

УДК 551.2/3

## КВАРЦИТО-СЛАНЦЕВЫЕ ТОЛЩИ АКТАУ-МОИНТИНСКОГО МАССИВА (ЦЕНТРАЛЬНЫЙ КАЗАХСТАН): СТРУКТУРНОЕ ПОЛОЖЕНИЕ, ИСТОЧНИКИ СНОСА, ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ ФОРМИРОВАНИЯ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОРЫ В ДОКЕМБРИИ<sup>1</sup>

© 2020 г. Н. А. Каныгина<sup>1</sup> \*, А. А. Третьяков<sup>1</sup>, К. Е. Дегтярев<sup>1</sup>, В. П. Ковач<sup>2</sup>,  
Ю. В. Плоткина<sup>2</sup>, К.-N. Pang<sup>3</sup>, К.-L. Wang<sup>3</sup>, Н.-Y. Lee<sup>3</sup>

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

<sup>2</sup>Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, наб. Макарова, д. 2, 199034, Санкт-Петербург, Россия

<sup>3</sup>Institute of Earth Sciences, Academia Sinica, 128 Academia Road, Taipei 115, Nankang, Taiwan

\*e-mail: kanygina.nadia@gmail.com

Поступила в редакцию 22.11.2019 г.

После доработки 24.11.2019 г.

Принята к публикации 26.11.2019 г.

Проведено изучение обломочных цирконов из кварцито-сланцевых толщ Актау-Моинтинского массива (Центральный Казахстан), занимающих различное структурное положение по отношению к ранне-неопротерозойским эффузивам кислого состава. На основании анализа результатов U–Pb датирования установлены одинаковые популяции обломочных цирконов во всех кварцито-сланцевых толщах, нижний возрастной предел накопления которых составляет 1220 млн лет. Различные соотношения кварцито-сланцевых толщ с кислыми эффузивами обусловлены последующими деформациями. Возрасты исследованных цирконов находятся преимущественно в диапазонах 1149–2105 и 2354–3159 млн лет с основными максимумами 1218, 1338, 1468, 1581, 1628, 1743, 1851 и 2520 млн лет, менее проявлены – 2016, 2619, 2696, 2791, 2823 и 3114 млн лет. Особенности строения кварцито-сланцевых толщ и присутствие в тяжелой фракции минералов, неустойчивых при длительном переносе, указывают на преобладание местных источников сноса, которые слагают погребенную часть фундамента Актау-Моинтинского массива, или были полностью эродированы. Это позволяет нам использовать данные U–Pb и Lu–Hf изучения обломочных цирконов из кварцито-сланцевых толщ для реконструкции формирования докембрийской континентальной коры Актау-Моинтинского массива. На основании полученных результатов сделан вывод, что на протяжении мезоархея–неопротерозоя формирование ювенильной континентальной коры массива происходило одновременно с магматической переработкой комплексов более древней коры и только в среднем мезопротерозое преобладало ювенильное корообразование.

**Ключевые слова:** Центрально-Азиатский орогенный пояс, Центральный Казахстан, Актау-Моинтинский массив, детритовые цирконы, U–Pb-датирование, Lu–Hf изотопия

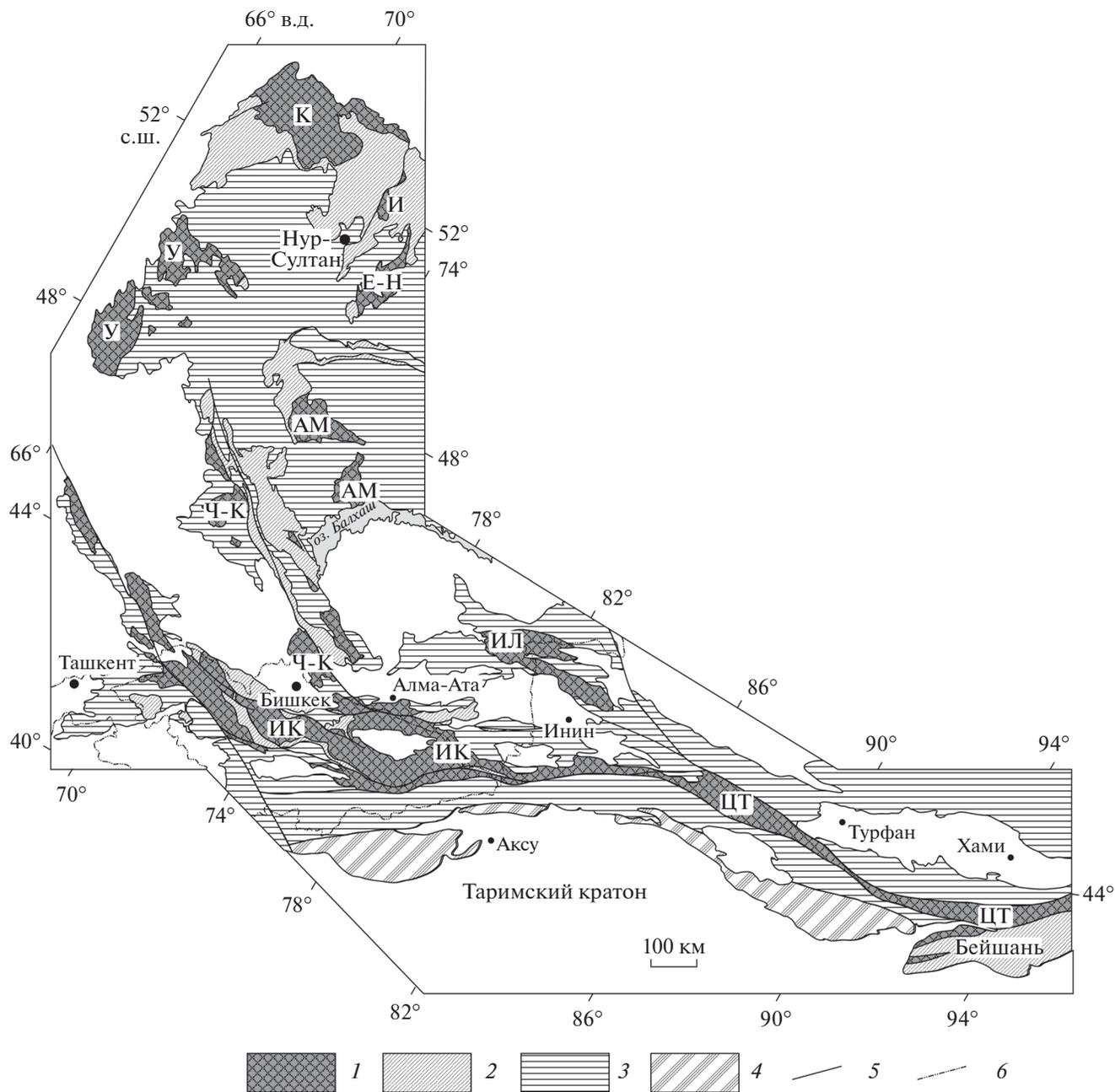
**DOI:** 10.31857/S0016853X2002006X

### ВВЕДЕНИЕ

В строении палеозид западной части Центрально-Азиатского складчатого пояса участвуют крупные массивы с докембрийской континентальной корой. Их фундамент сложен мезо- и неопротерозойскими метаморфизованными вулканогенно-осадочными и осадочными толщами, а также гранитоидами, которые перекрыты нематморфизованными терригенно-карбонатными и кремнисто-терригенными образованиями эдиакарско-нижнепалеозойского чехла.

Во многих случаях протерозойские осадочные толщи представлены кварцито-сланцевыми разрезами, которые распространены на значительных площадях в пределах докембрийских массивов Северного (Кокчетавский, Ишкеольмесский и Ерементау-Ниязский), Центрального (Актау-Моинтинский) и Южного (Чуйско-Кендыктасский) Казахстана (рис. 1). Изучение кварцито-сланцевых толщ проводилось многими исследователями, которые расчленили их на ряд свит, отличающихся строением разреза и особенностями состава пород, и выявили текстурно-структурными особенностями кварцитов и сланцев [4, 6, 17, 18, 25, 26, 28]. На основании полученных данных был сделан вывод о формировании кварцито-

<sup>1</sup> Дополнительная информация для этой статьи доступна по doi 10.31857/S0016853X2002006X для авторизованных пользователей.



**Рис. 1.** Схема расположения докембрийских массивов в западной части Центрально-Азиатского складчатого пояса. Докембрийские массивы: К – Кокчетавский, И – Ишкеольмесский, Е-Н – Еремантау-Ниязский, АМ – Актау-Моинтинский, У – Улутауский, Ч-К – Чуйско-Кендыктасский, ИЛ – Илийский, ИК – Иссыккульский, ЦТ – Центрально-Тяньшаньский.

1 – докембрийские массивы, 2 – нижнепалеозойские вулканогенно-осадочные комплексы, в том числе офиолиты, 3 – средне-верхнепалеозойские вулканогенно-осадочные комплексы, 4 – докембрийские и палеозойские комплексы Таримского кратона, 5 – наиболее крупные разрывные нарушения, 6 – государственная граница

сланцевых толщ в тектонически стабильных обстановках на значительных площадях, имевших континентальное основание. Осадконакопление происходило в отсутствие расчлененного рельефа, породы, слагавшие источники сноса, испытывали интенсивное выветривание, а продукты их разрушения испытали длительный перенос и

сортировку. Такие обстановки многими исследователями сопоставляются с обстановками формирования чехла платформенных областей, при этом кварцито-сланцевый комплекс сопоставлен с платформенным чехлом [2, 11, 12, 25].

Несмотря на большие успехи в изучении кварцито-сланцевых толщ различных докембрийских

массивов Казахстана информация о возрастах и природе комплексов, подвергавшихся эрозии при накоплении кварцитов и сланцев отсутствовала, а возрастной интервал их формирования определялся косвенно по возрастам перекрывающих и подстилающих вулканогенно-осадочных толщ или возрасту прорывающих интрузий.

Подход к изучению докембрийских кварцито-сланцевых толщ изменился в связи широким распространением U–Pb и Lu–Hf методов изучения обломочных цирконов, который в Казахстане впервые был применен для Кокчетавского, Иш-кеольмесского и Ерементау-Ниязского массивов [7, 15, 40]. В результате проведенных исследований было установлено, что источниками сноса при накоплении кварцито-сланцевых толщ этих массивов являлись мезопротерозойские, палеопротерозойские и неархейские комплексы, при резком преобладании цирконов мезопротерозойского (1.1–1.4 млрд лет) возраста. По возрасту наиболее молодой статистически значимой популяции цирконов был установлен нижний возрастной предел накопления кварцито-сланцевых толщ массивов Северного Казахстана, составляющий около 1.0 млрд лет. Изучение изотопного Hf в обломочных цирконах из кварцитов массивов Северного Казахстана показало, что почти для всех цирконов характерны высокие положительные значения  $\epsilon_{\text{Hf}}$  типичные для материнских пород с относительно короткой коровой историей [40].

Одним из наиболее крупных докембрийских массивов Казахстана, в пределах которого широко развиты кварцито-сланцевые толщ, является Актау-Моинтинский массив. Ранее здесь было детально изучено строение разрезов этих толщ и их соотношения с докембрийскими вулканогенно-осадочными комплексами и гранитоидами. Было установлено, что кварцито-сланцевые толщ в структуре докембрийских образований массива занимают различное положение, располагаясь как выше, так и ниже кислых вулканитов [1, 4, 10, 13, 20, 25, 26]. Однако U–Pb и Lu–Hf изучения обломочных цирконов из кварцитов и сланцев Актау-Моинтинского массива, а также Sm–Nd изучение пород до настоящего времени не проводилось.

Целью нашего исследования являлось U–Pb геохронологическое и Lu–Hf изотопно-геохимическое изучение обломочных цирконов из кварцитов, что позволит оценить нижний возрастной предел их накопления, получить информацию о возрасте главных этапов проявления кислого магматизма и высокоградиентного метаморфизма в пределах областей сноса. Использование информации по обломочным цирконам и Sm–Nd данных по кварцитам и сланцам позволят сделать предположения о происхождении источников

осадочного материала. Данные о возрастах обломочных цирконов из кварцитов, занимающих различное положение по отношению к кислым вулканитам, позволят обосновать существование одной или нескольких разновозрастных кварцито-сланцевых толщ в пределах Актау-Моинтинского массива и, соответственно, сделать вывод о характере структуры докембрийских комплексов.

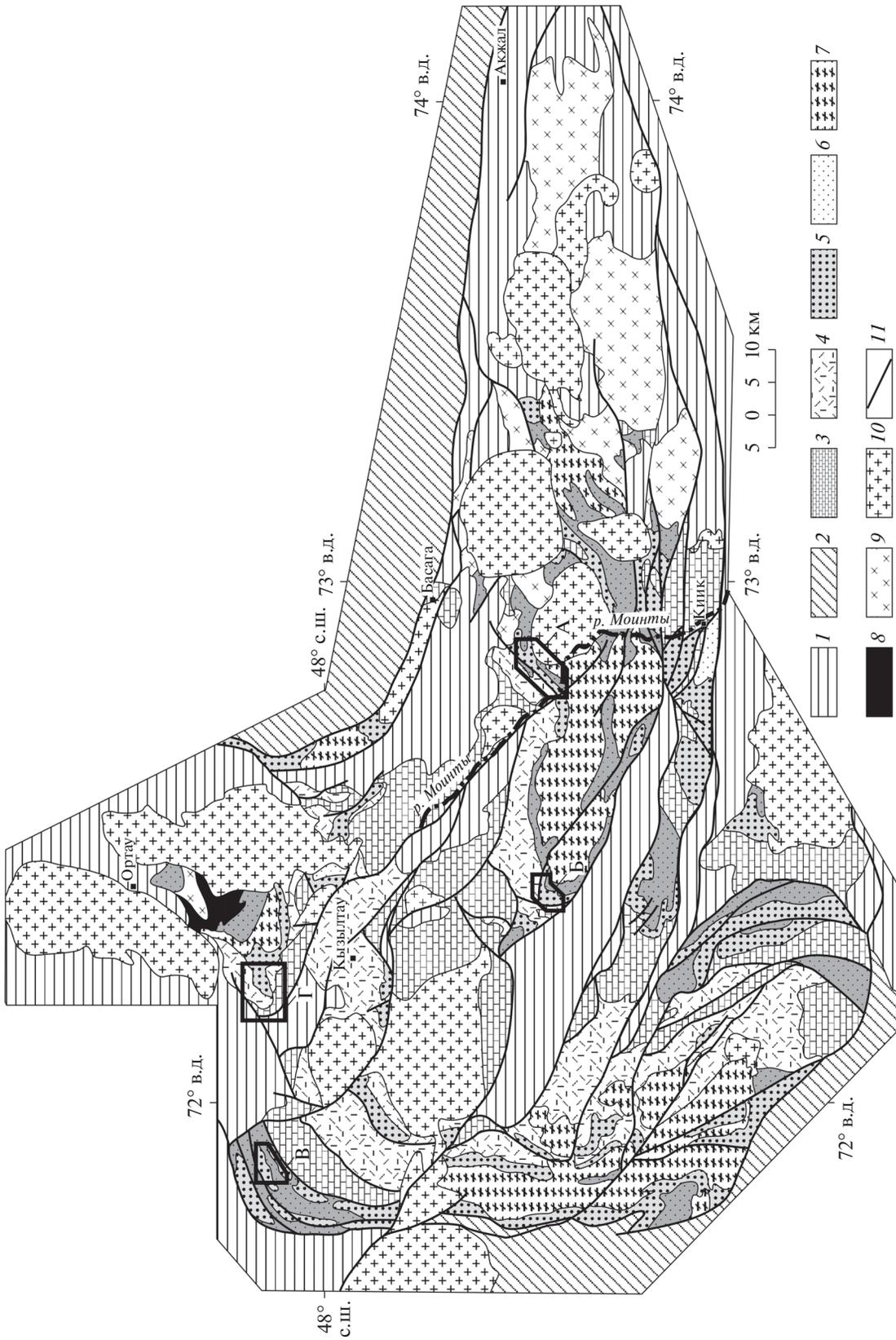
## ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

Актау-Моинтинский массив, расположенный в западной части Центрального Казахстана, вытянут в северо-западном простирании на 800 км при ширине 150–200 км (рис. 2). С запада, юго-запада и северо-востока массив обрамляется нижнепалеозойскими и силурийскими комплексами, в строении которых преобладают кремнистые и кремнисто-базальтовые толщ, на востоке массива они перекрываются континентальными вулканитами девона и верхнего палеозоя [8].

В восточной и западной частях Актау-Моинтинского массива среди доэдиакарских стратифицированных комплексов наиболее широко распространены имеющие различные соотношения кварцито-сланцевые толщ и кислые вулканиты.

В восточной части массива кварцито-сланцевые толщ объединены в киикскую серию. Ее нижняя часть представлена слабометаморфизованными аргиллитами, алевролитами, кварцевыми песчаниками и углеродисто-глинистыми сланцами с линзами мраморов (айкарлинская свита мощность более 2000 м). Верхи серии сложены белыми и светло-серыми кварцитами, кварцито-песчаниками и кварцевыми гравелитами, в которых иногда встречаются горизонты, обогащенные минералами тяжелой фракции (актауская свита мощность до 400 м). Различные свиты киикской серии с несогласием и базальными конгломератами в основании перекрываются слабо метаморфизованными кислыми вулканитами (алтынсынганская свита мощностью более 2500 м) [1, 3, 13].

На западе и севере массива кварцито-сланцевые толщ присутствуют на нескольких уровнях в составе верхнеатауской серии, породы которой отличаются более значительными метаморфизмом и степенью деформаций [13, 25]. В ее видимом основании залегают метаморфизованные кислые вулканиты с прослоями кварцитов и сланцев (уркендеуская свита мощность более 1000 м). Выше залегают кварциты, кварцито-сланцы и редкими простоями сланцев общей мощностью до 300 м, а также сильно рассланцованные кислые вулканиты с пачками кварцитов и сланцев мощностью 400 м (кабантауская свита). Завершается разрез серии белыми кварцитами и серицит-хлоритовыми сланцами, выше которых



**Рис. 2.** Схема геологического строения Актау-Моинтинского массива. Показаны (контуры): А – район гор Актас, Б – окрестности г. Бейэпше, В – северо-восточная часть гор Актау, Г – окрестности г. Большой Алабас. 1 – средне-верхнепалеозойские терригенно-вулканогенные комплексы; 2 – ордовикские и силурийские кремнисто-базальтовые и терригенные комплексы; 3–7 – комплексы чехла и фундамента Актау-Моинтинского массива. 3 – эдиакаарско-нижнепалеозойские терригенно-карбонатные толщи, 4 – раннеопротерозойские метаморфизованные кислые эффузивы, 5 – средне-неопротерозойские кварциты и кварцито-песчаники 6 – средне-неопротерозойские сланцы и кварцито-сланцы, 7 – раннеопротерозойские граниты; 8 – раннепалеозойские гранитоиды; 9 – ранне- и позднеордовикские монцититы и гранодиориты; 10 – средне-позднепалеозойские гранитоиды; 11 – разрывные нарушения

залегают метаморфизованные кислые вулканы с прослоями кварцитов и сланцев (айдархарлинская свита мощностью 300 м). Однако существует и другая точка зрения на положение кварцито-сланцевых толщ в западной части массива. Их неоднократное чередование с кислыми вулканидами в разрезе верхнеатауской серии рассматривается как отражение сложной структуры докембрийских комплексов, для которой характерны опрокинутые и лежащие складки, а также чешуйчатые надвиги с повторением по ним одних и тех же элементов разреза [3]. Кварцито-сланцевые толщи и кислые вулканы как в восточной, так и в западных частях массива прорваны расланцованными гранитами узунжальского комплекса.

Противоречия в понимании структуры и стратиграфической последовательности докембрийских толщ Актау-Моинтинского массива до последнего времени невозможно было решить по причине отсутствия современных геохронологических данных о возрасте как магматических, так и осадочных пород. Только в последние годы были получены U—Pb данные о раннепротерозойском возрасте кислых вулканидов алтынсынганской и уркендеуской свит в восточной и северной частях массива, составляющем  $925 \pm 9$  млн лет и  $921 \pm 5$  млн лет, соответственно, был также установлен раннепротерозойский возраст кристаллизации гранитов узунжальского комплекса —  $917 \pm 6$  млн лет [20]. Эти данные позволили утверждать, что кислые вулканы в разных частях массива формировались в одно и то же время, а их различные соотношения с кварцито-сланцевыми толщами, скорее всего, связаны с последующими деформациями. Однако для более убедительного обоснования такого предположения необходимы данные о возрасте осадконакопления и источниках сноса кварцито-сланцевых толщ в разных частях массива.

В пределах Актау-Моинтинского массива широко распространены комплексы эдиакар—нижнепалеозойского чехла, которые с несогласием залегают на более древних кислых вулканидах и кварцитах. В основании разреза чехла залегают аркозовые песчаники и гравелиты (бейэпшинская свита мощностью до 700 м). Далее разрез наращивается доломитами и кварцевыми песчаниками с горизонтом тиллитов (капальская свита мощностью до 1000 м), а завершается известняками и доломитами с акритархами и водорослями венда—нижнего кембрия (басагинская серия мощностью до 1500 м) [14, 24, 27].

Особенности строения разрезов и текстурно-структурные характеристики пород кварцито-сланцевых толщ были подробно изучены во время специализированных исследований [4, 5]. По этим признакам кварциты и сланцы киикской и верхнеатауской серий не имеют существенных

различий. Было показано, что кварцито-сланцевые толщи Актау-Моинтинского массива представляют собой регрессивную последовательность, для которой характерна смена первично глинисто-карбонатных пород нижних частей разреза первично-обломочными породами в его верхах. В кварцито-сланцевых толщах также прослеживается регрессивная тенденция, отражением которой являются увеличение размерности обломочного материала, возрастание степени его окатанности и мономинеральности. Обстановка накопления толщ южной части массива более мелководная и сопоставляется с прибрежным мелководьем, прибрежными барами и косами. Накопление пород северной части массива происходило в более глубоководной области прибрежного мелководья в зоне развития волнений и слабых течений, а местами в лагунных обстановках. Характерной особенностью разрезов этой части массива является хорошая сортировка обломочного материала и наличие горизонтов с повышенной концентрацией минералов тяжелой фракции, среди которых преобладают циркон, рутил, магнетит, турмалин, амфибол, пироксен и другие минералы.

#### СТРОЕНИЕ КВАРЦИТО-СЛАНЦЕВЫХ РАЗРЕЗОВ И МЕСТА ОТБОРА ПРОБ

Изучение строения кварцито-сланцевых толщ и отбор проб для дальнейших геохронологических исследований обломочных цирконов были проведены в различных частях массива и включали разрезы киикской и верхнеатауской серий. Кварцито-сланцевые толщи, входящие в состав киикской серии, были изучены в районе гор Актау, окрестностях г. Бейэпше и на северо-востоке гор Актау, в составе верхнеатауской серии, — в окрестностях г. Большой Алабас (табл. 1).

**Горы Актау.** В районе гор Актау, расположенных в восточной части массива, находятся опорные разрезы киикской серии, где впервые были установлены ее соотношения с кислыми вулканидами алтынсынганской свиты [1]. На этом участке киикская серия залегают в низах видимого разреза докембрийских комплексов Актау-Моинтинского массива, слагая ядро крупной антиклинали на юго-востоке участка (рис. 3, А). В основании разреза залегают глинистые сланцы и метаморфизованные алевролиты с прослоями (мощностью до 1–2 м) серых и зеленоватых кварцитов и кварцито-песчаников верхов айкарлинской свиты мощностью до 150–200 м. Сланцы и кварциты прорваны раннепротерозойскими и позднедевонскими гранитами, вблизи которых ороговикованы. Выше залегают толща чередующихся серых, белых, зеленоватых слоистых и массивных кварцитов и кварцито-песчаников актауской свиты мощностью 300–400 м. Разрез нарушен серией продольных и поперечных разло-

**Таблица 1.** Характеристика проб, использованных для LAICPMS геохронологических U–Th–Pb исследований.

№ п/п	Участок	Номер пробы и ее характеристика	Координаты места отбора пробы
1	г. Актас (юго-восточная часть)	АМ-1711 Бластосаммитовый кварцито-песчаник со слюдисто-кварцевым цементом	47°42'35.7" с.ш. 72°47'03.3" в.д.
2	г. Бейэпше	Б-15108 Бластосаммитовый кварцито-песчаник со слюдисто-кварцевым цементом	47°42'37.60" с.ш. 72°23'13.20" в.д.
3	Горы Актау	Б-15118 Бластосаммитовый кварцито-песчаник со слюдисто-кварцевым цементом	48°4'46.20" с.ш. 71°52'49.70" в.д.
4	г. Большой Алабас	Б-15102 Бластосаммитовый кварцит с регенрационным кварцевым цементом	48°03'31.4" с.ш. 72°14'09.7" в.д.
5		Б-15103 бластосаммитовый кварцит с регенрационным кварцевым цементом	48°03'35.4" с.ш. 72°13'50.9" в.д.

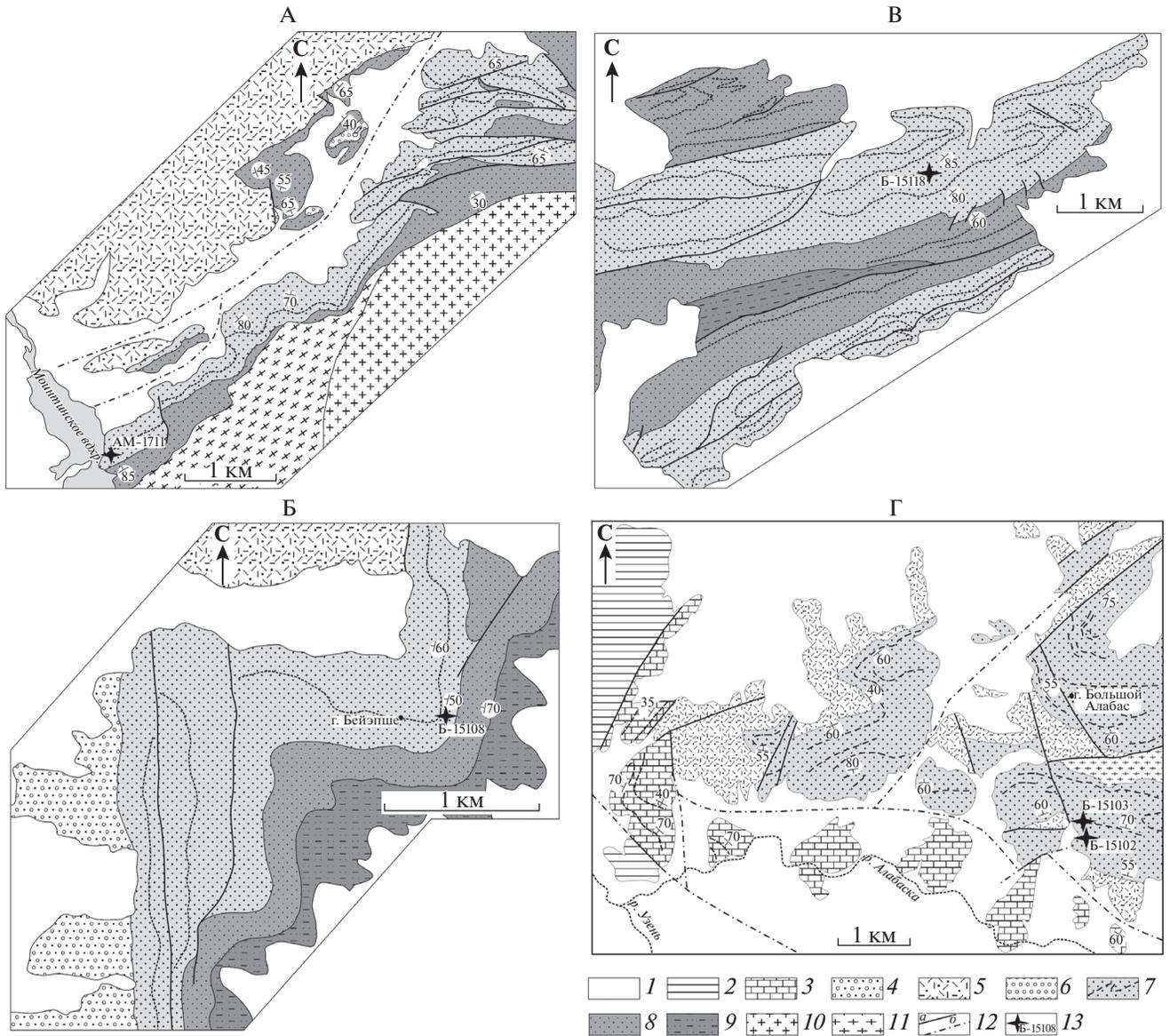
мов, по которым повторены одни и те же элементы разреза. Для геохронологических исследований обломочных цирконов из светло-зеленых слоистых среднезернистых кварцито-песчаников была отобрана проба АМ-1711 (47°42'35.7" с.ш., 72°47'03.3" в.д.). В северо-западной части участка за крупным взбросом северо-восточного простирания в ядре небольшой антиклинали вновь обнажены глинистые сланцы с прослоями кварцитов и кварцито-песчаников, которые с несогласием перекрыты метаморфизованными кислыми вулканитами алтынсынганской свиты. В основании ее разреза локально встречаются крупногалечные и валунные кварцитовые конгломераты мощностью до нескольких десятков метров.

**Гора Бейэпше.** В окрестностях горы Бейэпше в центральной части массива породы киикской серии приурочены к северо-западному крылу крупной антиклинальной складки (см. рис. 3, Б). В основании разреза залегают породы айкарлинской свиты, нижняя часть которой представлена темно-серыми глинистыми сланцами мощностью более 100–150 м. Верхняя часть свиты мощностью около 250 м сложена такими же сланцами с прослоями и пачками красноватых и зеленоватых кварцитов и кварцито-песчаников. Кварцито-сланцевый разрез завершает актауская свита, образованная чередованием белых, светло-серых и зеленоватых слоистых и массивных кварцитов и кварцито-песчаников мощностью до 200 м. Для геохронологических исследований обломочных цирконов из серых среднезернистых кварцито-песчаников актауской свиты была отобрана проба Б-15108 (47°42'37.60" с.ш., 72°23'13.20" в.д.). В западной части участка разрез нарушен серией

продольных разломов, по которым повторяются белые и серые кварциты актауской свиты. На западном крыле антиклинали на кварцитах с несогласием залегают породы бейэпшинской свиты, представленные аркозовыми песчаниками и гравелитами с прослоями среднегалечных конгломератов с кварцитовой галькой.

**Северо-восток гор Актау.** В северо-восточной части гор Актау на крайнем северо-западе массива породы киикской серии слагают субширотную антиклиналь и сопряженные с ней с севера и юга синклинали (см. рис. 3, В). Ядро антиклинали образовано серицит-хлорит-кварцевыми и глинистыми сланцами нижней части айкарлинской свиты мощностью более 100–150 м. Северное и южное крылья этой складки образованы породами верхней части этой свиты мощностью около 300 м, представленными такими же сланцами с прослоями и пачками кварцитов и кварцито-песчаников мощностью 2–5 м. Ядра синклиналей сложены белыми и серыми слоистыми и массивными кварцитами и кварцито-песчаниками актауской свиты, которые в верхах разреза чередуются с гравелитами и мелкогалечными конгломератами, состоящими из хорошо окатанных галек кварца и белых кварцитов. Мощность актауской свиты около 250–300 м. Для геохронологических исследований обломочных цирконов из белых среднезернистых кварцито-песчаников актауской свиты была отобрана проба Б-15118 (48°04'46.20" с.ш., 71°52'49.70" в.д.).

**Гора Большой Алабас.** В окрестностях горы Большой Алабас в северной части массива породы верхнеатауской серии слагают крупную субширотную синформу (см. рис. 3, Г). Ее крылья и



**Рис. 3.** Схемы геологического строения участков отбора проб из кварцито-сланцевых разрезов района гор Актау (А), окрестностей г. Бейяньше (Б), северо-восточной части гор Актау (В), окрестностей г. Большой Алабас (Г). 1 – кайнозойские отложения; 2 – девонские вулканогенно-осадочные толщи; 3 – известняки басагинской серии; 4 – аркозовые песчаники, гравелиты и конгломераты бейпшинской свиты; 5 – метаморфизованные кислые вулканиты алтын-сынганской и уркендеуской свит; 6 – валунные кварцитовые конгломераты основания алтын-сынганской свиты; 7 – кварциты, кварцито-песчаники, кварцевые гравелиты и мелкогалечные конгломераты актауской и кабантауской свит; 8 – глинистые и углеродистые сланцы с горизонтами и пачками кварцитов и кварцито-песчаников айкарлинской свиты; 9 – глинистые и углеродистые сланцы; 10–11 – граниты: 10 – позднедевонские, 11 – раннепротерозойские; 12 – разрывные нарушения: а – прослеженные, б – предполагаемые; 13 – места отбора проб

западное замыкание сложены метаморфизованными кислыми вулканитами с редкими прослоями кварцитов и туффигов уркендеуской свиты мощностью более 800 м. Ядро синформы составляет толща кварцитов и кварцито-песчаников нижней части кабантауской свиты мощностью более 500 м. Ее нижняя часть сложена переслаивающимися светло-серыми мелко-среднезернистыми кварцито-песчаниками, кварцитами с реликтами

косой слоистости и маломощными (0.5–1 см) прослоями, обогащенные минералами тяжелой фракции. Верхняя часть кварцито-сланцевого разреза образована серыми, синевато-серыми мелко- и крупнозернистыми кварцито-песчаниками с прослоями слюдястых разностей. Кварциты прорваны раннепротерозойскими гранитами узунжальского комплекса. Для геохронологических исследований обломочных цирконов

из мелкозернистых кварцитов отобрана проба Б-15102 (48°03'31.4" с.ш., 72°14'09.7" в.д.), из кварцитов с прослоем обогащенными минералами тяжелой фракции отобрана проба Б-15103 (48°03'35.4" с.ш., 72°13'50.9" в.д.).

**РЕЗУЛЬТАТЫ U–Pb  
ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ И Lu–Hf  
ИЗОТОПНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ  
ОБЛОМОЧНЫХ ЦИРКОНОВ И Sm–Nd  
ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКОГО  
ИЗУЧЕНИЯ КВАРЦИТОВ**

Выделение цирконов проводилось по стандартной методике с применением тяжелых жидкостей в Лаборатории минералогического и трекового анализа Геологического института РАН (г. Москва, Россия). Приблизительно 100–250 зерен циркона (фракции > 85 мкм) были отобраны из каждого образца и смонтированы в эпоксидную смолу. Морфологические особенности и внутреннее строение цирконов изучались в режимах вторичных электронов и катодоллюминесценции на сканирующем электронном микроскопе Vega-3 в Лаборатории изотопной геологии Института геологии и геохронологии докембрия РАН (г. Санкт-Петербург, Россия). В цирконах были выбраны оптимальные участки для U–Pb геохронологических и Lu–Hf изотопных исследований.

U–Pb датирование цирконов было выполнено методом лазерной абляции с индукционно-связанной плазмой и масс-спектрометрическим окончанием (LA-ICP-MS) в Департаменте геологических наук Национального университета Тайваня (г. Тайпей, Тайвань) по методике [30] с использованием 193 нм ArF-эксимерной системы лазерной абляции Photon Machines Analyte G2 с ICP масс-спектрометром Agilent 7500. Каждый анализ проводился в точке с диаметром 30 мкм в течение 60 сек после 30 сек измерений фона. Калибровка производилась с использованием стандарта циркона GJ-1, для которого методом термоионизационной масс-спектрометрии с изотопным разбавлением (ID-TIMS) получена  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  оценка возраста  $608.5 \pm 0.4$  млн лет ( $2\sigma$ ) и возраст по верхнему пересечению дискордии с конкордией  $608.5 \pm 1.5$  млн лет ( $2\sigma$ ) [38]. Качество данных контролировалось по стандартным цирконам 91500 и Plesovice, для которых в ходе исследований получены конкордатная оценка возраста  $1065 \pm 8$  млн лет ( $2\sigma$ , СКВО = 0.51, вероятность = 0.47) и средневзвешенное значение  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  возраста  $334 \pm 3$  млн лет ( $2\sigma$ , СКВО = 0.29, вероятность = 1.00). Полученные данные обрабатывались с использованием программ GLITTER [48] и Isoplot v. 4.15 [45].

Изучение Lu–Hf изотопных характеристик цирконов выполнено в Институте наук о Земле Академии Синика, (г. Тайпей, Тайвань) на ICP масс-спектрометре Nu Plasma HR с использованием системы лазерной абляции Photon Machines Analyte G2 по методике [30]. Каждый анализ проводился в точке с диаметром пучка 50 мкм, частотой повторения 8 Гц и энергией ~8–9 Дж/см<sup>2</sup>. Время анализа составляло ~2 мин, включая 30 с измерения фонового шума. В качестве внешнего стандарта был использован циркон Mud Tank со средним значением отношения:

$$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf} = 0.282495 \pm 29 \text{ (} 2\sigma, n = 525 \text{)}.$$

Значения  $\epsilon\text{Hf}$  (Т) и модельные Hf возраста были рассчитаны с использованием хондритовых величин:

$$^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0.0332$$

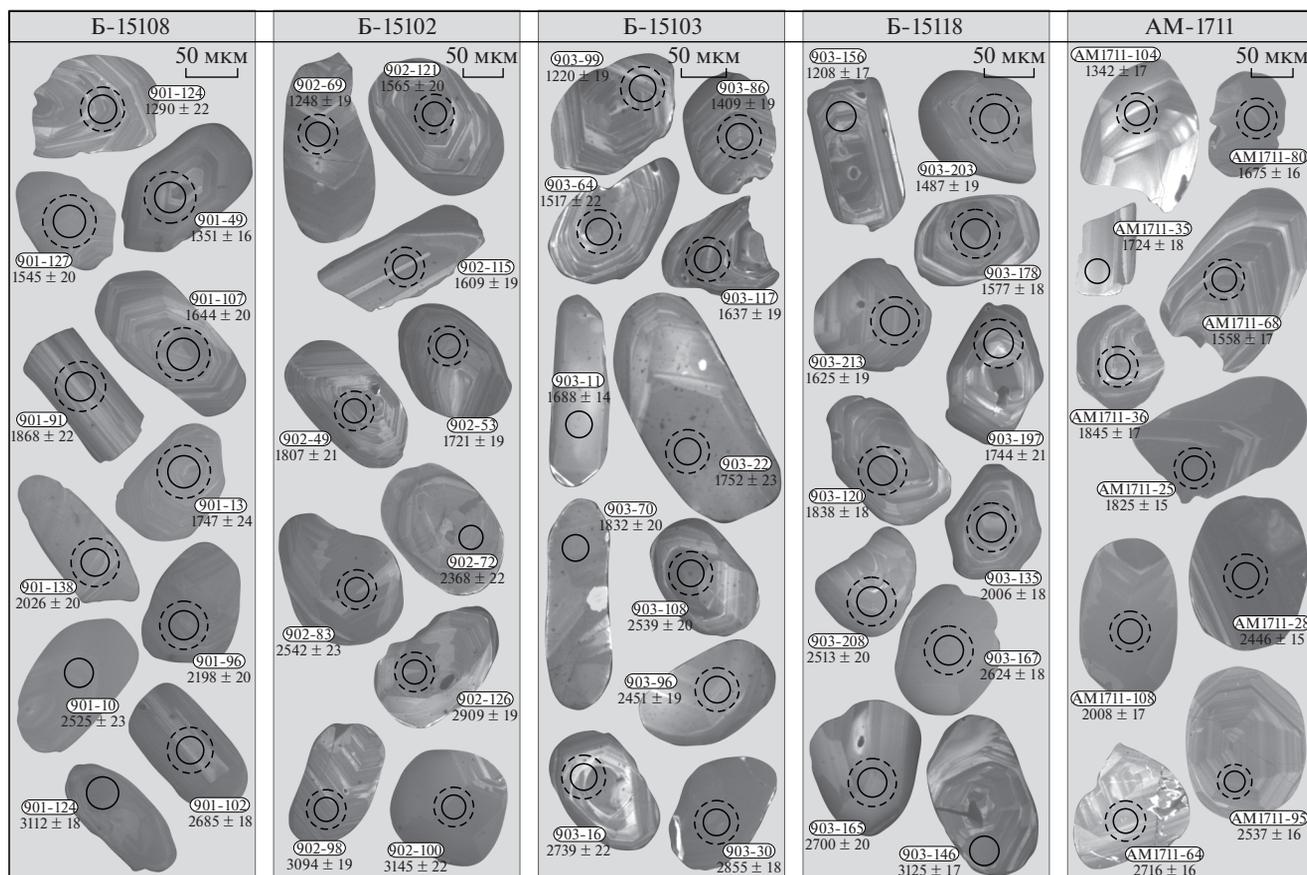
$$\text{и } ^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf} = 0.282772 \text{ (по [29])},$$

среднего отношения  $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$  для континентальной коры, составляющего 0.015 [34], и константой распада:

$$^{176}\text{Lu} \rightarrow ^{177}\text{Hf} \text{ } 1.867 \times 10^{-11} \text{ год}^{-1} \text{ (по [47])}.$$

Все изученные цирконы имеют размер от 60 до 300 мкм и представлены в основном бесцветными и прозрачными окатанными или полукатанными зернами. Большинство цирконов имеют хорошо сохранившуюся осцилляторную магматическую зональность, иногда в них присутствуют небольшие каймы, образование которых, возможно, связано с наложенным метаморфизмом. Единичные зерна имеют секторальную зональность, в некоторых обнаружены расплавные включения. Совокупность этих признаков указывает на магматическое происхождение таких цирконов. В цирконах другой группы отсутствует магматическая зональность, типичны темные и серые цвета на изображениях в режиме катодоллюминесценции, что характерно зерен метаморфического генезиса. Особенностью изученных проб является присутствие во всех возрастных группах как магматических, так и метаморфических цирконов. Некоторые зерна имели ксенокристаллические ядра и поэтому были исключены из дальнейших исследований (рис. 4).

Из кварцитов юго-западного окончания гор Актас (проба АМ-1711) изучено 84 зерна цирконов, для которых получено 75 конкордатных оценок возраста (Приложение 1). Преобладающими являются палеопротерозойские цирконы с возрастными интервалами от 1543 до 1893 млн лет (52 зерна) с максимумами 1580, 1650, 1750 и 1850 млн лет (рис. 5). Реже встречаются неогаргейские цирконы с возрастными интервалами от 2465 до 2570 млн лет и максимумом 2530 млн лет. Для



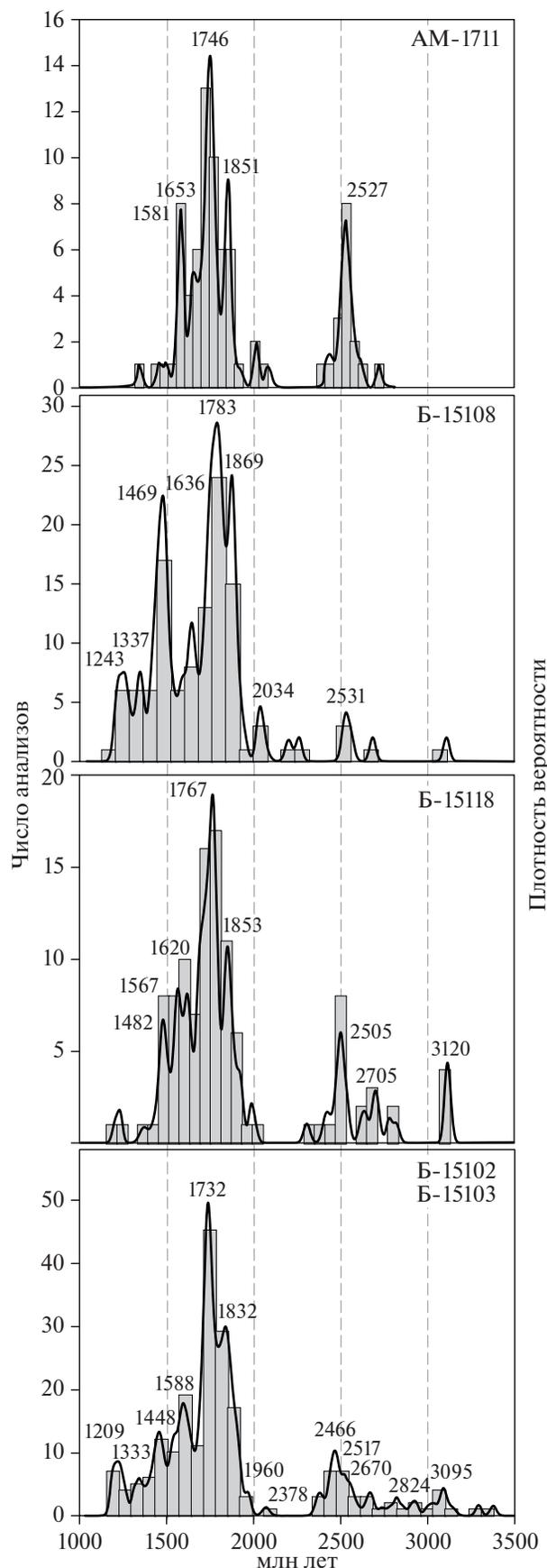
**Рис. 4.** Микрофотографии кристаллов изученных цирконов из кварцито-сланцевых толщ Актау-Моинтинского массива, выполненные на сканирующем электронном микроскопе Vega-3 в режиме катодолуминесценции. Обозначены (кружок показан сплошной линией): точки, где проводились U–Pb измерения (ø30 мкм), пунктирными – Lu–Hf измерения (ø50 мкм).

53 зерен цирконов проведены Lu–Hf изотопные исследования (Приложение 2). Палеопротерозойские цирконы характеризуются широким диапазоном значений  $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$  от  $-14.9$  до  $+11.3$  при модельных возрастах  $t_{\text{Hf}}(C) = 1393\text{--}3014$  млн лет (рис. 6, а). Неоархейские цирконы имеют диапазон значений  $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$  от  $-12.5$  до  $+2.2$  при модельных возрастах  $t_{\text{Hf}}(C) = 2792\text{--}3686$  млн лет.

Из мелкозернистых кварцито-песчаников на г. Бейэпше (проба Б-15108) изучено 118 зерен циркона, для которых получено 114 конкордантных оценок возраста (см. Приложение 2). Для основной популяции цирконов получены мезо-палеопротерозойские оценки возраста в интервале от 1177 до 2066 млн лет (106 зерен) с основными максимумами возрастов 1240, 1340, 1470, 1640, 1780 и 1870 млн лет и слабее выраженным 2030 млрд лет (см. рис. 5). Отдельные зерна имеют неоархейские оценки возраста в интервале от 2519 до 2562 млн лет со слабовыраженным пиком 2530 млн лет. Для 55 зерен цирконов проведены Lu–Hf изотопные исследования (Приложение 2). Для мезо-палеопротерозойских цирконов значе-

ния  $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$  характеризуются широким диапазоном значений от  $-6.6$  до  $+11.4$ , при модельных возрастах  $t_{\text{Hf}}(C) = 1341\text{--}2817$  млн лет (см. рис. 6, а). Для неоархейских цирконов типичны в основном положительные значения  $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$  от  $+1.8$  до  $+4.8$ , при модельных возрастах  $t_{\text{Hf}}(C) = 2340\text{--}2817$  млн лет.

Из среднезернистых кварцито-песчаников на северо-восточном окончании гор Актау (проба Б-15118) изучено 117 зерен цирконов, для которых 108 конкордантных оценок возраста (см. Приложение 1). Преобладает популяция цирконов с позднепалеопротерозойскими оценками возраста в интервале от 1426 до 1951 млн лет (84 зерна), с основными максимумами 1480, 1570, 1620, 1770 и 1850 млрд лет. Отдельные зерна имеют неоархейские конкордантные оценки возрастов в интервалах 2444–2553 и 2664–2736 млн лет, с максимумами 2510 и 2710 млрд лет (см. рис. 5). Для четырех зерен получены мезоархейские конкордантные возрасты в интервале от 3091 до 3150 млн лет с выраженным максимумом 3120 млрд лет. Для 52 зерен цирконов проведены Lu–Hf изотопные исследования (см. Приложение 2). Позднепа-

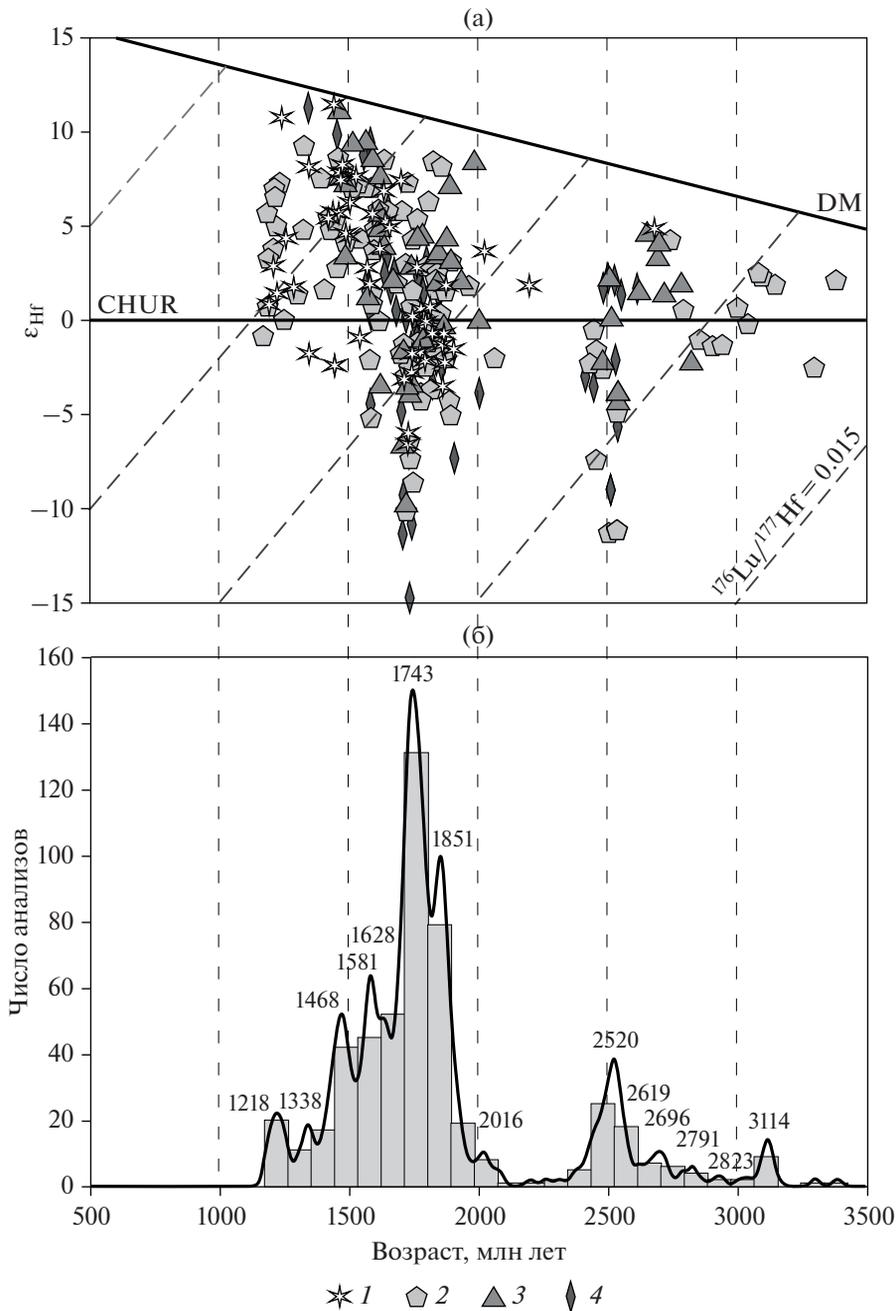


леопротерозойские (1400–2000 млн лет) цирконы имеют широкие вариации значений  $\epsilon\text{Hf}(t)$  в диапазоне от  $-9.8$  до  $+11.1$  при модельных возрастах  $t\text{Hf}(C) = 1507\text{--}2753$  млн лет (см. рис. 6, а). Цирконы нео- и мезоархейского возраста характеризуются значениями  $\epsilon\text{Hf}(t)$  от  $-4.4$  до  $+4.6$  при модельных возрастах  $t\text{Hf}(C) = 2797\text{--}3274$  млн лет.

Из кварцитов в южной части гор Алабас были изучены цирконы в пробах Б-15102 и Б-15103. Из пробы Б-15102 проанализировано 120 зерен циркона, для которых получено 108 конкордантных оценок возраста (см. Приложении 1). Преобладают раннемезопротерозойские и палеопротерозойские цирконы с возрастными интервалами 1300–1932 и 2421–2514 и максимумами 1334, 1434, 1577, 1727, 1825 и 2469 млн лет (см. рис. 5). Отдельные зерна имеют мезоархейские возрасты в интервале 3056–3132 млн лет и максимумом 3095 млн лет. Из пробы Б-15103 выполнено изучение 102 зерен циркона, для которых получено 98 конкордантных оценок возраста (см. Приложение 1). Наиболее распространены мезопротерозойские и палеопротерозойские цирконы с возрастными интервалами 1150–1261 и 1387–1943 млн лет с максимумами 1190, 1211, 1456, 1593, 1742 и 1848 млн лет (см. рис. 4). Отдельные цирконы имеют неоархейский возраст в интервале 2493–2579 млн лет с максимумом 2518 млн лет. Для 52 зерен цирконов из пробы Б-15102 проведены Lu–Hf изотопные исследования (см. Приложение 2). Мезопротерозойские цирконы характеризуются положительными значениями  $\epsilon\text{Hf}(t)$  от 0 до  $+8.5$  при модельных возрастах  $t\text{Hf}(C) = 1627\text{--}2259$  млн лет (см. рис. 6, а).

Позднепалеопротерозойские цирконы имеют широкий диапазон значений  $\epsilon\text{Hf}(t)$  от  $-10.1$  до  $+8.5$  при модельных возрастах  $t\text{Hf}(C) = 1890\text{--}2768$  млн лет. Для неоархейских цирконов характерны отрицательные значения  $\epsilon\text{Hf}(t)$  от  $-11.2$  до  $-1.7$  и более древние модельные возрасты  $t\text{Hf}(C) = 2948\text{--}3483$  млн лет. Мезоархейские цирконы имеют значения  $\epsilon\text{Hf}(t)$  от  $-2.6$  до  $+2.4$  при модельных возрастах  $t\text{Hf}(C) = 3265\text{--}3677$  млн лет. Для 53 цирконов из пробы Б-15103 проведены Lu–Hf изотопные исследования (см. Приложение 2). Мезопротерозойские цирконы здесь также имеют положительные значения  $\epsilon\text{Hf}(t)$  от  $+0.0$  до  $+9.3$  при модельных возрастах  $t\text{Hf}(C) = 1482\text{--}2420$  млн лет (см. рис. 6, а). Палеопротерозойские цирконы характеризуются широким диапазоном значений  $\epsilon\text{Hf}(t)$  от  $-8.7$  до  $+8.5$  при модельных возрастах  $t\text{Hf}(C) = 1775\text{--}2723$  млрд лет. Широкие

Рис. 5. Графики плотности вероятности и гистограммы распределения возрастов детритовых цирконов из кварцито-сланцевых толщ Актау-Моинтинского массива. Возрасты пиков (числа), рассчитанные в программе Age Pick [32].



**Рис. 6.** Изотопная диаграмма  $\epsilon\text{Hf}$  – Возраст (млн лет) для детритовых цирконов из кварцито-сланцевых толщ Актау-Моинтинского массива (а); Сводный график плотности вероятности и гистограмма распределения возрастов детритовых цирконов из кварцито-сланцевых толщ Актау-Моинтинского массива (б).  
 Возрасты пиков (числа), рассчитанные в программе Age Pick [32].  
 1–4 – фигуративные точки цирконов из проб: 1 – Б-15118, 2 – Б-15102 и Б-15103, 3 – Б-15108 4 – АМ-1711

вариации  $\epsilon\text{Hf}(t)$  от  $-11.3$  до  $+4.2$  при модельных возрастах  $t\text{Hf}(C) = 2888-3464$  млн лет типичны и для мезоархейских цирконов.

Изотопные Sm–Nd исследования пород были выполнены в лаборатории изотопной геологии Института геологии и геохронологии докембрия РАН (г. Санкт-Петербург, Россия) на многокол-

латорном масс-спектрометре Triton TI в статическом режиме по методике, описанной в [16].

Кварциты и кварцито-песчаники характеризуются отрицательными значениями  $\epsilon\text{Nd}(t)$  от  $-8.0$  до  $-4.5$  рассчитанными для возраста 1000 млн лет, и палеопротерозойскими модельными возрастaми  $t\text{Nd}(DM) = 2025-2310$  млн лет (табл. 2).

**Таблица 2.** Sm–Nd изотопные данные для кварцитов и сланцев киикской серии Актау-Моинтинского массива.

№ п/п	Образец	Sm, ppm	Nd, ppm	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$\pm 2s$	$\epsilon_{\text{Nd}}(t)$	$t_{\text{Nd}}(\text{DM})$ , млн лет	$t_{\text{Nd}}(\text{DM-2st})$ , млн лет
1	Б-15102	0.96	5.52	0.1054	0.511629	2	–8.0	2134	2310
2	Б-15105	1.79	9.62	0.1125	0.511806	2	–5.5	2019	2101
3	Б-15107	3.55	17.50	0.1227	0.511920	4	–4.5	2056	2025
4	Б-15114/1	6.52	35.50	0.1110	0.511686	2	–7.6	2168	2279
5	Б-15118	1.43	8.18	0.1059	0.511605	2	–8.5	2179	2355
6	Б-15122	2.32	13.16	0.1065	0.511741	2	–6.0	1998	2142

Примечание: величины  $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$  рассчитаны на возраст 1000 млн лет.

**Таблица 3.** Сопоставление полученных результатов U–Pb датирования детритовых цирконов из измеренных проб с использованием программы “Overlap–Similarity” [32].

Степень перекрытия					
Б-15108	Б-15108				
Б-15102	0.726	Б-15102			
Б-15103	0.778	0.760	Б-15103		
Б-15118	0.775	0.753	0.863	Б-15118	
АМ-1711	0.733	0.642	0.801	0.767	АМ-1711
Степень сходства					
Б-15108	Б-15108				
Б-15102	0.824	Б-15102			
Б-15103	0.863	0.849	Б-15103		
Б-15118	0.833	0.851	0.876	Б-15118	
АМ-1711	0.763	0.786	0.818	0.854	АМ-1711

## ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Полученные результаты U–Pb и Lu–Hf изучения обломочных цирконов и Sm–Nd исследования кварцитов и сланцев позволяют оценить нижний возрастной предел их накопления, получить информацию о возрастах магматических и метаморфических пород кислого состава в областях сноса и сделать выводы об основных этапах эволюция докембрийской континентальной коры Актау-Моинтинского массива.

### Сравнение полученных U–Pb геохронологических данных и определение временного интервала накопления кварцито-сланцевых толщ

Результаты U–Pb геохронологического изучения обломочных цирконов из кварцито-сланцевых толщ Актау-Моинтинского массива, занимающих различное положение по отношению к неопротерозойским кислым вулканитам, были сопоставлены с использованием программы “Overlap–Similarity” [32] и представлены в табл. 3.

Возрасты цирконов из кварцитов киикской серии (пробы АМ-1711, Б-15118 и Б-15108) показывают высокие значения степени перекрытия (0.733–0.775) и сходства (0.763–0.854). Степень перекрытия возрастов цирконов из кварцитов верхнеатауской серии (пробы Б-15102 и Б-15103) составляет 0.760, а степень сходства – 0.849 (см. табл. 3). Сопоставление результатов U–Pb геохронологического изучения обломочных цирконов из кварцитов киикской и верхнеатауской серий также показывают высокие степени перекрытия – 0.642–0.863 и сходства – 0.763–0.876. На этом основании может быть сделан вывод о существовании в пределах Актау-Моинтинского массива одной кварцито-сланцевой толщи, накопление которой происходило в пределах одного бассейна за счет эрозии одних и тех же комплексов. Вычисление максимумов возрастов цирконов из всех изученных проб позволило выделить наиболее молодую статически значимую популяцию цирконов с максимумом возраста 1220 млн лет, которая определяет нижний возрастной предел накопления кварцито-сланцевой

толщи на Актау-Монтинском массиве. Отсутствие в кварцитах более молодых обломочных цирконов свидетельствует, что формирование этой толщи предшествовало излияниям кислых вулканитов алтынсынганской и уркендеуской свит, для которых получены близкие оценки возраста в интервале 920–925 млн лет. Учитывая, что в восточной части массива алтынсынганская свита кислых вулканитов с конгломератами в основании перекрывает кварциты и сланцы киикской серии, можно предполагать, что временной интервал 920–925 млн лет является верхним возрастным пределом накопления кварцито-сланцевой толщи Актау-Моинтинского массива. Следовательно, ее формирование происходило в интервале 1220–920 млн лет, соответствующем концу мезопротерозоя—началу неопротерозоя.

Полученные выводы о временном интервале накопления кварцито-сланцевых толщ позволяют считать, что положение кислых вулканитов структурно находится ниже кварцито-сланцевой толщи и их неоднократное чередование связано с более поздними деформациями, которые наиболее интенсивно проявлены в западной и северной частях Актау-Моинтинского массива. Здесь отличительными особенностями структуры докембрийских комплексов являются лежащие складки, на крыльях которых наблюдается перевернутая последовательность кварцито-сланцевых и вулканогенных толщ, и чешуйчатые надвиги с повторением по ним одних и тех же элементов разреза. В восточной части массива деформации и метаморфизм докембрийских комплексов проявлены значительно слабее и здесь сохраняются первичные соотношения кварцито-сланцевой толщи и кислых вулканитов.

#### **Эволюция докембрийской континентальной коры Актау-Моинтинского массива**

Состав пород, участвующих в строении кварцито-сланцевых толщ Актау-Моинтинского массива, свидетельствует о том, что их формирование могло происходить только за счет эрозии комплексов более древней континентальной коры. Представление о ее усредненных характеристиках дают данные об изотопном составе Nd кварцитов ( $\epsilon Nd(t) = -8.0...-4.5$ ;  $tNd(DM) = 2025-2310$  млн лет), которые указывают на преобладание палеопротерозойских комплексов в источниках обломочного материала.

Более подробная информация о возрастах и природе комплексов, подвергавшихся эрозии при накоплении кварцито-сланцевых толщ, может быть получена при анализе данных U–Pb и Lu–Hf изучения обломочных цирконов. Высокие степени сходства и перекрытия результатов U–Pb датирования детритовых цирконов во всех изученных пробах, позволяют использовать всю со-

вокупность полученных данных для построения гистограммы, кривой относительной вероятности возрастов и вычисления максимумов. В результате проведенного обобщения было установлено, что конкордатные оценки возрастов детритовых цирконов из кварцито-сланцевых толщ Актау-Моинтинского массива находятся преимущественно в диапазонах 1149–2105 и 2354–3159 млн лет. Основные максимумы возрастов составляют 1218, 1338, 1468, 1581, 1628, 1743, 1851 и 2520 млн лет и менее проявлены – 2016, 2619, 2696, 2791, 2823 и 3114 млн лет (см. рис. 6, б, табл. 4).

В каждой возрастной группе обломочных цирконов преобладают разности с выраженной магматической зональностью и высокими Th/U, что указывает на их магматический генезис. Характерной особенностью этих цирконов является их окатанная или полуокатанная форма (см. рис. 4), что свидетельствует либо об их длительной транспортировке, либо неоднократном перетолжении. Так как осадконакопление кварцито-сланцевых толщ происходило в тектонически стабильных обстановках в отсутствии расчлененного рельефа, то можно предполагать, что комплексы питающей провинции в течение длительного времени подвергались гидротермальным изменениям или интенсивному выветриванию. В этих условиях хорошая окатанность как кварца, так и минералов тяжелой фракции обусловлена не дальностью их переноса, а неоднократным перетолжением. Такое предположение подтверждается постоянным присутствием в тяжелой фракции амфиболов, пироксенов и эпидотов, которые не устойчивы к длительной транспортировке [46]. Это позволяет сделать вывод о местной природе источников сноса и считать, что обломочные цирконы в кварцито-сланцевых толщах Актау-Моинтинского массива происходят из комплексов, либо слагающих погребенную часть его фундамента, либо полностью эродированных. На этом основании результаты U–Pb геохронологического и Lu–Hf изотопно-геохимического изучения обломочных цирконов могут быть использованы для реконструкции донеопротерозойской эволюции континентальной коры этого массива.

Присутствие цирконов с раннедокембрийскими оценками возрастов позволяют выделить палеопротерозойский (~1.8 млрд лет) и неоархейский (~2.5 млрд лет) этапы эволюции коры массива. При этом раннедокембрийские цирконы характеризуются широким диапазоном значений  $\epsilon Hf(t)$  ( $-14.9...+14.9$ ) и Th/U (0.2–6.9), что предполагает формирование в течение этих этапов магматических комплексов из источников с разной коровой предисторией (рис. 7). Так, комплексы с цирконами, имеющими положительные значения  $\epsilon Hf(t)$  и высокие Th/U (>1.5), формировались под преобладающим влиянием ювенильного источника. В то время как образования с

**Таблица 4.** Пики возрастов (млн лет), рассчитанных с использованием программы “Age Pick” [32], для детритовых цирконов из кварцито-сланцевых толщ Актау-Моинтинского массива.

Б-15108		Б-15102		Б-15103		Б-15118		АМ-1711		Суммарные данные по всем пробам	
пик и максимум, млн лет	кол-во зерен	пик и максимум, млн лет	кол-во зерен	пик и максимум, млн лет	кол-во зерен	пик и максимум, млн лет	кол-во зерен	пик и максимум, млн лет	кол-во зерен	пик и максимум, млн лет	кол-во зерен
1243	6	1334	3	1190	7	1482	7	1581	9	1218	19
1337	5	1434	5	1211	7	1567	10	1653	6	1338	13
1469	19	1577	10	1456	8	1620	10	1746	22	1468	42
1636	8	1727	25	1593	9	1767	24	1851	11	1581	43
1783	24	1825	19	1742	21	1853	14	2527	10	1628	41
1869	16	2469	7	1848	12	2505	8			1743	114
2034	3	3095	3	2518	4	2705	3			1851	75
2531	3					3120	4			2016	6
										2520	25
										2619	5
										2696	8
										2791	3
										2823	4
										3114	9

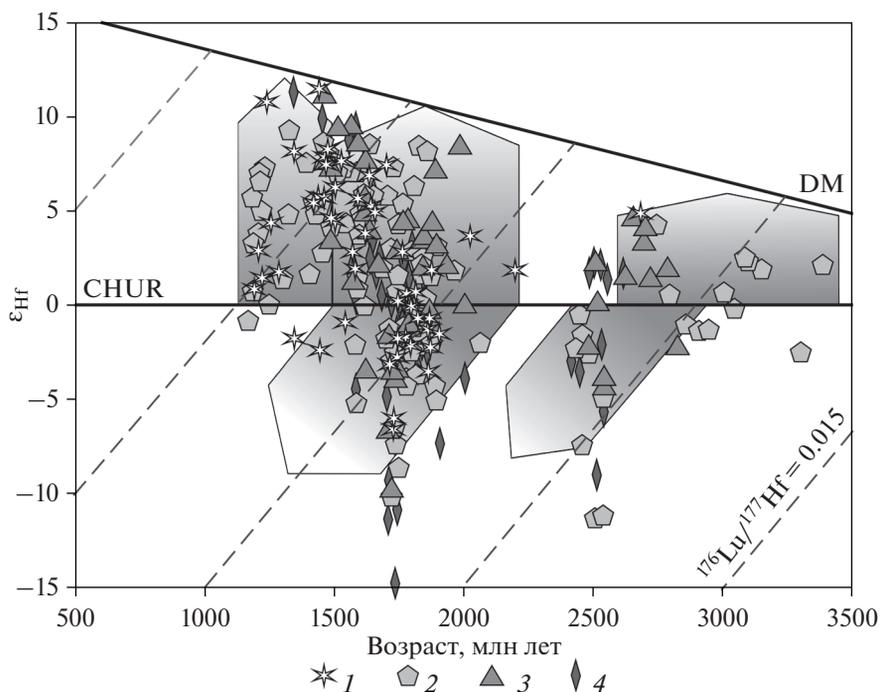
цирконами, для которых характерны отрицательные значения  $\epsilon\text{Hf}(t)$  и низкие  $\text{Th}/\text{U}$  ( $<1.5$ ), типичны для производных коровых источников [37, 50]. На этом основании можно предполагать, что тектоно-магматические процессы в палеопротерозое и неорхее приводили как к наращиванию континентальной коры, так и магматическому рециклингу более древних, в том числе и донеорхейских, коровых образований (см. рис. 7). Участие комплексов этого возраста в строении коры массива подтверждается присутствием детритовых цирконов с мезо-палеоархейскими конкордантными оценками возраста и модельными возрастными  $\text{Hf}$  ( $t\text{Hf}(C) = 2800-3690$  млн лет) у более молодых раннедокембрийских цирконов.

Детритовые цирконы с оценками возрастов  $\sim 1400-1600$  млн лет обладают в основном положительными значениями  $\epsilon\text{Hf}(t)$  до  $+12.2$ , что указывает на ювенильную природу их источников, при этом близкие к  $\text{U}-\text{Pb}$  оценкам модельные возрасты, свидетельствуют о наращивании континентальной коры массива в это время (см. рис. 7). Часть цирконов этого возраста имеет умеренно отрицательные значения  $\epsilon\text{Hf}(t)$  ( $-5.2...-0.9$ ) и модельные возрасты  $t\text{Hf}(C)$   $2170-2420$  млн лет. При-

сутствие таких цирконов может указывать на существование магматических образований, возникших в результате переработки комплексов континентальной коры, сформированных в палеопротерозое.

Наиболее молодая статически значимая популяция детритовых цирконов с диапазоном оценок возрастов от  $\sim 1200$  до  $1400$  млн лет демонстрирует положительные значения  $\epsilon\text{Hf}(t)$  ( $-1.8...+11.3$ ) и модельные возрасты  $t\text{Hf}(C) = 1250-2050$  млн лет. Происхождение этих цирконов связано с комплексами, формирование которых указывает на процессы наращивания континентальной коры в среднем мезопротерозое (см. рис. 7).

Таким образом, полученные данные свидетельствуют о длительной эволюции докембрийской коры Актау-Моинтинского массива — от мезоархей до неопротерозоя. Основные этапы роста континентальной коры были связаны тектоно-магматическими процессами неорхей, палео- и мезопротерозоя. При этом формирование ювенильной континентальной коры, за исключением среднего мезопротерозоя, происходило одновременно с магматической переработкой комплексов более древней коры (см. рис. 7).



**Рис. 7.** Диаграмма зависимости  $\epsilon_{\text{Hf}}$ –Возраст (млн лет) для конкордатных детритовых цирконов, отражающая эволюцию докембрийской континентальной коры Актау-Моинтинского массива в докембрии. 1–4 – фигуративные точки цирконов из проб: 1 – Б-15118, 2 – Б-15102 и Б-15103, 3 – Б-15108 4 – АМ-1711

**Возможные аналоги источников сноса обломочного материала в западной части Центрально-Азиатского складчатого пояса**

Предположение о возрасте и составе комплексов, которые могут слагать погребенную часть фундамента Актау-Моинтинского массива, было получено при сравнении данных по представительным популяциям детритовых цирконов из кварцито-сланцевых толщ с одновозрастными акцессорными цирконами из до-неопротерозойских магматических образований западной части Центрально-Азиатского складчатого пояса.

Наиболее молодая популяция представлена цирконами с среднемезопротеройскими (эктазийскими) оценками возрастов (~1200–1400 млн лет), характеризующиеся преимущественно положительными значениями  $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$  (–0.9...+14.6). В настоящее время породы, которые, предположительно, могли являться источниками этих цирконов в западной части Центрально-Азиатского пояса не обнаружены. Магматические образования близкого возраста известны только в пределах массива Китайского Центрального Тянь-Шаня, где выявлены гранитоиды с возрастом  $1218 \pm 17$  млн лет. Однако для этих пород характерны отрицательные значения  $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$  (–1.2...–6.6) и раннедокембрийские модельные возрасты ( $t_{\text{Nd}}(\text{DM})$  2600–2700 млн лет) [44]. Близкие изотопно-геохимические параметры имеют позд-

немезопротерозойские (стенийские) гранитоиды и кислые вулканиты с возрастными (~1100–1150 млн лет), широко распространенные в пределах Кокчетавского, Ишкеольмесского и Иссыккульского массивов [9, 21–23, 33, 42].

Цирконы с раннемезопротерозойскими (калимийскими) оценками возрастов (1400–1600 млн лет) также характеризуются в основном положительными значениями  $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$  (–5.2... +12.2). Подобные породы выявлены в восточной части массива Китайского Центрального Тянь-Шаня и в докембрийских блоках Бейшаня, где распространены гранитоиды возрастными ~1400–1450 млн лет, акцессорные цирконы в которых имеют положительные значения  $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$  (–2.6... +13.9) при модельных возрастах  $t_{\text{Hf}}(\text{C}) = 1380–2170$  млн лет [35, 51].

Цирконы с палеопротерозойскими (1600–1800 млн лет) и неоархейскими (2500–2700 млн лет) оценками возрастов, обладающие широкими вариациями  $\epsilon_{\text{Hf}}(T)$  (–14.9...+8.5), образуют наиболее представительную популяцию. Магматические и метаморфические породы позднепалеопротерозойского (~1800 млн лет) и неоархейского (~2500 млн лет) возраста широко представлены на древних кратонах, обрамляющих Центрально-Азиатский пояс, поэтому присутствие в кварцито-сланцевых толщах обломочных цирконов позднепалеопротерозойского и неоархейского возраста может указывать, что их источниками

являлись раннедокембрийский комплексы Сибирского, Восточно-Европейского, Северо-Китайского или Таримского кратонов [35, 39, 49]. Источники цирконов такого возраста есть и в западной части Центрального-Азиатского пояса, где также выявлены раннедокембрийские магматические образования. Они представлены метаморфизованными гранитоидами и ортогнейсами двух возрастных групп, участвующими в строении Жельтавского (~1846 млн лет и ~2187 млн лет) и Срединно-Тяньшаньского (~1850 млн лет и ~2320 млн лет) массивов [19, 41, 43]. Изотопные составы Nd раннедокембрийских гранитоидов ( $\epsilon\text{Nd}(t) -1.2...-6.6$ ,  $t\text{Nd}(\text{DM}) = 2.7-2.6$  млрд лет) характеризуют их как производные неархейской континентальной коры [19, 41].

### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Результаты U–Pb и Lu–Hf изотопно-геохронологического изучения обломочных цирконов из кварцито-сланцевых толщ Актау-Моинтинского массива, занимающих различное структурное положение по отношению к кислым вулканитам раннего неопротерозоя, позволяют считать эти толщи фрагментами единой осадочной последовательности. На это указывают высокие степени сходства и перекрытия конкордантных оценок возрастов обломочных цирконов из кварцитов. Кварцито-сланцевые толщи являются наиболее древними докембрийскими образованиями Актау-Моинтинского массива, накопление которых началось не ранее 1200 млн лет (стенный период мезопротерозоя) и продолжалось до начала формирования кислых вулканитов с возрастом ~920–925 млн лет (тонийский период неопротерозоя). Различное структурное положение кварцито-сланцевых толщ по отношению к кислым вулканитам, установленное в различных частях Актау-Моинтинского массива, связано с последующими деформациями, которые привели к формированию лежащих складок, осложненных чешуйчатыми надвигами.

Обломочные цирконы из кварцито-сланцевых толщ Актау-Моинтинского массива имеют широкий возрастной диапазон, конкордантные оценки их возрастов находятся преимущественно в диапазонах 1149–2105 и 2354–3159 млн лет. Основные максимумы возрастов составляют 1218, 1338, 1468, 1581, 1628, 1743, 1851 и 2520 млн лет и менее проявлены – 2016, 2619, 2696, 2791, 2823 и 3114 млн лет. Изучение особенностей строения кварцито-сланцевых толщ и состава минералов тяжелой фракции показало, что обломочные цирконы в основном имеют местную природу происходят из комплексов слагающих погребенную часть его фундамента Актау-Моинтинского массива, или из полностью эродированных образований. На этом основании результаты изучения

обломочных цирконов были использованы для реконструкции до-неопротерозойской эволюции континентальной коры массива. Было установлено, что формирование его коры происходило на протяжении мезоархей–неопротерозоя. В течение этого времени формирование ювенильной континентальной коры происходило одновременно с магматической переработкой комплексов более древней коры и только среднем мезопротерозое преобладало ювенильное корообразование.

Аналоги комплексов, являвшихся источниками обломочных цирконов в кварцито-сланцевых толщах Актау-Моинтинского массива, участвуют в строении других докембрийских массивов Казахстана, Северного, Срединного и Китайского Тянь-Шаня, что позволяет коррелировать этапы докембрийской тектоно-магматической эволюции в западной части Центрально-Азиатского пояса.

**Финансирование.** Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проекты № 19-55-52001 и 17-05-00357), аналитические работы проведены за счет средств Российского научного фонда (проект № 14-27-00058) и проекта MOST 108-2923-M-001-005-MY3.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Авдеев А.В. О возрасте порфиroidов Атасу-Моинтинского водораздела // Стратиграфия нижнепалеозойских и силурийских отложений Центрального Казахстана / Л.И. Боровиков (ред.). Л.: Недра, 1965. С. 22–25.
2. Авдеев А.В., Азбель К.А., Борукаева М.Р. О важнейшем маркере позднего докембрия Казахстана и Северного Кыргызстана // Докембрий в фанерозойских складчатых областях / В.М. Шемякин (ред.). СПб: Наука, 1992. С. 119–129.
3. Авдеев А.В., Альперович Е.В., Вознесенский В.Д., Кореньков Б.Г. Докембрийские отложения Актау-Моинтинского водораздела // Допалеозой и палеозой Казахстана / А.А. Абдулин (ред.). Алма-Ата: Наука, 1974. Т. 1. С. 53–57.
4. Гвоздик Н.И. Некоторые результаты литологического изучения протерозойских сланцево-кварцитовых толщ Актау-Моинтинского антиклинория // Проблемы геологии Центрального Казахстана / Ю.А. Зайцев (ред.). М.: Изд-во МГУ, 1980. Кн. 1. С. 41–55.
5. Гвоздик Н.И. Кварцитовые толщи верхнего протерозоя Атасу-Моинтинского водораздела // Вестн. МГУ. Сер. геол. 1978. № 3. С. 18–22.
6. Геология Северного Казахстана (стратиграфия). Алма-Ата: Наука, 1987. 224 с.
7. Дегтярев К.Е., Ковач В.П., Третьяков А.А., Котов А.Б., Ван К.-Л. Возраст и источники докембрийских циркон-рутиловых россыпей Кокчетавского сиа-

- лического массива (Северный Казахстан) // ДАН. 2015. Т. 464. № 5. С. 584–588.
8. Дегтярев К.Е. Положение Актау-Джунгарского микроконтинента в структуре палеозойского Центрального Казахстана // Геотектоника. 2003. № 4. С. 14–34.
  9. Дегтярев К.Е., Третьяков А.А., Рязанцев А.В., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Александров П.А., Анисимова И.В. Среднерифейские гранитоиды западной части Киргизского хребта (Северный Тянь-Шань): структурное положение, строение и обоснование возраста // ДАН. 2011. Т. 441. № 2. С. 219–223.
  10. Дегтярев К.Е., Шатагин К.Н., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Луцицкая М.В., Третьяков А.А., Яковлев С.З. Позднедокембрийская вулканоплутоническая ассоциация Актау-Джунгарского массива (Центральный Казахстан): структурное положение, обоснование возраста, особенности состава // ДАН. 2008. Т. 421. С. 515–519.
  11. Дегтярев К.Е., Шатагин К.Н., Кузнецов Н.Б., Астраханцев О.В. Палеогеография позднего докембрия–раннего палеозоя Северной Евразии. Екатеринбург, 1998. С. 159–166.
  12. Зайцев Ю.А. О выделении среднерифейской исседонской складчатости в Казахстане // Вестн. МГУ. Сер. геол. 1974. № 3. С. 32–52.
  13. Зайцев Ю.А., Розанов С.Б., Филатова Л.И. Геология докембрийских метаморфических толщ Актау-Моинтинского антиклинария. Проблемы геологии Центрального Казахстана. М.: Изд-во МГУ, 1980. Кн. 1. С. 22–40.
  14. Зайцев Ю.А., Хераскова Т.Н. Венд Центрального Казахстана (Материалы по геологии Центрального Казахстана). М.: Изд-во МГУ, 1979. 251 с.
  15. Ковач В.П., Рязанцев А.В., Третьяков А.А., Дегтярев К.Е., Толмачева Е.В., Ван К.-Л., Котов А.Б., Чун С.-Л., Джан Б.-М. U–Pb возраста детритовых цирконов из неопротерозойских россыпей Еремантау-Ниязского массива как отражение этапов докембрийской тектоно-магматической эволюции Северного Казахстана // ДАН. 2014. Т. 455. № 3. С. 300–304.
  16. Котов А.Б., Ковач В.П., Сальникова Е.Б., Яковлева С.З., Бережная Н.Г., Мыскова Т.А. Этапы формирования континентальной коры центральной части Алданской гранулитогнейсовой области: U–Pb и Sm–Nd изотопные данные по гранитоидам // Петрология. 1995. Т. 3. № 1. С. 99–110.
  17. Лыдка К., Филатова Л.И. Главные черты литостратиграфии кокчетавской серии протерозоя Кокчетавского массива // Литология и полезные ископаемые. 1982. № 4. С. 130–136.
  18. Спиридонов Э.М. О толщах кварцитов среднего и верхнего рифея Северного Казахстана // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1987. Т. 62. В. 2. С. 71–77.
  19. Третьяков А.А., Дегтярев К.Е., Сальникова Е.Б., Шатагин К.Н., Котов А.Б., Рязанцев А.В., Пилицына А.В., Яковлева С.З., Толмачева Е.В., Плоткина Ю.В. Палеопротерозойские анорогенные гранитоиды Жельтавского сиалического массива (Южный Казахстан): структурное положение и обоснование возраста // ДАН. 2016. Т. 466. № 2. С. 196–201.
  20. Третьяков А.А., Дегтярев К.Е., Шатагин К.Н., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Анисимова И.В. Неопротерозойская анорогенная риолит-гранитная вулканоплутоническая ассоциация Актау-Моинтинского массива (Центральный Казахстан): возраст, источники и палеотектоническая позиция // Петрология. 2015. Т. 23. № 1. С. 26–49.
  21. Третьяков А.А., Котов А.Б., Дегтярев К.Е., Сальникова Е.Б., Шатагин К.Н., Яковлева С.З., Анисимова И.В. Среднерифейский вулканогенный комплекс Кокчетавского массива (Северный Казахстан): структурное положение и обоснование возраста // ДАН. 2011а. Т. 438. № 5. С. 644–648.
  22. Третьяков А.А., Дегтярев К.Е., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Шатагин К.Н., Яковлева С.З., Анисимова И.В., Плоткина Ю.В. Среднерифейский гнейсограниты Кокчетавского массива (Северный Казахстан): структурное положение и обоснование возраста // ДАН. 2011б. Т. 440. № 4. С. 511–515.
  23. Туркина О.М., Летников Ф.А., Левин А.В. Мезопротерозойские гранитоиды фундамента Кокчетавского микроконтинента // ДАН. 2011. Т. 436. № 4. С. 499–503.
  24. Филатова Л.И. Стратиграфия верхнего докембрия юго-востока Центрального Казахстана // Вестн. МГУ. Сер. геол. 1990. № 1. С. 3–16.
  25. Филатова Л.И. Стратиграфия и историко-геологический анализ метаморфических толщ докембрия Центрального Казахстана. М.: Недра, 1983. 160 с.
  26. Филатова Л.И., Гвоздик Н.И., Зубаткина Г.М. К стратиграфии протерозоя Центрального Казахстана // Геология и полезные ископаемые Центрального Казахстана / Е.Е. Милановский (ред.). М.: Наука, 1988. С. 15–29.
  27. Филатова Л.И., Зубаткина Г.М., Степанов Ю.Б. Стратиграфия верхнепротерозойско-нижнекембрийских толщ юго-востока Центрального Казахстана // Стратиграфия, литология, геохимия и рудоносность верхнего рифея-венда Средней Азии, Казахстана, Сибири / А.Б. Бакиров, Р.А. Максимова (ред.). Бишкек: Илим, 1992. С. 37–66.
  28. Чу-Илийский рудный пояс: Геология Чу-Илийского региона / А.А. Абдулин (ред.). Алма-Ата: Наука, 1980. 504 с.
  29. Blichert-Toft J., Albarude F. The Lu–Hf isotope geochemistry of chondrites and the evolution of the mantle–crust system // Earth and Planet. Sci. Lett. 1997. Vol. 148. P. 243–258.
  30. Chiu H.-Y., Chung S.-L., Wu F.-Y., Liu D., Liang Y.-H., Lin I.-J., Iizuka Y., Xie L.-W., Wang Y., Mei-Fei Chu M.-F. Zircon U–Pb and Hf isotopic constraints from eastern Transhimalayan batholiths on the precol-

- lisional magmatic and tectonic evolution in southern Tibet // *Tectonophysics*. 2009. Vol. 477. P. 3–19.
31. Degtyarev K., Yakubchuk A., Tretyakov A., Kotov A., Kovach V. Precambrian geology of the Kazakh Uplands and Tien Shan: An overview // *Gondwana Research*. 2017. Vol. 47. P. 44–75.
  32. Gehrels G.E. Detrital zircon U–Pb geochronology: current methods and new opportunities. In *Tectonics of Sedimentary Basins: Recent Advances*. Ed. by C. Busby, A. Azor (Chichester, UK, Wiley-Blackwell, 2012). P. 47–62.
  33. Glorie S., Zhimulev F.I., Buslov M.M., Andersen T., Plavsa D., Izmer A., Vanhaecke F., De Grave J. Formation of the Kokchetav subduction-collision zone (Northern Kazakhstan): insights from zircon U–Pb and Lu–Hf isotope systematics // *Gondwana Research*. 2015. Vol. 27. P. 424–438.
  34. Griffin W.L., Wang X., Jackson S.E., Pearson N.J., O'Reilly S.Y., Xu X., Zhou X. Zircon chemistry and magma mixing, SE China: in-situ analysis of Hf isotopes, Tonglu and Pingtan igneous complexes // *Lithos*. 2002. Vol. 61. P. 237–269.
  35. He J.W., Zhu W.B., Ge R.F., Zheng B.H., Wu H.L. Detrital zircon U–Pb ages and Hf isotopes of Neoproterozoic strata in the Aksu area, northwestern Tarim Craton: implications for supercontinent reconstruction and crustal evolution // *Precambrian Research*. 2014b. Vol. 254. P. 194–209.
  36. He Z.Y., Klemd R., Zhang Z.M., Zong K.Q., Sun L.X., Tian Z.L., Huang B.T. Mesoproterozoic continental arc magmatism and crustal growth in the eastern Central Tianshan Arc Terrane of the southern Central Asian Orogenic Belt: geochronological and geochemical evidence // *Lithos*. 2015 Vol. 236–237. P. 74–89.
  37. Hoskin P.W.O., Schaltegger U. The composition of zircon and igneous and metamorphic petrogenesis // *Rev. Mineral. Geochem.* 2003. Vol. 53. P. 27–62.
  38. 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. V. 211. P. 47–69.
  39. Khudoley A.K., Rainbird R.H., Stern R.A., Kropachev A.P., Heaman L.M., Zanin A.M., Podkovyrov V.N., Belova V.N., Sukhorukov V.I. Sedimentary evolution of the Riphean–Vendian basin of southeastern Siberia // *Precambrian Research*. 2001. V. 111. № 1–4. P. 129–163.
  40. 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.
  41. Kröner A., Alexeiev D.V., Kovach V.P., Rojas-Agramonte Y., Tretyakov A.A., Mikolaichuk A.V., Xie H., Sobel E.R. Zircon Ages, Geochemistry and Nd Isotopic Systematics for the Palaeoproterozoic 2.3 to 1.8 Ga Kuilyu Complex, East Kyrgyzstan – the Oldest Continental Basement Fragment in the Tianshan Orogenic Belt // *J.Asian Earth Sci.* 2017. Vol. 135. P. 122–135.
  42. Kröner A., Alexeiev D.V., Rojas-Agramonte Y., Hegner E., Wong J., Xia X., Belousova E., Mikolaichuk A.V., Seltmann R., Liu D., Kiselev V.V. Mesoproterozoic (Grenville-age) terranes in the Kyrgyz North Tianshan: Zircon ages and Nd–Hf isotopic constraints on the origin and evolution of basement blocks in the southern Central Asian Orogen // *Gondwana Research*. 2013. Vol. 23. P. 272–295.
  43. Kröner A., Windley B.F., Badarch G., Tomurtogoo O., Hegner E., Jahn B.M., Gruschka S., Khain E.V., Demoux A., Wingate M.T.D. Accretionary growth and crust formation in the Central Asia Orogenic Belt and comparison with the Arabian-Nubian shield // *Geol. Soc. Am.* 2007. Vol. 200. P. 1–29.
  44. Liu S., Guo Z., Zhang Z., Li Q., Zheng H. Nature of the Precambrian metamorphic blocks in the eastern segment of Central Tianshan: Constraint from geochronology and Nd isotopic geochemistry // *Sci. China. Ser.D. Earth Sci.* 2004. Vol. 47. № 12. P. 1085–1094.
  45. Ludwig K.R. Isoplot V. 4.15. Geochronological Toolkit for Microsoft Excel // Berkeley Geochron. Center, Spec. Publ. 2008. Vol. 4. P 76.
  46. Morton A.C. Heavy minerals in provenance studies. In: *Provenance of Arenites*. Ed. by G.G. Zuffa (Dordrecht, Reidel, 1985). P. 249–277.
  47. Söderlund U., Patchett P.J., Vervoort J.D., Isachsen C.E. The <sup>176</sup>Lu decay constant determined by Lu–Hf and U–Pb isotope systematics of Precambrian mafic intrusions // *Earth and Planetary Science Letters*. 2004. Vol. 219. P. 311–324.
  48. Van Acherbergh E., Ryan C.G., Jackson S.E., Griffin W.L. LA-ICP-MS in the Earth sciences – appendix 3, data reduction software for LA-ICP-MS. In: *Short Course*. Ed. by P.J. Sylvester (Canada, St. John's Mineral. Assoc., 2001. Vol. 29). P. 239–243.
  49. Wan Y.S., Song B., Liu D.Y., Wilde S.A., Wu J.S., Shi Y.R., Yin X.Y., Zhou H.Y. SHRIMP U–Pb zircon geochronology of Palaeoproterozoic metasedimentary rocks in the North China Craton: evidence for a major Late Palaeoproterozoic tectonothermal event // *Precambrian Research*. 2006. Vol. 149. P. 249–271.
  50. Wu Y.B., Zheng Y.F. Genesis of zircon and its constraints on interpretation of U–Pb age // *Chinese Sci. Bull.* 2004. Vol. 49. P. 1554–1569 (in Chinese with English abstract).
  51. Yuan Y., Zong K., He Z., Klemd R., Liu Y., Hu Z., Guo J., Zhang Z. Geochemical and geochronological evidence for a former early Neoproterozoic microcontinent in the South Beishan Orogenic Belt, southernmost Central Asian Orogenic Belt // *Precambrian Research*. 2015. Vol. 266. P. 409–424.

Рецензент: Т.Н. Хераскова

## The Quartzite-Schists Sequences of the Aktau-Mointy Massif (Central Kazakhstan): Structural Position, Provenance, Formation Stages of the Earth Crust in the Precambrian

N. A. Kanygina<sup>a,\*</sup>, A. A. Tretyakov<sup>a</sup>, K. E. Degtyarev<sup>a</sup>, V. P. Kovach<sup>b</sup>, J. V. Plotkina<sup>b</sup>,  
K.-N. Pang<sup>c</sup>, K.-L. Wang<sup>c</sup>, H.-Y. Lee<sup>c</sup>

<sup>a</sup>Geological Institute, Russian Academy of Sciences, Pyzhevskii per. 7, 119017, Moscow, Russian Federation

<sup>b</sup>Institute of Precambrian Geology and Geochronology, Russian Academy of Sciences,  
nab. Makarova 2, 199034, St. Petersburg, Russian Federation

<sup>c</sup>Institute of Earth Sciences, Academia Sinica, 128 Academia Road, Taipei 115, Nankang, Taiwan

\*e-mail: kanygina.nadia@gmail.com

The results of detrital zircons study for the quartzite-schist sequences of The Aktau-Mointy massif (Central Kazakhstan) that occur at several structural levels in relation to the early Neoproterozoic felsic volcanics, are provided. The obtained zircon U–Pb data analyses indicate that detrital zircons for the quartzite-schist sequences have similar age populations and minimum age of deposition is 1220 Ma. Different ratios of the quartzite-schist sequences and felsic volcanics are due to subsequent deformations. Concordia ages of the studied detrital zircons are predominantly in intervals 1149–2105 and 2354–3159 Ma with the prominent peaks at 1218, 1338, 1468, 1581, 1628, 1743, 1851 and 2520 Ma, and the weak peaks at 2016, 2619, 2696, 2791, 2823 and 3114 Ma. The structural features of the quartzite-schist sequences and the presence of minerals in heavy fractions are unstable during long-term transport indicate a predominance of the local sources that form the buried basement of the Aktau-Mointy massif or were completely eroded. The results of combined analysis of U–Pb zircon ages and Lu–Hf isotopic compositions for detrital zircons from the quartzite-schist sequences allows us to reconstruct the formation of the Precambrian continental crust of the Aktau-Mointy massif. Based on the data obtained, it was indicate that the formation juvenile continental crust was originated from the magmatic reworking the older continental crust during the Mesoarchean–Neoproterozoic and juvenile sources only were predominated during the Mesoproterozoic.

*Keywords:* Central Asian orogenic belt, Central Kazakhstan, Aktau-Mointy massif, detrital zircons, U–Pb dating, Lu–Hf isotopy