно-континентальных, прибрежно- и мелководноморских обстановках. Характеристика типового разреза рифея приводилась в литературе неоднократно, поэтому ниже мы ограничимся предельно краткими сведениями на этот счет, приведенными ранее в публикации [Маслов, 2021].

Бурзянская серия объединяет айскую, саткинскую и бакальскую свиты. Айская свита,



**Рис. 1.** Стратотипический разрез рифея и положение стратиграфических уровней, для которых датирован обломочный циркон (звездочки).

Свиты: 1 – большеинзерская; 2 – суранская; 3 – юшинская; 4 – машакская.

МСШ – международная хроностратиграфическая шкала [International ..., 2023], ОСШ – Общая стратиграфическая шкала [Общая ..., 2024].

Возраст нижней границы рифея показан в соответствии с представлениями авторов работ [Краснобаев и др., 20136; Семихатов и др., 2015].

Серый фон – перерывы без указания длительности.

включающая разнообразные обломочные породы и вулканиты, залегает с размывом и угловым несогласием на метаморфических породах архея—нижнего протерозоя (тараташский комплекс). Метабазальты в ее нижней части содержат циркон с возрастом  $1752 \pm 11$  млн лет [Краснобаев и др., 20136]. Саткинская свита сложена в основном доломитами и известняками; время раннего диагенеза последних  $1550 \pm 30$  млн лет [Кузнецов и др., 2003]. Бакальская свита представлена внизу глинистыми сланцами с прослоями доломитов и алевролитов, а вверху — несколькими терригенными и карбонатными пачками. Возраст раннего диагенеза

известняков свиты —  $1430 \pm 30$  млн лет [Кузнецов и др., 2008]. В осевой/центральной части мегантиклинория с айской, саткинской и бакальской свитыми сопоставляются соответственно большеинзерская (песчаники, глинистые породы, доломиты и известняки), суранская (доломиты, известняки, низкоуглеродистые глинистые сланцы, алевролиты) и юшинская (глинистые породы, алевролиты, песчаники) свиты [Стратотип..., 1983].

На породах бакальской свиты на северо-востоке Башкирского мегантиклинория с перерывом и угловым несогласием залегают кварцитовидные песчаники зигальгинской свиты юрматинской серии. В осевой части мегантиклинория ниже них присутствует машакская свита. Она с угловым несогласием залегает на юшинской свите нижнего рифея и представлена в основном терригенными породами (песчаниками, алевролитами и конгломератами), метабазальтами и метариолитами. Циркон метариолитов имеет U-Pb возраст 1383 ± 3, 1386 ± 5 и 1386 ± 6 млн лет [Краснобаев и др., 2013а]. Зигальгинские песчаники согласно перекрыты глинистыми сланцами, алевролитами и песчаниками зигазино-комаровской свиты. U-Pb (Pb-Pb) изотопный возраст раннедиагенетических фосфоритовых конкреций из ее основания составляет 1330 ± 20 млн лет [Овчинникова и др., 2013]. Завершает разрез серии авзянская свита, включающая несколько карбонатных и алюмосиликокластических толщ. По хемостратиграфическим данным [Bartley et al., 2007], формирование их происходило не позднее  $\sim$ 1270 млн лет назад.

Каратауская серия в стратотипической местности включает зильмердакскую, катавскую, инзерскую, миньярскую и укскую свиты. Первая объединяет аркозовые песчаники с прослоями гравелитов, конгломератов и алевролитов (бирьянская подсвита), пачки переслаивания песчаников, алевролитов и глинистых сланцев (нугушская и бедерышинская подсвиты), а также толщу кварцевых песчаников (лемезинская подсвита). Катавская свита сложена глинистыми известняками и мергелями. Данных об их возрасте нет. Инзерская свита представлена пачками глауконито-кварцевых песчаников, алевролитов и аргиллитов, в нижней ее части в некоторых разрезах есть толща сероцветных известняков (т.н. подинзерские слои), фациально замещающаяся толщей мелкозернистых красно- и пестроцветных песчаников [Маслов, 1988]. Rb-Sr изотопный возраст раннедиагенетического иллита из аргиллитов инзерской свиты составляет 805-835 млн лет [Горохов и др., 2019]. Ранний диагенез в известняках

подинзерских слоев происходил  $844 \pm 24$  млн лет назад [Kuznetsov et al., 2017]. Миньярская свита сложена в основном доломитами, Pb-Pb изотопный возраст которых равен  $820 \pm 77$  млн лет [Kuznetsov et al., 2017]. Укская свита в нижней части представлена аргиллитами, песчаниками и алевролитами с прослоями карбонатных пород, а в верхней — преимущественно известняками. Изохронный K-Ar и Rb-Sr возраст глауконита из песчаников укской свиты соответственно 669 ± 16 и 664 ± 11 млн лет [Зайцева и др., 2008]. Глауконит из песчаников вышележащей бакеевской свиты, залегающей на укской свите с небольшим перерывом, имеет Rb-Sr возраст 642 ± 11 млн лет [Зайцева и др., 2019].

## ФАКТИЧЕСКИЙ МАТЕРИАЛ

## Литохимические особенности обломочных пород стратиграфических уровней, охарактеризованных датировками обломочного циркона

Имеющаяся в нашем распоряжении аналитическая база несколько различна: для каких-то уровней стратотипа есть сведения о содержании основных породообразующих оксидов только в песчаниках (например, зигальгинская свита), для других такая информация есть и для песчаников, и для ассоциирующих с ними глинистых пород (айская свита, бирьянская и лемезинская подсвиты зильмердакской свиты). Данных по валовому химическому составу глинистых пород укской свиты для корректного анализа у нас недостаточно, а для песчаников их нет совсем.

Среднее содержание SiO<sub>2</sub> для всей выборки песчаников айской, зигальгинской и зильмердакской свит (n = 107) равно 91.09 ± 9.33 мас. %. Содержание TiO<sub>2</sub> варьирует в ней от 0.02 до 0.82 мас. %. Величина Al<sub>2</sub>O<sub>3среднее</sub> составляет 3.70 ± 4.04 мас. %. Среднее содержание трех- и двухвалентного железа весьма невелико (0.77 ± 0.94 и 0.44 ± 0.49 мас. %). Максимальное содержание MnO равно 0.12, а минимальное – меньше 0.01 мас. %. Содержание оксидов магния и кальция в песчаниках рифея заметно варьирует (0.34 ± 0.47 и 0.42 ± 0.79 мас. %), но в целом невелико. Также весьма заметно различается в песчаниках различных стратиграфических

**Таблица 1.** Среднее, минимальное и максимальное содержание основных породообразующих оксидов в песчаниках различных стратиграфических уровней стратотипа рифея

Компонент,	Свита, подсвита				
мас. %	айская	зигальгинская	бирьянская	лемезинская	
SiO <sub>2</sub>	$\frac{71.66 \pm 4.10}{67.30 - 80.90}$	$\frac{97.40 \pm 0.70}{96.10 - 98.58}$	$\frac{90.59 \pm 7.39}{71.01 - 96.71}$	$\frac{96.56 \pm 1.29}{92.60 - 98.34}$	
TiO <sub>2</sub>	$\frac{0.49 \pm 0.18}{0.27 - 0.82}$	$\frac{0.13 \pm 0.14}{0.02 - 0.45}$	$\frac{0.16 \pm 0.16}{0.04 - 0.63}$	$\frac{0.05 \pm 0.02}{0.02 - 0.13}$	
$Al_2O_3$	$\frac{11.73 \pm 1.72}{8.60 - 15.07}$	$\frac{0.59 \pm 0.31}{0.10 - 1.28}$	$\frac{4.18 \pm 3.35}{1.63 - 13.82}$	$\frac{1.28 \pm 0.47}{0.40 - 2.79}$	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	$\frac{1.16 \pm 0.98}{0.03 - 4.00}$	$\frac{0.12 \pm 0.11}{0.001 - 0.32}$	$\frac{1.10 \pm 1.19}{0.20 - 4.15}$	$\frac{0.46 \pm 0.21}{0.15 - 1.10}$	
FeO	$\frac{1.27 \pm 0.78}{0.28 - 2.74}$	$\frac{0.59 \pm 0.20}{0.20 - 0.94}$	$\frac{0.25 \pm 0.25}{0.10 - 1.11}$	$\frac{0.31 \pm 0.34}{0.10 - 1.67}$	
MnO	$\frac{0.03 \pm 0.02}{0.01 - 0.09}$	$\frac{0.01 \pm 0.01}{0.001 - 0.02}$	$\frac{0.02 \pm 0.02}{0.001 - 0.12}$	$\frac{0.01 \pm 0.01}{0.01 - 0.04}$	
MgO	$\frac{1.32 \pm 0.68}{0.20 - 2.20}$	$\frac{0.23 \pm 0.24}{0.001 - 0.76}$	$\frac{0.22 \pm 0.22}{0.07 - 1.21}$	$\frac{0.17 \pm 0.13}{0.001 - 0.65}$	
CaO	$\frac{1.82 \pm 1.57}{0.27 - 4.77}$	$\frac{0.16 \pm 0.10}{0.001 - 0.41}$	$\frac{0.26 \pm 0.40}{0.001 - 2.16}$	$\frac{0.22 \pm 0.13}{0.07 - 0.64}$	
Na <sub>2</sub> O	$\frac{1.83 \pm 0.59}{0.31 - 2.89}$	$\frac{0.08 \pm 0.05}{0.02 - 0.18}$	$\frac{0.07 \pm 0.06}{0.01 - 0.30}$	$\frac{0.09 \pm 0.13}{0.01 - 0.65}$	
K <sub>2</sub> O	$\frac{5.87 \pm 0.66}{4.80 - 6.84}$	$\frac{0.19 \pm 0.12}{0.001 - 0.52}$	$\frac{1.90 \pm 1.89}{0.20 - 7.50}$	$\frac{0.35 \pm 0.21}{0.14 - 1.06}$	
$P_2O_5$	$\frac{0.16 \pm 0.05}{0.08 - 0.26}$	$\frac{0.03 \pm 0.05}{0.001 - 0.21}$	$\frac{0.08 \pm 0.03}{0.03 - 0.20}$	$\frac{0.02 \pm 0.01}{0.001 - 0.07}$	
n	11	15	48	33	

Примечание. Здесь и в табл. 2 в числителе — среднее арифметическое и стандартное отклонение ( $\pm 1\sigma$ ), в знаменателе — минимальное и максимальное содержание; *n* — число проанализированных образцов.



**Рис. 2.** Положение фигуративных точек песчаников и глинистых пород стратотипа рифея на классификационных диаграммах  $\log(SiO_2/Al_2O_3) - \log(Na_2O/K_2O)$  (а) и НКМ $-\Phi$ М (б).

Свиты и подсвиты: 1 – айская; 2 – бакальская; 3 – зигальгинская; 4 – бирьянская; 5 – лемезинская.

(б) — поля состава глинистых пород: I — преимущественно каолинитовые, II — преимущественно смектитовые с примесью каолинита и иллита, III — преимущественно хлоритовые с примесью Fe-иллита, IV — хлорит-иллитовые, V — хлорит-смектит-иллитовые, VI — иллитовые со значительной примесью тонкорастертых полевых шпатов.

уровней содержание  $Na_2O$  и  $K_2O - 0.29 \pm 0.61$ и 1.66 ± 2.15 мас. %. Среднее, минимальное и максимальное содержание перечисленных оксидов и  $P_2O_5$  в песчаниках айской, зигальгинской и зильмердакской свит приведены в табл. 1.

На классификационной диаграмме log(SiO<sub>2</sub>/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>)–log(Na<sub>2</sub>O/K<sub>2</sub>O) [Pettijohn et al., 1973] точки состава песчаников айской свиты сосредоточены в поле аркозов, точки песчаников зигальгинской свиты и лемезинской подсвиты зильмердакской свиты локализованы в основном в поле кварцевых песчаников, а фигуративные точки песчаников бирьянской подсвиты при-сутствуют как в поле аркозов, так и субаркозов (рис. 2а).

Среднее содержание SiO<sub>2</sub> для выборки алеврито-глинистых пород айской, бакальской и зильмердакской свит (n = 88) равно 61.69 ± 4.78 мас. % (минимум – 49.97, максимум – 75.80 мас. %). Содержание TiO<sub>2</sub> варьирует от 0.29 до 1.03 мас. %. Величина Al<sub>2</sub>O<sub>3среднее</sub> равна 17.82 ± 2.88 мас. %. Оба параметра, SiO<sub>2среднее</sub> и Al<sub>2</sub>O<sub>3среднее</sub>, соответствуют их значениям для типичных глинистых пород [Юдович, Кетрис, 2000]. Среднее содержание Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и FeO составляет соответственно  $3.02 \pm 1.83$  и  $3.52 \pm 2.50$  мас. %. Максимальное содержание FeO достигает 10.41 мас. %. Содержание МgO и CaO варьирует от 0.20 до 4.20 и от 0.07 до 4.24 мас. %. Среднее содержание Na<sub>2</sub>O заметно меньше, чем  $K_2O - 0.75 \pm 0.77$  и  $5.13 \pm 1.70$  мас. %. Величина  $P_2O_{5среднее}$  равна  $0.14 \pm 0.08$  мас. %. Среднее, минимальное и максимальное содержание основных породообразующих оксидов в алеврито-глинистых породах айской, бакальской и зильмердакской свит приведены в табл. 2.

На классификационной диаграмме (Na<sub>2</sub>O + + K<sub>2</sub>O)/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>--(Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> + FeO + MgO)/SiO<sub>2</sub> (диаграмма HKM- $-\Phi$ M<sup>1</sup> [Юдович, Кетрис, 2000]) фигуративные точки тонкозернистых обломочных пород айской свиты и бирьянской подсвиты зильмердакской свиты расположены в основном в полях V (хлорит-смектит-иллитовые глины) и VI (иллитовые глины со значительной примесью тонкорастертых полевых шпатов) (см. рис. 26). Точки состава глинистых сланцев бакальской свиты сконцентрированы преимущественно в полях I (преимущественно каолинитовые глины) и V, а алеврито-глинистых пород лемезинской подсвиты зильмердакской свиты – в поле VI.

Величина индекса химического изменения ICV =  $(Fe_2O_3^* + K_2O + Na_2O + CaO + MgO + TiO_2)/Al_2O_3$  [Cox et al., 1995] в индивидуальных образцах тонкозернистых обломочных пород айской свиты варьирует от 0.73 до 1.30

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> В данной работе используются основные петрохимические модули, характеристику которых можно найти в монографии [Юдович, Кетрис, 2000]: общей щелочности, HKM =  $(Na_2O + K_2O)/Al_2O_3$ ; фемический,  $\Phi M = (Fe_2O_3 + FeO + MgO)/SiO_2$ ; титановый, TM =  $TiO_2/Al_2O_3$ ; железный,  $XM = (Fe_2O_3 + FeO + MnO)/(TiO_2 + Al_2O_3)$ ; гидролизатный,  $\Gamma M = (Al_2O_3 + TiO_2 + Fe_2O_3 + FeO + MnO)/SiO_2$ ).

#### МАСЛОВ

Компонент,	Свита, подсвита				
мас. %	айская	бакальская	бирьянская	лемезинская	
SiO <sub>2</sub>	$\frac{65.61 \pm 3.01}{60.50 - 70.00}$	$\frac{59.72 \pm 3.36}{49.97 - 66.09}$	$\frac{62.93 \pm 6.30}{51.63 - 75.80}$	$\frac{61.24 \pm 2.37}{58.00 - 63.80}$	
TiO <sub>2</sub>	$\frac{0.71 \pm 0.12}{0.38 - 0.90}$	$\frac{0.80 \pm 0.09}{0.47 - 1.03}$	$\frac{0.60 \pm 0.14}{0.29 - 0.90}$	$\frac{0.80 \pm 0.07}{0.68 - 0.88}$	
$Al_2O_3$	$\frac{15.52 \pm 1.13}{13.44 - 17.00}$	$\frac{19.38 \pm 1.52}{12.80 - 21.77}$	$\frac{16.87 \pm 4.00}{11.03 - 26.34}$	$\frac{15.61 \pm 1.09}{14.48 - 17.20}$	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	$\frac{1.91 \pm 1.15}{0.30 - 4.90}$	$\frac{2.08 \pm 0.96}{0.68 - 3.95}$	$\frac{5.40 \pm 1.22}{2.34 - 7.20}$	$\frac{3.28 \pm 1.21}{2.00 - 5.25}$	
FeO	$\frac{2.76 \pm 0.79}{1.29 - 4.18}$	$\frac{5.45 \pm 1.93}{2.00 - 10.41}$	$\frac{0.72 \pm 0.33}{0.14 - 1.29}$	$\frac{2.26 \pm 1.08}{0.86 - 3.52}$	
MnO	$\frac{0.03 \pm 0.01}{0.01 - 0.05}$	$\frac{0.06 \pm 0.04}{0.01 - 0.18}$	$\frac{0.05 \pm 0.06}{0.01 - 0.29}$	$\frac{0.12 \pm 0.02}{0.10 - 0.15}$	
MgO	$\frac{1.73 \pm 0.96}{0.20 - 3.00}$	$\frac{1.66 \pm 0.43}{0.90 - 2.92}$	$\frac{2.11 \pm 0.83}{0.26 - 3.87}$	$\frac{3.46 \pm 0.72}{2.47 - 4.20}$	
CaO	$\frac{1.04 \pm 1.07}{0.27 - 4.24}$	$\frac{0.41 \pm 0.62}{0.07 - 4.04}$	$\frac{0.48 \pm 0.53}{0.07 - 2.24}$	$\frac{1.40 \pm 1.01}{0.54 - 3.15}$	
Na <sub>2</sub> O	$\frac{1.89 \pm 0.59}{0.47 - 2.67}$	$\frac{0.62 \pm 0.44}{0.10 - 2.16}$	$\frac{0.12 \pm 0.09}{0.05 - 0.51}$	$\frac{1.44 \pm 1.22}{0.10 - 3.36}$	
K <sub>2</sub> O	$\frac{4.70 \pm 1.56}{2.71 - 8.85}$	$\frac{4.23 \pm 1.03}{2.13 - 6.04}$	$\frac{6.88 \pm 1.43}{2.74 - 9.43}$	$\frac{5.96 \pm 1.35}{4.59 - 8.00}$	
$P_2O_5$	$\frac{0.17 \pm 0.05}{0.12 - 0.30}$	$\frac{0.09 \pm 0.05}{0.04 - 0.30}$	$\frac{0.18 \pm 0.08}{0.03 - 0.38}$	$\frac{0.25 \pm 0.10}{0.14 - 0.40}$	
n	15	44	24	5	

**Таблица 2.** Среднее, минимальное и максимальное содержание основных породообразующих оксидов в глинистых породах различных стратиграфических уровней стратотипа рифея

(Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>\* – суммарное железо в виде Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>). Примерно так же ведут себя значения ICV для глинистых пород бакальской свиты и бирьянской подсвиты зильмердакской свиты (соответственно 0.57...1.42 и 0.68...1.47). Средние величины ICV для указанных трех стратиграфических уровней стратотипа рифея равны 0.97  $\pm$  0.16, 0.83  $\pm$  0.16 и 1.01  $\pm$  0.29. Это показывает, что в их составе наряду с глинистыми компонентами присутствует и определенная доля неглинистых минералов. Тонкозернистые обломочные породы лемезинской подсвиты характеризуются более высокой долей таких компонентов: значения ICV в них варьируют от 0.99 до 1.39 (рис. 3а).

## Возраст популяций обломочного циркона в обломочных породах стратотипа рифея

Ниже мы оперируем только U-Pb изотопными возрастами обломочного циркона, так как информация об изотопном составе Hf и содержании редких и рассеянных элементов в цирконе имеется не для всех рассматриваемых в статье стратиграфических уровней. Мы также не преследуем цели верифицировать те или иные представления о конкретных источниках обломочного циркона. Поскольку Тараташский выступ считается фрагментом цоколя Восточно-Европейской платформы, то можно думать, что и там и там проявились достаточно сходные по своему характеру и времени процессы.

Циркон из обломочных пород айской свиты выделен и датирован для двух ее стратиграфических уровней - навышского и чудинского (соответственно первая и третья снизу подсвиты в классической схеме М.И. Гараня [1969]). В песчаниках навышской подсвиты обломочный циркон (89 конкордантных датировок) образует на кривой относительной плотности вероятности максимумы (здесь и далее, за исключением бакальской свиты, максимумы рассчитаны для 3 и более зерен) ~2064, ~2478, 2737 и 2938 млн лет [Кузнецов и др., 2013]. Обломочный циркон, выделенный из пород чудинской подсвиты (60 конкордантных датировок), характеризуется хорошо выраженным максимумом 2055 млн лет [Романюк и др., 2018а]. Обломочный циркон из песчаного матрикса конгломератов (19 конкордантных анализов) и кварцевых песчаников (55 датировок) айской свиты в бассейне р. Ушат обладает только



**Рис. 3.** Значения ICV (а) и K<sub>2</sub>O/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (б) в тонкозернистых обломочных породах айской, бакальской и зильмердакской свит.

1 – индивидуальные образцы; 2 – усредненные значения; 3 – стандартное отклонение ( $\pm 1\sigma$ ). Свиты, подсвиты: RF<sub>1</sub>ai – айская; RF<sub>1</sub>bk – бакальская; RF<sub>3</sub>zl<sub>1</sub> – бирьянская; RF<sub>3</sub>zl<sub>3</sub> – лемезинская.

одним достоверным пиком — 2129 млн лет [Романюк и др., 20186]. Таким образом, в целом для обломочного циркона из песчаников и конгломератов всей айской свиты характерны следующие максимумы возрастов на кривой относительной вероятности — 2055, 2063, 2070, 2129, 2476, 2705, 2760 и 2942 млн лет. Источниками обломочного циркона являлись, по всей видимости, породы Волго-Сарматского и более удаленных орогенов палеопротерозоя, реликты которых известны на Восточно-Европейской платформе [Романюк и др., 2014].

Обломочный циркон из бакальской свиты (60 конкордантных датировок) имеет на кривой относительной плотности вероятности максимумы 1923, 2038 (преобладающая популяция), 2547 и 2744 млн лет [Романюк и др., 2016]. Материнскими для него породами могли выступать диориты и граниты Волго-Сарматского орогена при подчиненной роли карбонатитов и лейкогранитов.

Обломочный циркон (65 конкордантных датировок), выделенный из песчаников зигальгинской свиты, обладает максимумами на кривой плотности вероятности 1787, 2002, 2128, 2477, 2734 и 2936 млн лет [Кузнецов и др., 2017]. Совпадение наиболее древних возрастных максимумов циркона в нижне- и среднерифейских песчаниках Башкирского мегантиклинория дало основание авторам указанной работы сделать вывод, что циркон архейского возраста в породах зигальгинской свиты, скорее всего, рециклирован из отложений нижнего рифея, а не является результатом размыва непосредственно архейских комплексов. В пользу сказанного свидетельствует и то, что в Бакало-Саткинском районе Башкирского мегантиклинория зигальгинская свита залегает с размывом амплитудой до 800 м на породах бакальской свиты [Сергеев, 1963 и др.]; последние как раз и могли быть промежуточным резервуаром обломочного циркона, рециклированного затем в зигальгинские песчаники. Источниками циркона с палеопротерозойскими возрастами выступали, по мнению авторов работы [Кузнецов и др., 2017], по всей видимости, Волго-Сарматский (удаленный источник) и Тараташский (локальный/уральский источник) орогены.

На кривой плотности вероятности обломочный циркон из песчаников бирьянской подсвиты зильмердакской свиты (103 конкордантных датировки) демонстрирует максимумы 1054, 1170, 1237, 1252, 1338, 1388, 1474, 1502, 1538, 1589, 1654, 1741, 1787, 1834, 1987, 2038, 2090 и 2814 млн лет [Маслов и др., 2018]. Это первый уровень в стратотипе рифея, в породах которого появляется обломочный циркон с мезопротерозойскими возрастами.

Обломочный циркон из песчаников лемезинской подсвиты зильмердакской свиты (66 конкордантных датировок) характеризуется максимумами на кривой плотности вероятности 1850, 2036 и 2714 млн лет [Романюк и др., 2013а, 20136]. Источниками циркона с указанными возрастами Т.В. Романюк с соавторами считают кристаллические комплексы фундамента Волго-Уральской области Восточно-Европейской платформы, среди которых преобладали породы, состав которых был близок к составу тоналитов, гранодиоритов и сиенитов. Качественное и количественное сравнение возрастов обломочного циркона в песчаниках айской свиты и лемезинской подсвиты

показало отсутствие статистически значимого сходства; это предполагает, что вклад питающих провинций в формирование осадочных толщ рифея претерпевал изменения во времени [Романюк и др., 20136].

По данным Т.С. Зайцевой с соавторами [2022], на кривой относительной вероятности возрастов обломочного циркона, выделенного из оолитовых известняков нижней подсвиты укской свиты (общее число конкордантных датировок – 96), присутствуют максимумы ~1.14, 1.37, 1.50, 1.78, 1.83, 1.88, 1.92, 2.01, 2.41, 2.70 и 2.74 млрд лет. Наиболее вероятным источником циркона с архейскими и раннепротерозойскими возрастами авторы указанной работы рассматривают кристаллические породы тараташского комплекса фундамента Восточно-Европейской платформы. Источниками циркона с возрастом 1.62–1.13 млрд лет в пределах Балтики авторы предполагают граниты рапакиви Фенноскандии и породы Свеко-Норвежского орогена, либо неизвестный континентальный блок, аккретированный к Балтике во время гренвильской орогении [Kuznetsov et al., 2014].

### ОБСУЖДЕНИЕ ФАКТИЧЕСКОГО МАТЕРИАЛА

В область седиментации поступают как продукты размыва кристаллических (магматических и метаморфических) пород – это т.н. "first cycle" материал/петрогенная кластика, так и продукты размыва пород осадочных/метаосадочных, представляющие рециклированный/литогенный материал [Veizer, 1984; Taylor, McLennan, 1985; Veizer, Jansen, 1985; Cox, Lowe, 1995; Cox et al., 1995; Юдович, Кетрис, 2000; Geochemistry..., 2003]. Длительное переотложение приводит к обогащению осадков химически и механически наиболее зрелыми компонентами (кварц, иллит, циркон и др.). Петрогенные обломочные породы часто также содержат существенное количество кварца, но наряду с ним в их составе в значительном количестве присутствуют полевые шпаты [Маслов и др., 2016 и ссылки там].

Разграничение "литогенных" и "петрогенных" пород традиционными петрографическими методами считается довольно непростой задачей, хотя, как будто бы очевидно, что кварцевые и полевошпатово-кварцевые песчаники, обладающие высокой структурной зрелостью [Pettijohn et al., 1973; Шванов, 1987; и др.] являются породами, скорее всего, "литогенными". В случаях же присутствия в разрезах других типов песчаников (граувакки, аркозы, литарениты и т.п.), а также глинистых пород, для расшифровки природы слагающей их кластики необходимо привлечение литогеохимических подходов.

Так, например, по представлениям Р. Кокса с соавторами [Сох, Lowe, 1995; Сох et al., 1995], тонкозернистые обломочные/глинистые породы, сложенные многократно переотложенным материалом, характеризуются значениями  $K_2O/Al_2O_3 < 0.3$ . Напротив, в "петрогенных" глинах  $K_2O$  содержится преимущественно в тонкорастертых полевых шпатах и благодаря этому величина  $K_2O/Al_2O_3$  в них > 0.4. Однако следует помнить, что это же свойственно и глинистым породам областей аридного климата [Дриц, Коссовская, 1991; Юдович, Кетрис, 2000].

В индивидуальных образцах тонкозернистых обломочных пород айского стратиграфического уровня значения  $K_2O/Al_2O_3$  варьируют от 0.18 до 0.56; средняя величина данного параметра равна 0.30 ± 0.09. Глинистые сланцы бакальской свиты характеризуются средним значением  $K_2O/Al_2O_3 0.22 \pm 0.05$ . Минимальная величина K<sub>2</sub>O/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> в породах этого стратиграфического уровня составляет 0.11, максимальная – 0.29. В тонкозернистых обломочных породах бирьянской подсвиты зильмердакской свиты величина  $K_2O/Al_2O_{3cded,Hee}$  составляет 0.41 ± 0.08, а индивидуальные образцы показывают разброс значений данного параметра от 0.23 до 0.54. Наконец, алеврито-глинистые породы лемезинской подсвиты той же свиты характеризуются величиной  $K_2O/Al_2O_{3cpedhee}$ , равной 0.38  $\pm$  0.10 (минимальное значение – 0.31, максимальное – 0.55) (см. рис. 3б). Таким образом, исходя из сформулированного в публикациях [Cox, Lowe, 1995; Cox et al., 1995] критерия, глинистые сланцы бакальской свиты сложены преимущественно литогенным материалом, глинистые сланцы айской свиты содержат некоторую долю петрогенного (?) материала, а в тонкозернистых обломочных породах бирьянской подсвиты зильмердакской свиты последний преобладает. Природа тонкой алюмосиликокластики лемезинского стратиграфического уровня, значения K<sub>2</sub>O/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> которой находятся между 0.31 и 0.55, уверенной интерпретации не поддается.

Я.Э. Юдовичем и М.П. Кетрис [2000, 2011] было показано, что в "петрогенных" породах (как песчаных, так и глинистых), как правило, сохраняются существовавшие в исходных магматических породах корреляционные связи между основными петрогенными оксидами и петрохимическими модулями. Например, между ТМ и ЖМ наблюдается положительная корреляция, а между НКМ и ГМ – отрицательная. В породах, прошедших более одного седиментационного цикла, эти связи пропадают. Ниже при определении статистической значимости корреляционной связи использованы критические значения коэффициентов корреляции  $r_{xy}$  для 5%-го уровня значимости и числа степеней свободы f = n - 2[Соловов, Матвеев, 1985].

Песчаники айской свиты (число проб в выборке n = 13) характеризуются статистически значимой положительной корреляцией между титановым и железным модулями (r = 0.712) и статистически значимой отрицательной связью между НКМ и ГМ (r = -0.707) (рис. 4a, 4б). В песчаниках зигальгинской свиты (n = 15) статистически незначимая положительная корреляция между ТМ и ЖМ статистически незначимая (r = 0.179), и также незначимая отрицательная корреляция между модулями общей щелочности и гидролизатным (r = -0.476) (см. рис. 4в, 4г). Песчаникам бирьянской



**Рис. 4.** Соотношение ТМ и ЖМ (а, в, д, ж), НКМ и ГМ (б, г, е, з) в песчаниках айской, зигальгинской и зильмердакской свит. Свита, подсвита: а, б – айская, в, г – зигальгинская, д, е – бирьянская, ж, з – лемезинская.

Свита, подсвита: a, o – аиская, в, г – зигальгинская, д, е – оирьянская, ж, з – лемезинская Условные обозначения см. рис. 2.

подсвиты зильмердакской свиты (n = 46) свойственна статистически незначимая положительная корреляция между обеими парами модулей ( $r_{\text{TM}-\text{ЖM}} = 0.219$ ,  $r_{\text{HKM}-\text{ГM}} = 0.264$ ) (см. рис. 4д, 4е). В песчаниках лемезинской подсвиты зильмердакской свиты корреляция между ТМ и ЖМ практически отсутствует (r = 0.097), а между модулями НКМ и ГМ – статистически значимая положительная (r = 0.372) (см. рис. 4ж, 4з). С учетом предложенных в монографии [Юдович, Кетрис, 2000] критериев, из приведенных данных можно сделать вывод о том, что песчаники айской свиты сложены преимущественно петрогенным материалом, тогда как в песчаниках трех других стратиграфических уровней стратотипа рифея преобладает литогенная/неоднократно рециклированная кластика.

Глинистые сланцы айской свиты (n = 15) показывают статистически незначимую положительную корреляцию ТМ и ЖМ (r = 0.266), а также НКМ и ГМ (r = 0.225) (рис. 5а, 5б). Глинистые сланцы бакальской свиты (n = 44) характеризуются отсутствием корреляции между ТМ и ЖМ (r = -0.006), а между НКМ и ГМ для их выборки



**Рис. 5.** Соотношение ТМ и ЖМ (а, в, д, ж), НКМ и ГМ (б, г, е, з) в глинистых породах айской, бакальской и зильмердакской свит. Свита, подсвита: а, б – айская, в, г – бакальская, д, е – бирьянская, ж, з – лемезинская.

Условные обозначения см. рис. 2.

наблюдается статистически незначимая положительная корреляция (r = 0.169) (см. рис. 5в, 5г). Тонкозернистые обломочные породы бирьянской подсвиты зильмердакской свиты (n = 24) демонстрируют статистически незначимые положительную корреляцию между ТМ и ЖМ и отрицательную корреляцию между НКМ и ГМ (r = -0.307) (см. рис. 5д, 5е). Статистически незначимые связи между теми же парами модулей характерны и для тонкозернистых обломочных пород (n = 5) лемезинской подсвиты зильмердакской свиты (см. рис. 5ж, 53). Все сказанное позволяет, на основе представлений Я.Э. Юдовича и М.П. Кетрис [2000], считать, что в составе глинистых пород всех рассмотренных выше стратиграфических уровней стратотипа рифея преобладает литогенный материал.

Ранее нами [Маслов и др., 2005] было показано, что после исключения из рассмотрения стратонов с преимущественно карбонатными породами, доля пород с преобладанием петрогенных компонентов как в раннем, так и в среднем и позднем рифее составляет немногим больше 50% суммарной мощности отложений. Таким образом, при формировании осадочных последовательностей бурзяния, юрматиния и каратавия, объем петрогенного материала, образованного за счет размыва архейско-раннепротерозойских кристаллических комплексов цоколя Восточно-Европейской платформы, был примерно постоянным. Положение стратиграфических уровней с преобладанием в породах петрогенной кластики в разрезах осадочных серий рифея Южного Урала несколько различно. В раннем и среднем рифее такие породы тяготеют к началу крупных седиментационных циклов, тогда как в позднем рифее они появляются только после того, как был сформирован мощный комплекс аркозов и субаркозов бирьянской подсвиты зильмердакской свиты.

Представленные выше данные показывают, что тонкозернистые обломочные породы айской и бакальской свит, а также бирьянской и лемезинской подвит зильмердакской свиты сложены в основном рециклированным/литогенным материалом. Это же свойственно песчаникам зигальгинской и зильмердакской свит, а также, вероятно, и песчаникам бакальской свиты, как можно заключить на основе данных о литохимических особенностях ассоциирующих с ними глинистых пород. Только песчаники айской свиты являются, по литохимическим критериям, породами первого седиментационного цикла. Скорее всего, они накопились в результате поступлению материала преимущественно из локальных источников, продукты эрозии и размыва которых транспортировались в область седиментации короткими водотоками. Глинистые породы айской свиты сложены тонкой алюмосиликокластикой, поступавшей в конечный водоем стока со значительно больших по площади водосборов, чем те, что продуцировали песчаный материал. Это достаточно типичная и многократно описанная в литературе ситуация [Cullers, 1995, 2000, 2002; и др.]. Таким образом, можно думать, что песчаники айской свиты в основном содержат обломочный циркон, возраст которого отражает возраст протоисточников, хотя, конечно, в них может присутствовать и рециклированный материал. Песчаники бакальской, зигальгинской и зильмердакской свит, поскольку в них и в ассоциирующих с ними глинистых породах преобладает литогенный материал, должны иметь популяции рециклированного обломочного циркона, хотя это не исключает и присутствия в них некоторой доли циркона, заимствованного непосредственно из кристаллических пород.

Обратимся еще раз к распределению максимумов возрастов популяций обломочного циркона на кривой относительной вероятности в песчаниках различных стратиграфических уровней стратотипа рифея (рис. 6). На этом же рисунке по данным [Краснобаев и др., 2019а, 2019б] показаны максимумы возрастов циркона различных магматических и метаморфических ассоциаций тараташского комплекса (2.81, 2.75, 2.68, 2.57, 2.45, 2.42, 2.35, 2.26, 2.19, 2.04 и 1.92 млрд лет), айской свиты ("большая часть кристаллов в пробах айских базальтов относится к интервалу 1297–2053 млн лет, учитывающему датировки и измененных зерен" [Краснобаев и др., 2019а, с. 416]), бердяушского, рябиновского, губенского и ахмеровского комплексов, а также риолитов и базальтов машакской свиты (~1.38 млрд лет), которые А.А. Краснобаев с соавторами считают местными/уральскими источниками датированных цирконов.

Как было отмечено выше, в песчаниках айской свиты максимумы возрастов обломочного циркона на кривой относительной вероятности составляют 2055, 2063, 2070, 2129, 2476, 2705, 2760 и 2942 млн лет. Последний из перечисленных максимумов не фиксируется в популяции обломочного циркона песчаников бакальской свиты, но очень близкое к нему значение возраста есть среди зерен обломочного циркона песчаников зигальгинского уровня (2936 млн лет).



Рис. 6. Распределение максимумов возрастов обломочного циркона, выделенных из песчаников айской, бакальской, зигальгинской, зильмердакской и укской свит, на кривой плотности вероятности.

1-6 – максимумы возрастов обломочного циркона (1 – айская свита, 2 – бакальская свита, 3 – зигальгинская свита, 4 – бирьянская подсвита зильмердакской свиты, 5 – лемезинская подсвита той же свиты, 6 – укская свита); 7 – впервые появляющиеся максимумы возрастов обломочного циркона (протоисточники?); 8, 9 – кластеры максимумов возрастов обломочного циркона (8 – наиболее вероятные, 9 – предполагаемые); 10, 11 – характер поступавшей в область осадконакопления кластики (10 – петрогенный материал, 11 – литогенный материал). П – песчаники, ГП – глинистые породы.

Вверху — интервалы возрастов кристаллических комплексов древних коровых блоков, спаявших их орогенов и анорогенных гранитов рапакиви, рассматривающихся рядом авторов как источники обломочного циркона в породах стратотипа рифея, по [Кузнецов и др., 2013].

С-Н ороген – Свеко-Норвежский ороген, С-В ороген – Среднерусско-Волынский ороген, В-С ороген – Волго-Сарматский ороген.

Внизу — возраст магматических и метаморфических ассоциаций западного склона Южного Урала, считающихся наиболее вероятными источниками обломочного циркона для осадочных пород стратотипа рифея, по [Краснобаев и др., 2019а, 20196]. 1752 ± 11 млн лет — возраст вулканитов айской свиты [Краснобаев и др., 20136] и интервал возрастов присутствующего в них циркона [Краснобаев и др., 2019а]. 1383 ± 3 млн лет — возраст вулканитов машакской свиты [Краснобаев и др., 2013а], интервал возрастов присутствующего в них циркона [Краснобаев и др., 2019а]. 1383 ± 3 млн лет — возраст вулканитов машакской свиты [Краснобаев и др., 2013а], интервал возрастов присутствующего в них циркона и возраст различных ранне-среднерифейских магматических образований Южного Урала [Зайцева и др., 2022 и ссылки там].

Характерные для песчаников айской свиты максимумы возрастов обломочного циркона 2705 и 2760 млн лет можно видеть (в широком смысле слова, рис. 6, см. кластер 1) как в песчаниках бакальской и зигальгинской свит (2744 и 2734 млн лет), так и в песчаниках лемезинской подсвиты зильмердакской свиты (2714 млн лет) и укской свиты (2.70 и 2.74 млрд лет). Возможно, к этому же кластеру можно отнести и обломочный циркон с максимумом 2814 млн лет из

песчаников бирьянской подсвиты зильмердакской свиты. Максимуму 2476 млн лет в песчаниках айской свиты отвечает максимум 2477 млн лет, установленный в популяции обломочного циркона из песчаников бакальской свиты. Еще одна достаточно хорошо выраженная группа это максимумы 2129 (айская свита) и 2128 (зигальгинская свита). В другой группе максимумов, в весьма обширный кластер (кластер 2), вероятно, можно объединить максимумы возрастов

циркона на кривой плотности вероятности 2055, 2063 и 2070 млн лет (айская свита), 2038 млн лет (бакальская свита), 2002 млн лет (зигальгинская свита), 1987, 2038 и 2090 (?) млн лет (бирьянская подсвита), 2036 млн лет (лемезинская подсвита) и 2.01 млрд лет (укская свита). Таким образом, все протоисточники обломочного циркона, поставлявшие кластику для формирования песчаников айской свиты, либо фиксируются также и в песчаниках зигальгинской свиты (низы среднего рифея), либо во всей совокупности песчаников стратиграфического интервала от айской до укской свит (т.е. во всем разрезе рифея). Ширина (в млн лет) далее обсуждаемых кластеров максимальных возрастов в силу используемого в данной работе качественного подхода, в определенной мере произвольна и не привязана к ширине кластера 1.

Следующий кластер образован обломочным цирконом с максимумами возраста на кривой относительной вероятности 1923 млн лет (бакальская свита) и 1.92 млрд лет (укская свита).

Кластер 3 охватывает обломочный циркон бирьянской и лемезинской подсвит зильмердакской свиты и укской свиты. Зерна циркона соответственно образуют максимумы на кривой относительной вероятности 1834 и 1850 млн лет, а также 1.83 млрд лет.

Еще один достаточно крупный кластер с близкими возрастами обломочного циркона (кластер 4) фиксируется в песчаниках зигальгинской свиты (1787 млн лет), бирьянской подсвиты зильмердакской свиты (1787 млн лет) и укской свиты (1.78 млрд лет).

Помимо указанных кластеров, на рис. 6 присутствуют еще два небольших кластера. Оба образованы обломочным цирконом из песчаников бирьянской подсвиты зильмердакской свиты и укской свиты (1502 млн лет и 1.50 млрд лет, 1388 млн лет и 1.37 млрд лет).

Не входят в состав какого-либо кластера зерна обломочного циркона, образующие на кривой относительной вероятности следующие максимумы: 2744 млн лет (бакальская свита), 2.41, 1.88 млрд лет (укская свита), 1741, 1654, 1589, 1474, 1338, 1252, 1237, 1170 и 1054 млн лет (бирьянская подсвита зильмердакской свиты), а также 1.14 млрд лет (укская свита). По-видимому, значительную долю из них можно рассматривать как часть петрогенного материала, не подвергавшегося переотложению из каких-либо осадочных или метаосадочных пород, и попадавшего в область седиментации из иных протоисточников, а не тех, которые существовали в течение времени накопления осадков айско-зигальгинского интервала. Не исключено, что обломочные зерна с близким возрастом пока еще не установлены в песчаниках ниже- и вышележащих литостратиграфических единиц стратотипа рифея. Следует также иметь в виду, что описанные выше кластеры выделены исключительно по качественным признакам, без использования каких-либо статистических подходов, т.е. весьма приблизительно, хотя подобные методики существуют и достаточно широко применяются для сравнения популяций обломочного циркона (тест Колмогорова-Смирнова, многомерный статистический анализ и др. [Fedo et al., 2004]). Соответственно, указанные кластеры различаются по охватываемому ими интервалу возрастов и не учитывают информацию по другим характеристикам обломочного циркона (Lu-Hf изотопная систематика, содержание редких и рассеянных элементов). Для бирьянского уровня описанная выше ситуация (иные протоисточники и преобладание литогенного материала в обломочных породах) представляется в рамках нашей рабочей гипотезы несколько странной, но можно думать, что на фоне лавинообразного поступления в область седиментации значительного объема зерен кварца, калиевых полевых шпатов и разнообразных обломков осадочных и осадочно-метаморфических пород [Маслов, 1988] (последние, как и кварц, и представляют в основном материал литогенный), происходил и размыв новых протоисточников.

Таким образом, обломочный циркон, поступавший из протоисточников (вне зависимости от того, входили ли они в состав тараташского комплекса или располагались в пределах Восточно-Европейской платформы) в песчаники айской свиты, затем, по всей видимости, либо неоднократно подвергался рециклированию (так как кристаллы с близкими к нему максимумами на кривой плотности вероятности присутствуют в песчаниках более молодых стратонов типового разреза рифея, вплоть до укской свиты), либо постоянно вновь и вновь (т.е. на протяжении почти 1 млрд лет) добавлялся в область седиментации за счет размыва одних и тех же протоисточников. В последнем случае петрографический состав протоисточников(-ка), вероятно, не менялся ни с понижением уровня эрозии, ни с течением времени. Вероятность такого сценария представляется нам не слишком высокой.

В бакальское и зигальгинское время можно предполагать появление новых протоисточников, поставлявших в область осадконакопления обломочный циркон с возрастами соответственно 2547 и 1923 млн лет и 1787 млн лет. Вклад их в общий объем кластики оценить, однако, трудно.

Наиболее яркое обновление петрографического состава протоисточников обломочного циркона происходит в начале позднего рифея. В это время в области осадконакопления на фоне беспрецедентного падения уровня моря формируется мощный комплекс аркозовых и субаркозовых песчаников бирьянской подсвиты зильмердакской свиты [Маслов, 1988, 1990; Маслов и др., 2001; и др.]. В них присутствует как обломочный циркон с возрастами, сходными с теми, что мы видим и в песчаниках нижнего и среднего рифея (см. рис. 6, кластеры 1 и 2), так и циркон новый. К последнему принадлежат зерна, характеризующиеся как палео-, так и мезопротерозойскими максимумами на кривой плотности вероятности – 1834, 1741, 1654, 1589, 1538, 1502, 1474, 1388, 1338, 1252, 1237, 1170 и 1054 млн лет. Небольшая часть их повторяется в оолитовых известняках укской свиты, но некоторое обновление протоисточников фиксируется и здесь – 2.41, 1.88 и 1.14 млрд лет. Тем не менее, рубеж среднего и позднего рифея ознаменован кардинальной сменой возрастных популяций обломочного циркона, что можно связать с формированием принципиально новой системы транспортировки кластики в область осадконакопления. Так это или нет, можно узнать при получении данных о возрасте обломочного циркона в песчаниках нугушской и бедерышинской подсвит зильмердакской свиты, а также инзерского стратиграфического уровня.

Несмотря на все неясности, условности и оговорки, уже из сказанного выше можно, как представляется, сделать вывод о том, что формирование слагающих стратотип рифея обломочных породи популяций обломочного циркона в песчаниках происходило под влиянием как непосредственного размыва пород протоисточников, так и рециклирования кластики. Геологические следы таких явлений, в виде размывов различного масштаба, отмечаются в стратотипической местности не так часто, однако не следует, как было показано выше, понимать рециклинг только как размыв и переотложение обломочного материала в пределах бассейна осадконакопления. Этот вывод хорошо согласуется с ранее установленными фактами. Так, например, исследование петрографического состава песчаников практически всех уровней распространения терригенных пород в стратотипе рифея, с использованием диаграммы Q<sub>m</sub>FL<sub>t</sub> [Dickinson, Suczec, 1979], позволило еще в середине 1990-х гг. выявить несколько типов распределения точек состава псаммитов на ней [Маслов, 1995]. Первый из них характерен для нижне- и верхнерифейского (айская свита и бирьянская подсвита зильмердакской свиты) аркозовых комплексов. Фигуративные точки песчаников указанных стратиграфических уровней группируются в основном в полях I и II диаграммы Q<sub>m</sub>FL<sub>t</sub>, следовательно формирование их происходило за счет размыва внутренних частей кратона и "переходных" его зон. Ко второму типу могут быть отнесены псаммиты большеинзерской, юшинской, зигазино-комаровской и авзянской свит и, отчасти, лемезинской подсвиты зильмердакской свиты, характеризующиеся сосредоточением фигуративных точек почти исключительно в поле I, с тяготением к стороне Q<sub>m</sub>F. Это преимущественно кварцевые песчаники с небольшим количеством полевых шпатов и близкие к ним по составу экстракварцевые разности (зигальгинский уровень среднего рифея, лемезинский уровень верхнего рифея), формирование которых было связано как с размывом выположенных областей кратонов, подвергшихся интенсивному химическому выветриванию, так и, предположительно, областей/блоков с преобладающим распространением кварцитов или иных кварцсодержащих пород. Существенную роль при этом играло и неоднократное переотложение обломочного материала в прибрежных и мелководно-морских обстановках относительно стабильных континентальных шельфов. Третий тип распределения точек песчаников характерен для машакского уровня среднего рифея, а также бедерышинского и инзерского уровней верхнего рифея. Псаммиты названных уровней группируются в полях I и IV диаграммы Q<sub>m</sub>FL<sub>t</sub>, что предполагает вовлечение в размыв минералогически зрелых осадочных и осадочно-метаморфических пород из рециклированных орогенов.

Таким образом, формирование песчаниковых последовательностей базальных уровней бурзяния и юрматиния происходило за счет размыва кристаллических пород внутренних зон Восточно-Европейской платформы, осадочно-метаморфических комплексов раннего протерозоя

и рифейских осадочных образований, что подтверждается и данными, приведенными в публикациях [Анфимов, 1990, Анфимов и др., 1995; Гареев, Маслов, 1992, 1994]. Наиболее характерно это, по-видимому, для машакского уровня, одним из источников питания которого были терригенные толщи нижнего рифея [Ротарь, 1976; Анфимов и др., 1983; Парначев и др., 1986]. На средних и поздних стадиях эволюции раннеи среднерифейского бассейнов седиментации в область осадконакопления поступала более зрелая кластика. Состав песчаников верхнего рифея в минералогическом отношении менее зрелый, чем песчаников бурзяния и юрматиния. Наряду с палеогеографическими и петрохимическими данными это свидетельствует, по всей видимости, в пользу предположения о постепенном усложнении с течением времени общей схемы минерального питания бассейнов седиментации рифея западного склона Южного Урала и размыв все более гетерогенных по составу слагающих их пород областей.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Настоящее исследование позволяет увидеть, по крайней мере, две основные тенденции в накоплении кластики в стратотипической местности рифея – поступление в область осадконакопления материала первого цикла и продуктов неоднократного перемыва (рециклированного материала). Однако сформулированные выводы, в связи со сложностью обсуждаемой проблемы и недостаточностью фактического материала, в основном пока только теоретические и имеют предварительный характер. Основываясь на качественных оценках и являясь пилотным исследованием, настоящая работа предполагает продолжение и необходимость более глубокого анализа намеченных кластеров с учетом Lu-Hf изотопной систематики, содержания и величин отношений индикаторных редких и рассеянных элементов в зернах циркона. В результате можно ожидать, что описанные в настоящей работе кластеры сохранятся, трансформируются или исчезнут, однако вне зависимости от названных вариантов это позволяет по-новому взглянуть на проблему реконструкции источников кластики для осадочных последовательностей стратотипа рифея и оценить значение рециклинга обломочного циркона для ее решения.

#### БЛАГОДАРНОСТИ

Автор искренне признателен Э.З. Гарееву и М.Т. Крупенину за помощь в отборе образцов обломочных пород стратотипа рифея и возможность использования аналитических данных для песчаников и глинистых пород. Анализ результатов исследования популяций обломочного циркона был ранее проведен совместно с Н.Б. Кузнецовым, Т.В. Романюк, Е.А. Белоусовой, В.М. Горожаниным, Ю.Л. Ронкиным и многими другими коллегами. Это способствовало получению принципиально нового для стратотипа рифея фактического материала. Данная работа продолжает его обсуждение. Внимательное прочтение рукописи рецензентами и научным редактором и сделанные ими замечания во многом способствовали если не более полному раскрытию рассматриваемой проблемы, то прояснению некоторых принципиальных ее аспектов применительно к стратотипу рифея.

#### ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Исследования проведены в рамках государственного задания ГИН РАН (тема FMMG-2023-0004).

#### КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Автор данной работы заявляет, что у него нет конфликта интересов.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Анфимов Л.В. Типоморфизм обломочного кварца из песчаников базальных толщ рифея на западном склоне Южного Урала // Региональная минералогия Урала. Тез. докл. Свердловск: УрО АН СССР, 1990. С. 150–153.

*Анфимов Л.В., Бусыгин Б.Д., Демина Л.Е.* Саткинские месторождения магнезитов. М.: Наука, 1983. 87 с.

Анфимов Л.В., Огородников О.Н., Коророва Е.В. Источники обломочного кварца рифейских пород на Южном Урале // Общие проблемы стратиграфии и геологической истории рифея Северной Евразии. Материалы совещания / Отв. ред. В.А. Коротеев и др. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1995. С. 13–14.

*Гарань М.И.* Верхний докембрий (рифей): Стратиграфия // Геология СССР. Т. 12. Пермская, Свердловская, Челябинская и Курганская области. Ч. 1. Геологическое описание. М.: Недра, 1969. С. 149–200.

Гареев Э.З., Маслов А.В. Основные петрохимические особенности и условия образования аркозовых комплексов рифея и венда Южного Урала // Литология и полез. ископаемые. 1992. № 3. С. 50–60.

Гареев Э.З., Маслов А.В. Основные черты петрохимической эволюции песчаников стратотипического разреза

рифея на Южном Урале // Литология и полез. ископаемые. 1994. № 4. С. 119–127.

Горохов И.М., Зайцева Т.С., Кузнецов А.Б. и др. Изотопная систематика и возраст аутигенных минералов в аргиллитах инзерской свиты Южного Урала // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2019. Т. 27. № 2. С. 3–30.

*Дриц В.А., Коссовская А.Г.* Глинистые минералы: слюды, хлориты. М.: Наука, 1991. 176 с.

Зайцева Т.С., Горохов И.М., Ивановская Т.А. и др. Мессбауэровские характеристики, минералогия и изотопный возраст (Rb–Sr, K–Ar) верхнерифейских глауконитов укской свиты Южного Урала // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2008. Т. 16. № 3. С. 3–25.

Зайцева Т.С., Кузнецов А.Б., Горожанин В.М. и др. Основание венда на Южном Урале: Rb-Sr возраст глауконитов бакеевской свиты // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2019. № 5. С. 82–96.

Зайцева Т.С., Кузнецов А.Б., Сергеева Н.Д. и др. U–Th–Pbвозраст детритового циркона из оолитовых известняков укской свиты: следы гренвильских источников сноса в позднем рифее Южного Урала // Докл. РАН. Науки о Земле. 2022. Т. 503. № 2. С. 90–96.

Краснобаев А.А., Козлов В.И., Пучков В.Н. и др. Цирконовая геохронология машакских вулканитов и проблема возраста границы нижний–средний рифей (Южный Урал) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2013а. Т. 21. № 5. С. 3–20.

Краснобаев А.А., Пучков В.Н., Сергеева Н.Д., Бушарина С.В. Источники цирконов в обломочных породах рифейских толщ Урала // Докл. АН. 2019а. Т. 488. № 4. С. 413–419.

Краснобаев А.А., Пучков В.Н., Сергеева Н.Д., Бушарина С.В. Природа цирконовой кластики в песчаниках рифея и венда Южного Урала // Георесурсы. 2019б. Т. 21. № 1. С. 15–25.

Краснобаев А.А., Пучков В.Н., Козлов В.И. и др. Цирконология навышских вулканитов айской свиты и проблема возраста нижней границы рифея на Южном Урале // Докл. АН. 20136. Т. 448. № 4. С. 437–442.

Кузнецов А.Б., Овчинникова Г.В., Горохов И.М. и др. Sr-изотопная характеристика и Pb—Pb возраст известняков бакальской свиты (типовой разрез нижнего рифея, Южный Урал) // Докл. АН. 2003. Т. 391. № 6. С. 794–798.

Кузнецов А.Б., Овчинникова Г.В., Семихатов М.А. и др. Sr изотопная характеристика и Pb—Pb возраст карбонатных пород саткинской свиты, нижнерифейская бурзянская серия Южного Урала // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2008. Т. 16. № 2. С. 16–34.

Кузнецов Н.Б., Белоусова Е.А., Романюк Т.В. и др. Первые результаты U–Pb-датирования детритовых цирконов из среднерифейских песчаников зигальгинской свиты (Южный Урал) // Докл. АН. 2017. Т. 475. № 6. С. 659–664.

Кузнецов Н.Б., Маслов А.В., Белоусова Е.А. и др. Первые результаты U—Pb LA-ICP-MS-изотопного датирования обломочных цирконов из базальных уровней стратотипа рифея // Докл. АН. 2013. Т. 451. № 3. С. 308–313.

*Маслов А.В.* Верхний докембрий Южного Урала // Стратиграфия верхнего докембрия: проблемы и пути решения. Материалы VII Российской конференции по проблемам геологии докембрия. (Санкт-Петербург, 25–29 сентября 2023 г.) СПб.: Свое издательство, 2021. С. 114–117.

[Электронный pecypc] https://ipgg.ru/sites/default/files/ news/stratpr2023\_abstracts.pdf

*Маслов А.В.* Литология верхнерифейских отложений Башкирского мегантиклинория. М.: Наука, 1988. 133 с.

*Маслов А.В.* Рифейские аркозовые комплексы Южного Урала // Литология и полез. ископаемые. 1990. № 4. С. 29–42.

*Маслов А.В.* Типы источников сноса песчаных ассоциаций эталона рифея // Ежегодник-1994 Института геологии и геохимии УрО РАН. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1995. С. 41–44.

*Маслов А.В., Гареев Э.З., Крупенин М.Т.* Терригенные осадочные последовательности типового разреза рифея: соотношение процессов рециклинга и привноса "first cycle" материала // Геохимия. 2005. № 2. С. 158–181.

*Маслов А.В., Ерохин Ю.В., Гердес А. и др.* Первые результаты U–Pb La-ICP-MS-изотопного датирования обломочных цирконов из аркозовых песчаников бирьянской подсвиты зильмердакской свиты верхнего рифея (Южный Урал) // Докл. АН. 2018. Т. 482. № 5. С. 558–561.

Маслов А.В., Крупенин М.Т., Гареев Э.З., Анфимов Л.В. Рифей западного склона Южного Урала (классические разрезы, седименто- и литогенез, минерагения, геологические памятники природы). Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2001. Т. І. 351 с.

Маслов А.В., Мизенс Г.А., Вовна Г.И. и др. 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.

Парначев В.П., Ротарь А.Ф., Ротарь З.М. Среднерифейская вулканогенно-осадочная ассоциация Башкирского мегантиклинория (Южный Урал). Свердловск: УрО АН СССР, 1986. 104 с.

Общая стратиграфическая шкала. СПб.: Институт им. А.П. Карпинского, Межведомственный стратиграфический комитет России, 2024. Режим доступа: https://vsegei.ru/ru/about/msk/str\_scale/ os\_scale-03-24.pdf (дата обращения: 13 июля 2024).

*Овчинникова Г.В., Кузнецов А.Б., Васильева И.М. и др.* Pb—Pb возраст и Sr-изотопная характеристика среднерифейских фосфоритовых конкреций: зигазино-комаровская свита Южного Урала // Докл. АН. 2013. Т. 451. № 4. С. 430–434.

Романюк Т.В., Кузнецов Н.Б., Белоусова Е.А. и др. Палеотектонические и палеогеографические обстановки накопления нижнерифейской айской свиты Башкирского поднятия (Южный Урал) на основе изучения детритовых цирконов методом "TerraneChrone®" // Геодинамика и тектонофизика. 2018а. Т. 9. № 1. С. 1–37.

Романюк Т.В., Кузнецов Н.Б., Горожанин В.М. и др. Первые результаты геохронологического и изотопно-геохимического изучения детритовых цирконов из зигальгинской и бакальской свит типового разреза рифея в Башкирском поднятии // Осадочные комплексы Урала и прилежащих регионов и их минерагения. Материалы 11 Уральского литологического совещания / Отв. ред. А.В. Маслов. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2016. С. 220–223.

Романюк Т.В., Кузнецов Н.Б., Маслов А.В. и др. Геохимическая и (LA-ICP-MS) Lu/Hf-систематика детритных цирконов из лемезинских песчаников верхнего рифея Южного Урала // Докл. АН. 2013а. Т. 453. № 6. С. 657–661.

Романюк Т.В., Кузнецов Н.Б., Маслов А.В. и др. Геохимическая и Lu/Hf-изотопная (LA-ICP-MS) систематика детритных цирконов из песчаников базальных уровней стратотипа рифея // Докл. АН. 2014. Т. 459. № 3. С. 340–344.

Романюк Т.В., Кузнецов Н.Б., Пучков В.Н. и др. Локальный источник обломочного материала для айской свиты (основание разреза стратотипа нижнего рифея, Башкирское поднятие, Южный Урал) по результатам U/Pb датирования (LA-ICP-MS) детритных цирконов // Осадочная геология Урала и прилежащих регионов: сегодня и завтра. Материалы 12 Уральского литологического совещания / Отв. ред. А.В. Маслов. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 20186. С. 283–286.

Романюк Т.В., Маслов А.В., Кузнецов Н.Б. и др. Первые результаты U/Pb LA-ICP-MS датирования детритных цирконов из верхнерифейских песчаников Башкирского антиклинория (Южный Урал) // Докл. АН. 20136. Т. 452. № 6. С. 642–645.

*Ротарь А.Ф.* К вопросу о составе и стратиграфическом положении конгломератов машакской свиты на Южном Урале // Конгломераты и их роль в познании геологической истории Урала / Отв. ред. Г.А. Смирнов и др. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1976. С. 14–20.

Семихатов М.А., Кузнецов А.Б., Чумаков Н.М. Изотопный возраст границ общих стратиграфических подразделений верхнего протерозоя (рифея и венда) России: эволюция взглядов и современная оценка // Страти-графия. Геол. корреляция. 2015. Т. 23. № 6. С. 16–27.

Сергеев О.П. Стратиграфия бакальской свиты Уральского протерозоя // Материалы по региональной стратиграфии СССР / Отв. ред. М.М. Алиев. М.: Госгеолтехиздат, 1963. С. 45–54.

*Симанович И.М.* Кварц песчаных пород. М.: Наука, 1978, 154 с.

Соловов А.П., Матвеев А.А. Геохимические методы поисков рудных месторождений. М.: Изд-во МГУ, 1985. 232 с.

Стратотип рифея. Стратиграфия. Геохронология / Отв. ред. Б.М. Келлер, Н.М. Чумаков. М.: Наука, 1983. 184 с.

*Цехомский А.М., Карстенс Д.И.* Кварцевые пески, песчаники и кварциты СССР. Л.: Недра, 1982. 158 с.

Шванов В.Н. Петрография песчаных пород (компонентный состав, система, описание минеральных видов). Л.: Недра, 1987. 269 с.

Шутов В.Д. Классификация песчаников // Литология и полез. ископаемые. 1967. № 5. С. 86–103.

*Юдович Я.Э., Кетрис М.П.* Геохимические индикаторы литогенеза (литологическая геохимия). Сыктывкар: Геопринт, 2011. 742 с.

*Юдович Я.Э., Кетрис М.П.* Основы литохимии. СПб.: Наука, 2000. 479 с.

*Andersen T.* Age, Hf isotope and trace element signatures of detrital zircons in the Mesoproterozoic Eriksfjord sandstone, southern Greenland: are detrital zircons reliable guides to sedimentary provenance and timing of deposition? // Geol. Mag. 2013. V. 150. P. 426–440.

*Andersen T.* Detrital zircons as tracers of sedimentary provenance: limiting conditions from statistics and numerical simulation // Chem. Geol. 2005. V. 216. P. 249–270.

*Andersen T.* The detrital zircon record: Supercontinents, parallel evolution – Or coincidence? // Precambrian Res. 2014. V. 244. P. 279–287.

*Andersen T., Botha G.A., Elburg M.A.* A late Mesozoic – early Cenozoic sedimentary recycling system on the Gondwana rifted margin of southeast Africa // South Afr. J. Geol. 2020. V. 123. P. 343–356.

*Andersen T., Elburg M., Cawthorn-Blazeby A.* U–Pb and Lu–Hf zircon data in young sediments reflect sedimentary recycling in eastern South Africa // J. Geol. Soc. 2015. V. 173. Iss. 2. P. 337–351.

*Andersen T., Kristoffersen M., Elburg M.* How far can we trust provenance and crustal evolution information from detrital zircons? A south African case study // Gondwana Res. 2016. V. 34. P. 129–148.

Andersen T., Van Niekerk H., Elburg M.A. Detrital zircon in an active sedimentary recycling system: Challenging the

"source-to-sink" approach to zircon-based provenance analysis // Sedimentology. 2022. V. 69. P. 2436–2462.

*Bartley J.K., Khan L.C., McWilliams J.L., Stagner A.F.* Carbon isotope chemostratigraphy of the Middle Riphean type section (Avzyan Formation, Southern Urals, Russia): signal recovery in a fold-and-thrust belt // Chem. Geol. 2007. V. 237. P. 211–232.

*Bingen B., Belousova E.A., Griffin W.L.* Neoproterozoic recycling of the Sveconorwegian orogenic belt: Detritalzircon data from the Sparagmite basins in the Scandinavian Caledonides // Precambrian Res. 2011. V. 189. P. 347–367.

*Blatt H.* Provenance determinations and recycling of sediments // J. Sed. Petrol. 1967. V. 37. P. 1031–1044.

*Campbell I.H., Reiners P.W., Allen C.M. et al.* He-Pb double dating of detrital zircons from the Ganges and Indus Rivers: implication for quantifying sediment recycling and provenance studies // Earth Planet. Sci. Lett. 2005. V. 237. P. 402–432.

*Capaldi T.N., Horton B.K., McKenzie N.R. et al.* Sediment provenance in contractional orogens: The detrital zircon record from modern rivers in the Andean fold-thrust belt and foreland basin of western Argentina // Earth Planet. Sci. Lett. 2017. V. 479. P. 83–97.

Cox R., Lowe D.R. Controls on sediment composition on a regional scale: a conceptual review // J. Sediment Res. 1995. V. A65. P. 1–12.

*Cox R., Lowe D.R., Cullers R.L.* The influence of sediment recycling and basement composition on evolution of mudrock chemistry in the southwestern United States // Geochim. Cosmochim. Acta. 1995. V. 59. P. 2919–2940.

*Cullers R.L.* The control on the major- and trace-element evolution of shales, siltstones and sandstones of Ordovician to Tertiary age in the Wet Mountains region, Colorado, U.S.A. // Chem. Geol. 1995. V. 123. P. 107–131.

*Cullers R.L.* The geochemistry of shales, siltstones, and sandstones of Pennsylvanian-Permian age, Colorado, USA: implications for provenance and metamorphic studies // Lithos. 2000. V. 51. P. 181–203.

*Cullers R.L.* Implications of elemental concentrations for provenance, redox conditions, and metamorphic studies of shales and limestones near Pueblo, CO, USA // Chem. Geol. 2002. V. 191. P. 305–327.

*Dickinson W.R.* Impact of differential zircon fertility of granitoid basement rocks in North America on age populations of detrital zircons and implications for granite petrogenesis // Earth Planet. Sci. Lett. 2008. V. 275. P. 80–92.

*Dickinson W.R., Gehrels G.E.* Sediment delivery to the Cordilleran foreland basin: Insights from U–Pb ages of detrital zircons in Upper Jurassic and Cretaceous strata of the Colorado Plateau // Am.J. Sci. 2008. V. 308. P. 1041–1082.

*Dickinson W., Suczec C.* Tectonic and sand composition // AAPG Bulletin. 1979. V. 63(12). P. 2164–2182.

*Dickinson W.R., Lawton T.F., Gehrels G.E.* Recycling detrital zircons: A case study from the Cretaceous Bisbee Group of southern Arizona // Geology. 2009. V. 37. № 6. P. 503–506.

*Dröllner M., Barham M., Kirkland C.L.* Gaining from loss: Detrital zircon source-normalized  $\alpha$ -dose discriminates first-versus multi-cycle grain histories // Earth Planet. Sci. Lett. 2022. V. 579. 117346.

*Fedo C.M., Sircombe K.N., Rainbird R.H.* Detrital Zircon Analysis of the Sedimentary Record // Rev. Mineral. Geochem. 2004. V. 53. P. 277–303.

*Garzanti E., Limonta M., Resentini A. et al.* Sediment recycling at convergent plate margins (Indo-Burman ranges and Andaman-Nicobar ridge) // Earth-Sci. Rev. 2013. V. 123. P. 113–132.

*Garzanti E., Pastore G., Stone A. et al.* Provenance of Kalahari Sand: Paleoweathering and recycling in a linked fluvial-aeolian system // Earth Sci. Rev. 2022. V. 224. 103867.

Geochemistry of Sediments and Sedimentary Rocks: Evolutionary Considerations to Mineral Deposit-Forming Environments / Ed. Lentz D.R. Geol. Ass. Canada. 2003. GeoText 4. 184 p.

Hadlari T., Swindlee G.T., Galloway J.M. et al. 1.8 billion years of detrital zircon recycling calibrates a refractory part of Earth's sedimentary cycle // PLoS ONE. 2015. V. 10.  $N^{\circ}$  12. e0144727.

htpps://doi.org/10.1271/journal.pone.0144727

*Haile B.G., Line L.H., Klausen T.G. et al.* Quartz overgrowth textures and fluid inclusion hermometry evidence for basin-scale sedimentary recycling: an example from the Mesozoic Barents Sea Basin // Basin Res. 2021. V. 33. P. 1697–1710.

International Chronostratigraphic chart. v2023/06. https://stratigraphy.org/ICSchart/ ChronostratChart2023-09.pdf

Johnson S.P., Kirkland C.L., Evans N.J. et al. The complexity of sediment recycling as revealed by common Pb isotopes in Kfeldspar // Geosci. Front. 2018. V. 9. P. 1515–1527.

*Krynine P.D.* Provenance versus mineral stability as a controlling factor in the composition of sediments // Geol. Soc. Am. Bull. 1942. V. 53. P. 1850–1851.

*Kuenen Ph.H.* Sand its origin, transportation, abrasion and accumulation // Geol. Soc. South Africa. 1959. Alex L. du Toit Memorial Lecture № 6. 33 p.

*Kuznetsov A.B., Bekker A., Ovchinnikova G.V. et al.* Unradiogenic strontium and moderate-amplitude carbon isotope variations in early Tonian seawater after the assembly of Rodinia and before the Bitter Springs Excursion // Precambrian Res. 2017. V. 298. P. 157–173.

*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 Res. 2014. V. 244. P. 288–305.

*Li S., Najman Y., Vermeesch P., Barfod D.N. et al.* A critical appraisal of the sensitivity of detrital zircon U–Pb provenance data to constrain drainage network evolution in southeast Tibet // J. Geoph. Res.: Earth Surface. 2024. V. 129. e2023JF007347.

https://doi.org/10.1029/2023JF007347

*Link P.K., Fanning C.M., Beranek L.P.* Reliability and longitudinal change of detrital-zircon age spectra in the Snake River system, Idaho and Wyoming: An example of reproducing the bumpy barcode // Sediment. Geol. 2005. V. 182. P. 101–142.

*Lovell-Kennedy J., Roquette E., Schruder S., Redfern J.* "I hate sand ... it gets everywhere" – Phanerozoic sedimentary recycling from NW Africa // Basin Res. 2023. V. 35. P. 187–213.

*Liu L., Xu J., Stockli D.F., Lawton T.F., Blakey R.C.* Decoding post-orogenic sediment recycling and dispersal using detrital zircon core and rim ages // Basin Res. 2022. V. 35. P. 489–509.

*Meinhold G., Morton A.C., Fanning C.M. et al.* Evidence from detrital zircons for recycling of Mesoproterozoic and Neoproterozoic crust recorded in Paleozoic and Mesozoic sandstones of southern Libya // Earth Planet. Sci. Lett. 2011. V. 312. P. 164–175.

*Moecher D., Samson S.* Differential zircon fertility of source terranes and natural bias in the detrital zircon record: implications for sedimentary provenance analysis // Earth Planet. Sci. Lett. 2006. V. 247. P. 252–266.

*Parker S., Winston D.* Revised interpretations of detrital zircon populations in the Mesoproterozoic Belt and Purcell supergroups of Montana, Idaho and British Columbia // Conference: Rocky Mountain Section. 69th Annual Meeting–2017.

https://ui.adsabs.harvard.edu/link\_gateway/ 2017GSAA...4993147P/doi:10.1130/ abs/2017RM-293147

*Pell S.D., Williams I.S., Chivas A.R.* The use of protolith zircon-age fingerprints in determining the protosource areas for some Australian dune sands // Sediment. Geol. 1997. V. 109. P. 233–260.

*Pereira M.F., Gama C.* Revisiting the Intermediate Sediment Repository Concept Applied to the Provenance of Zircon // Minerals. 2021. V. 11. 233. https://doi.org/10.3390/min11030233

*Pettijohn F.J.* Sedimentary rocks / 2nd ed. N. Y.: Harper and Brothers, 1957. 718 p.

*Pettijohn F.J., Potter P.E., Siever R.* Sand and Sandstone. Berlin, Heidelberg: Springer-Verlag, 1973. 618 p.

*Pipe A.* Sediment Provenance using Detrital-Zircons, Nd-Sr Isotopes, and Bulk Rock Geochemistry: Implications for Sediment Routing in the Neoproterozoic Windermere Supergroup, southern Canadian Cordillera // A thesis submitted in partial fulfillment of the requirements for the M.Sc. degree in Earth Sciences. Department of Earth and Environmental Sciences. Faculty of Science. University of Ottawa, 2023. 154 p. *Potter P.E., Pryor W.A.* Dispersal Centers of Paleozoic and later clastics of the Upper Mississippi Valley and adjacent areas // Geol. Soc. Am. Bull. 1961. V. 72. P. 1195–1250.

*Schwartz T.M., Schwartz R.K., Weislogel A.L.* Orogenic recycling of detrital zircons characterizes age distributions of North American Cordilleran strata // Tectonics. 2019. V. 38. P. 4320–4334.

*Reinhard C.T., Planavsky N.J., Lyons T.W.* Long-term sedimentary recycling of rare sulphur isotope anomalies // Nature. 2013. V. 497. P. 100–103.

*Roigé M., Gómez-Gras D., Stockli D.F. et al.* Recycling effects in detrital zircon U–Pb signatures in a foreland basin: Identifying the multicyclic sediment sources of the Eocene-Miocene Jaca basin (southern Pyrenees, Spain) // Sediment. Geol. 2023. V. 456. 106500.

*Taylor S.R., McLennan S.M.* The Continental Crust: Its composition and evolution. Oxford: Blackwell, 1985. 312 p.

*Thomas W.A.* Detrital zircon geochronology and sedimentary provenance // Lithosphere. 2011. V. 3. P. 304–308.

*Thomas W.A., Becker T.P., Samson S.D., Hamilton M.A.* Detrital zircon evidence of a recycled orogenic foreland provenance for Alleghanian clastic-wedge sediments // J. Geol. 2004. V. 112. P. 23–37.

*Veizer J.* Recycling on the evolving Earth: geochemical record in sediments // Proc. 27th Int. Geol. Congress. 1984. V. 11. Utrecht. VNU Sci. Press. P. 325–345.

*Veizer J., Jansen S.L.* Basement and sedimentary recycling and continental evolution // J. Geol. 1979. V. 87. P. 341–370.

*Veizer J., Jansen S.L.* Basement and sedimentary recycling-2: time dimension to global tectonics // J. Geol. 1985. V. 93. № 6. P. 625–643.

*Willner A., Sindern S., Ermolaeva T. et al.* Typology and single grain U/Pb ages of detrital zircons from Proterozoic sandstones in the SW Urals (Russia): early time markers at the eastern margin of the Baltica // Precambrian Res. 2003. V. 134. P. 1–20.

Zieger J., Rothe J., Hofmann M. et al. The Permo-Carboniferous Dwyka Group of the Aranos Basin (Namibia) – how detrital zircons help understanding sedimentary recycling during a major glaciation // J. Afr. Earth Sci. 2019. V. 158. 103555.

https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2019.103555

Zieger J., Stutzriemer M., Hofmann M. et al. The evolution of the southern Namibian Karoo-aged basins: implications from detrital zircon geochronologic and geochemistry data // Int. Geol. Rev. 2021. V. 63. P. 1758–1781.

Zimmermann U., Andersen T., Madland M.V., Larsen I.S. The role of U–Pb ages of detrital zircons in sedimentology – An alarming case study for the impact of sampling for provenance interpretation // Sediment. Geol. 2015. V. 320. P. 38–50.

#### МАСЛОВ

# RECYCLING OF CLASTICS AND DETRITAL ZIRCON DURING THE FORMATION OF THE RIPHEAN STRATOTYPE'S SEDIMENTARY SEQUENCES

## A. V. Maslov\*

Geological Institute RAS, Pyzhevsky lane, 7, bld. 1, Moscow, 119017 Russia \*e-mail: amas2004@mail.ru

The lithochemical features of clastic rocks of a number of stratigraphic levels of the Riphean stratotype (Ai, Bakal, Zigalga, Zilmerdak and Uk formations), as well as the distribution of detrital zircon populations in the sandstones composing them, are analyzed. Two main trends have been outlined in the formation of clastics that make up the stratotype section of the Riphean - the entry into the sedimentation area of material of the first cycle (petrogenic) and recycled (redeposited, lithogenic) material. It has been suggested that detrital zircon, which came from protosources into the sandstones of the Ai stratigraphic level, was then, apparently, repeatedly subjected to redeposition: crystals with close maxima on the probability density curve are present in sandstones of younger stratons of the Riphean type section, up to the Uk Formation. The most striking renewal of detrital zircon protosources occurs at the beginning of the Late Riphean. The arkosic and subarkosic sandstones of the Birvan Subformation of the Zilmerdak Formation contain both detrital zircon with ages similar to those we see in the sandstones of the Lower and Middle Riphean, and new zircon, characterized by Paleo- and Mesoproterozoic maxima on the probability density curve. A small part of them is repeated in the oolitic limestones of the Uk Formation, but some renewal of the protosources is also recorded here. Thus, the boundary of the Middle and Late Riphean was marked probably by a radical change in the age populations of detrital zircon, which can be associated with the formation of a fundamentally new system for transporting clastics from sources to sink.

Keywords: Southern Urals, Riphean, sandstones, clay rocks, lithochemistry, detrital zircon, recycling